ISSN 0205-9614 Ноябрь–Декабрь 2024

Номер 6



ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА





_

Номер 6, 2024

Использование космической информации о Земле	
Влияние тайфуна "Хиннамнор" (сентябрь 2022 г.) на прибрежный апвеллинг в северо-западной части Японского моря по данным спутниковых наблюдений	
И. А. Жабин, Е. В. Дмитриева, В. А. Дубина, С. Н. Таранова	3
Прогнозирование перспективных площадей на золоторудный тип минерализации на основе интеграции геологической, геофизической информации и обработки набора данных космического аппарата дистанционного зондирования Земли Harmonized Landsat Sentinel-2 для территории северного окончания восточного склона Полярного Урала	Ĩ
Ю. Н. Иванова	17
Исследования последствий сильного извержения вулкана Райкоке в Центральных Курилах в 2019 г. с использованием спутниковых данных	
В. Г. Бондур, О. С. Воронова	38
Термокарстовые озера таежной и тундровой зон Сибирской Арктики по снимкам Канопус-В и Sentinel-2	
И. Н. Муратов, Ю. М. Полищук	52
Оценка сезонной динамики коэффициентов спектральной яркости преобладающих пород ГЗЛП "Пенза-Каменск" с помощью ДЗЗ и полевых исследований	
А. А. Выприцкий, К. П. Синельникова	64
Методы и средства обработки и интерпретации космической информации	
Коррекция географической привязки микроволнового сканера/зондировщика МТВЗА-ГЯ, функционирующего на КА Метеор-М №2-3	
И. Н. Садовский, Д. С. Сазонов	76
Корректировка алгоритма восстановления осадков по измерениям МТВЗА-ГЯ № 2-2	
Д. С. Сазонов	88
Физические основы исследования Земли из космоса	
Низкочастотная изменчивость поля ветра в области Чилийского апвеллинга	
А. Б. Полонский, А. Н. Серебренников	96

Contents

No. 6, 2024 _____

_

Utilization of the Earth Space Data	
The Impact of Typhoon "Hinnamnor" (September 2021) on Coastal Upwelling in the Northwestern Japan Sea According Satellite Observations	
I. A. Zhabin, E. V. Dmitrieva, V. A. Dubina, S. N. Taranova	3
Prediction Perspective Areas for Gold Mineralization Type Using the Data Set of Remote Sensing Satellite Harmonized Landsat Sentinel-2 on the Territory of the Northern End of the Eastern Slope of the Polar Urals	
J. N. Ivanova	17
Studying Aftermath of the Strong 2019 Raikoke Volcano Eruption in Central Kuril Islands Using Satellite Data	
V. G. Bondur, O. S. Voronova	38
Thermokarst Lakes of Taiga and Tundra Zones of the Siberian Arctic Based on Kanopus-V and Sentinel-2 Images	
I. N. Muratov, Yu. M. Polishchuk	52
Assessment of the Current State of the Penza-Kamensk State Protective Forest Strip Using Remote Sensing and Field Research	
A. A. Vypritskiy, K. P. Sinel'nikova	64
Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation	
Correction of Geographical Reference of the Microwave Scanner/Sounder MTVZA-GYa Operating on the Meteor-M Satellite No. 2-3	
I. N. Sadovsky, D. S. Sazonov	76
Adjustment of Precipitation Restoration Algorithm According to MTVZA-GY No. 2-2 Measurements	
D. S. Sazonov	88
Earth Research from Space Physical Ground	
Low-Frequency Wind Field Variability in the Chilean Upwelling Region	
A. B. Polonsky, A. N. Serebrennikov	96

____ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ВЛИЯНИЕ ТАЙФУНА "ХИННАМНОР" (СЕНТЯБРЬ 2022 г.) НА ПРИБРЕЖНЫЙ АПВЕЛЛИНГ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2024 г. И. А. Жабин^{1,} *, Е. В. Дмитриева¹, В. А. Дубина¹, С. Н. Таранова¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия *E-mail: zhabin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 23.01.2024 г.

Летом 2022 года у северо-западного побережья Японского моря наблюдался хорошо выраженный ветровой апвеллинг. Результаты расчета индекса апвеллинга показали, что прибрежный апвеллинг был вызван направленным от берега экмановским переносом. Трансфронтальный обмен в зоне апвеллинга определялся мезомасштабными вихрями и струйными течениями. Анализ данных спутниковых и метеорологических наблюдений позволил рассмотреть влияние тайфуна Хиннамнор (сентябрь 2022 г.) на зону прибрежного апвеллинга в северо-западной части Японского моря. Под влиянием тайфуна произошел отрыв вод апвеллинга от побережья. Адвективный перенос холодных вод в глубоководную часть моря определялся взаимодействием вод зоны апвеллинга с антициклоническим меандром Цусимского течения. После прохождения тайфуна наблюдалось резкое понижение температуры в струйных течениях системы апвеллинга. Усиление ветра привело к формированию новой зоны апвеллинга на западном шельфе Татарского пролива. Как следствие, под влиянием прибрежного апвеллинга и тайфуна в сентябре 2022 г. в северной части Японского моря наблюдались отрицательные аномалии поверхностной температуры.

Ключевые слова: Японское море, апвеллинг, Приморское течение, мезомасштабные вихри, струйные течения, тайфун Хиннамнор, спутниковые данные, метеорологические наблюдения

DOI: 10.31857/S0205961424060018, EDN: RQYYZG

введение

Прибрежный апвеллинг можно определить как выход более холодных глубинных вод вод в верхний слой моря под действием баланса сил между напряжением ветра, эффектом Кориолиса и градиентом давления. Экмановский апвеллинг вызывается вдольбереговым ветром, в северном полушарии берег расположен слева от направления действия ветра. В этом случае экмановская динамика вызывает дивергенцию поверхностных течений у побережья и компенсационный подъем глубинных вод. Подъем вод обычно происходит с глубин 100-300 м и занимает по времени от ~ одного дня до нескольких суток в зависимости от продолжительности действия ветра (Боуден, 1988). Более холодные воды апвеллинга служат источником биогенных элементов для поверхностных вод и отличаются высокой биологической продуктивностью.

В осенний период прибрежный ветровой апвеллинг наблюдается у северо-западного побережья Японского моря (Жабин и др., 2017). На апвеллинг у побережья Приморского края (приморский

апвеллинг) оказывает влияние сезонная изменчивость ветровых условий, связанная с муссонным характером атмосферной циркуляции. Апвеллинг хорошо выражен в осенний период (сентябрьоктябрь), когда у Южного Приморья увеличивается повторяемость сильных ветров западного и северо-западного направлений, благоприятных для развития апвеллинга. В умеренных широтах апвеллинг генерируется в процессе изменчивости атмосферной циркуляции на синоптическом масштабе. У северо-западного побережья Японского моря осенний ветровой апвеллинг в основном связан с выходом атмосферных циклонов в прибрежные районы в период перехода от летнего к зимнему типу атмосферной циркуляции. Интенсивность и положение зоны апвеллинга могут изменяться в зависимости от количества и траекторий движения атмосферных циклонов. Существенное влияние на процесс формирования апвеллинга оказывают морфология шельфа и стратификация прибрежных вод. Зона прибрежного апвеллинга в северо-западной части моря связана с Приморским течением. Приморское течение хорошо выражено у восточного побережья Приморья. У Южного Приморья течение поворачивает на запад и следует по направлению к зал. Петра Великого. Высокоскоростное ядро Приморского течения расположено над материковым склоном вблизи внешней кромки шельфа. Горизонтальный поперечный масштаб течения изменяется от 20 до 60 км. (Никитин и др., 2020; Nikitin et al., 2023). Зона прибрежного апвеллинга в северо-запалной части Японского моря расположена между побережьем Приморья и Приморским течением. В осенний период отмечено усиление мезомасштабной вихревой активности в зоне Приморского течения (Гинзбург и др, 1998; Nikitin et al., 2023).

В сентябре 2022 г. на акваторию Японского моря вышел тайфун Хиннамнор (Hinnamnor). Данные о тайфуне доступны на специализированном электронном ресурсе японского NII (National Institute of Informatics): http://agora.ex.nii.ac.jp/ digital-typhoon/summary/wnp/s/202211.html.en. Тайфун Хиннамнор впервые был зарегистрирован 28.08.2022 как тропический шторм (рис. 1 *a*, здесь и далее время в UTC). Тропический циклон достиг максимальной стадии развития 30.08.2022, превратившись в супертайфун пятой категории. Минимальное давление в центре тайфуна составило 920 Па, максимальная скорость ветра достигала значений 54 м/с. Хиннамнор вышел в южную часть Японского моря в категория "тайфун" 06.09.2022 в 00:00. В центральной части моря тайфун определялся как тропический шторм. При подходе к восточному побережью Приморья (06.09.2022 12:00) тропический шторм перешел в категорию циклона умеренных широт. После пересечения береговой линии циклон продолжил движение над сушей по направлению к Охотскому морю. Циклон окончательно разрушился над Охотским морем 9.09. 2022. Общая продолжительность существования тайфуна Хиннамнор составила 9.25 суток при средней скорости движения 25.5 км/ч.

Тайфуны оказывают значительное влияние на структуру и динамику вод океана. Комплексные теоретические и экспериментальные исследования влияния тайфунов на поверхностный слой было выполнено советскими учеными (Тропические циклоны..., 1989). В этот период была создана советско-вьетнамская лаборатория по тропической метеорологии, к основным научным задачам которой относились исследования тропических циклонов. В рамках совместной работы была разработана модель эволюции верхнего слоя океана под влиянием тропических циклонов, в которой учитывался вклад апвеллинга и ветрового перемешивания. Было установлено, что в Южно-Китайском море основной вклад в охлаждение поверхностного слоя вносит апвеллинг и турбулентное вовлечение. Экспериментальные судовые исследования, выполненные в Южно-Китайском море, показали, что прибрежный апвеллинг у берегов Вьетнама можно рассматривать как своеобразный естественный барьер, защищающий прибрежные районы южного Вьетнама от наиболее разрушительных последствий действия тайфунов.

Современные методы и комплексные системы мониторинга тропических шиклонов, включающие технологии формирования баз данных и алгоритмы обработки результатов космических и наземных наблюденийх подробно рассмотрены в работе (Бондур, Крапивин, 2014). В этой работе предлагаются различные методы и подходы, основанные на анализе результатов дистанционного зондирования и численного моделирования процессов тропического циклогенеза в системе океан-атмосфера.

Понижение температуры поверхности моря (ТПМ) в зонах прибрежного апвеллинга после прохождения тайфунов наблюдалось в Южно-Китайском море, вблизи о. Тайвань и в Восточно-Китайском море (Kuo et al., 2020; Li et al., 2021; Che et al, 2023). В отдельных случаях ТПМ не изменялась или отмечалось повышение температуры (Xie et al., 2017). Степень влияния тропических циклонов на апвеллинг зависит от интенсивности тайфуна и от угла подхода барического образования к побережью. В отдельных случаях при воздействии тропических циклонов на прибрежный апвеллинг отмечались дополнительные эффекты: генерация внутренних волн (Hong et al., 2022) и прибрежных захваченных волн (Filonov et al., 2021). Влияние тайфунов на прибрежный апвеллинг в Южно-Китайском море может приводить к увеличению концентраций биогенных элементов и хлорофилла (Che et al., 2021; Zheng et al., 2021). Это оказывает прямое влияние на биологическую продуктивность и состояние морских экосистем шельфовой зоны.

В Японском море тайфуны могут вызывать интенсивный прибрежный апвеллинг у побережья Южной Кореи, который приводит к аномально низким значениям ТПМ в этом районе (Park and Кіт, 2010). При взаимодействии тайфунов с фронтом Цусимского течения и мезомасштабными вихрями наблюдалось усиление генерации внутренних инерционных волн, которые принимают участие в диссипации кинетической энергии тропических циклонов в Японском море (Kawaguchiet al., 2023).

Тайфун Хиннамнор оказал значительное влияние на зону прибрежного апвеллинга, расположенную у побережья Приморья и в Татарском проливе. Исходя из этого была определена основная цель работы — на основе анализа спутниковой информации и метеорологических данных рассмотреть

4



Рис. 1. Траектория движения тайфуна Хиннамнор (*a*), фрагмент карты приземного синоптического анализа на 12:00 06.09.2022 (*б*) и распределение направления и скорости приводного ветра в северной части Японского моря по данным NCEI на 12:00 07.09.2022 (*в*). На рис. 1 *а* цветом выделены стадии развития тайфуна: синий – тропическая депрессия; желтый – тропический шторм; красный – тайфун; фиолетовый – циклон умеренных широт. Цифры у больших кружков на траектории движения тайфуна обозначают даты (00:00) положения центра тайфуна. Черными точками на побережье показаны береговые гидрометеорологические станции: 1 – Ольга; 2 – Сосуново; 3 – Советская гавань.

влияние тайфуна Хиннамнор на термическую структуру вод северо-западной части Японского моря.

ДАННЫЕ И МЕТОД РАСЧЕТА ИНДЕКСА АПВЕЛЛИНГА

Данные о скорости и направлении ветра были получены из Национального центра информации об окружающей среде Национального центра океанических и атмосферных исследований США (NOAA's National Centers for Environmental Information (NCEI)). Объединенный массив спутниковых данных о приводном ветре имеет пространственное разрешение $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, временной шаг составляет 6 часов. Точность измерения направления и скорости ветра составляет 20° и 2 м/с. При создании этого массива использовались методы объективного анализа данных спутниковых наблюдений (Zhang et al., 2006). Данные доступны на портале NOAA CoastWatch (https://coastwatch.noaa. gov/erddap/griddap/noaacwBlendedWinds6hr.graph). Спутниковые данные о приводном ветре анализировались совместно с результатами метеорологических наблюдений на прибрежных гидрометеостанциях (ГМС) Ольга, Сосуново и Советская гавань (http://www.pogodaiklimat.ru), их положение показано на рис. 1 *a*.

Для исследования пространственного распределения ТПМ в работе использовались осредненные за сутки и объединенные в один массив данные спектрорадиометров AVHRR (спутники серии NOAA и MetOp) и VIIRS (спутники Suomi NPP и NOAA-20). Пространственное разрешение массива составляет 0.02°. Данные доступны на портале NOAA (https://coastwatch.noaa.gov/erddap/griddap/ noaacwLEOACSPOSSTL3SCDaily.graph).

Данные о поверхностных суммарных геострофических и ветровых течениях были получены из NASA (https://urs.earthdata.nasa.gov). Массив данных о течениях имеет пространственное разрешение 0.25°, временное разрешение 1 сутки.

Для расчета аномалий ТПМ в северной части Японского моря в сентябре 2022 г. использовался среднемесячный массив данных оптимально интерполированной поверхностной температуры с пространственным разрешением 0.25° (Physical Sciences Laboratory NOAA, https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html). Для расчета средних значений поверхностной температуры в северной части Японского моря был выбран полный период постоянных глобальных спутниковых наблюдений ТПМ NOAA (1982–2023).

В качестве дополнительной информации использовались спутниковое изображение инфракрасного (ИК) диапазона, полученное со спутника Aqua (MODIS) и данные о характеристиках поля ветра (скаттерометр ASCAT, портал NOAA



Рис. 2. Положение точек, для которых рассчитывался индекс апвеллинга (*a*) и результаты расчета ИА для Татарского пролива (*b*), восточного (*b*) и южного (*c*) побережья Приморья. Сплошными тонкими линиями показаны 6-часовые значения ИА, столбики соответствуют среднесуточным значениям индекса. Цвет точек на карте соответствует цвету на графиках. Стрелками (*a*) обозначены границы районов, для которых рассчитывался средний ИА: 1 – Южное Приморье; 2 – Восточное Приморье; 3 – побережье Татарского пролива.

CoastWatch (https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/ griddap/erdQMwind1day.graph). Данные MODIS получены из системы NASA LANCE (https://lance. modaps.eosdis.nasa.gov).

Для исследования изменчивости апвеллинга можно использовать ветровой индекс апвеллинга, позволяющий получить количественные оценки направленного от берега экмановского переноса вод в поверхностном слое трения (Bakun, 1973, 1990). Индексы апвеллинга экмановского типа рассчитываются по полю ветра в прибрежных районах океана. Для характеристики ветровых условий в зонах апвеллинга используются данные, полученные при помощи спутниковых скаттерометров. В этом случае индекс апвеллинга отражает короткопериодную изменчивость поля ветра (Gonzalez-Nuevo et al., 2014).

Для прибрежных районов северо-западной части Японского моря уравнение для расчета ветрового индекса апвеллинга можно представить в следующем виде:

 $\mathbf{MA} = -\sin(\alpha - \pi/2) Qx + \cos(\alpha - \pi/2) Qy,$

где α — угол между соответствующей параллелью и прямой, аппроксимирующей среднюю береговую линию, Qx и Qy – значения зональной и меридиональной составляющих ветрового переноса. В этом случае $Qx = \tau_v / \rho f$, $Qy = -\tau_x / \rho f$, где τ_x и τ_v значения зональной и меридиональной составляющих касательного напряжения ветра, *о* – плотность морской воды (1025 кг/м³), f – параметр Кориолиса. Касательное напряжение ветра рассчитывались по уравнениям, предложенным в работе (Large, Pond, 1981). Расчеты ИА были выполнены для точек, в которых в августе-сентябре 2022 г. на картах распределения ТПМ в прибрежных районах наблюдались холодные воды апвеллинга. Положение точек, для которых рассчитывалось значение этого индекса, показано на рис. 2 а. Результаты расчетов ИА осреднялись в пределах трех основных зон апвеллинга: Южного Приморья, Восточного Приморья и Татарского пролива. При выделении районов учитывалась ориентация береговой линии. Для Южного Приморья отчетный угол *а* составлял 180°, для Восточного Приморья – 315°, для Татарского пролива — 330°. Для получения размерности, соответствующей скорости объемного переноса вод ИА нормировался на единицу длины береговой линии (м³/с/10 м береговой линии). Положительные значения ИА соответствуют направленному от берега ветровому переносу, который вызывает прибрежный апвеллинг. Отрицательные значения ИА соответствуют даунвеллингу (опусканию вод). В общем случае ИА позволяет определить временные интервалы с благоприятными для развития апвеллинга ветровыми условиями и количественно оценить относительную интенсивность этого процесса.

ВЕТРОВОЙ АПВЕЛЛИНГ У СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЯПОНСКОГО МОРЯ В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2022 г.

В летне-осенний период 2022 г. у северо-западного побережья Японского моря наблюдался хорошо выраженный прибрежный ветровой апвеллинг. У западного побережья Татарского пролива (48-50° с.ш.) апвеллинг в поле ТПМ был впервые зарегистрирован 11.08.2022 (рисунок здесь не приводится). В последующий период времени за счет радиационного прогрева происходило сглаживание термических контрастов межлу зоной апвеллинга и водами Татарского пролива. Результаты расчета ИА (рис. 2 б) показывают, что благоприятные ветровые условия для развития апвеллинга в этом районе наблюдались в период с 2 по 12 августа. Первые признаки апвеллинга у восточного побережья Приморья (43-48° с.ш.) появились в поле ТПМ 23 августа. Обычно в летний период апвеллинг в этом районе не наблюдается. По среднемноголетним спутниковым данным о ветре осенний апвеллинг развивается в сентябре-октябре (Жабин и др., 2017). Результаты расчета ИА показывают, что относительно высокие положительные значения индекса апвеллинга в этом районе наблюдались с 20 по 31 августа (рис. 2 в). В течении этого периода времени у Восточного Приморья сформировалась основная зона прибрежного апвеллинга (рис. 3). Наиболее благоприятные для развития апвеллинга ветровые условия были связаны с континентальным атмосферным циклоном, который определял синоптическую ситуацию у Восточного Приморья 21-24 августа. У берегов Южного Приморья в течении августа наблюдались короткопериодные события апвеллинга (рис. 2 г), которые вызвали понижение температуры воды у побережья.

На рис. 3 показано распределение ТПМ в северной части Японского моря, полученное 28 августа. На рисунке видно, что в результате благоприятных ветровых условий у всего северо-западного побережья Японского моря наблюдались холодные воды прибрежного апвеллинга. В пределах этой зоны отчетливо выделялись так называемые ядра апвеллинга с минимальными значениями поверхностной температуры. Такие ядра обычно связаны с районами, в которых меняется ориентация береговой линии и ширина шельфовой зоны. В зоне апвеллинга можно условно выделить 5 ядер апвеллинга, два из которых были расположены на более широких участках шельфовой зоны Приморья



Рис. 3. Распределение поверхностной температуры в северной части Японского моря 28.08.2022 (данные GHRSST и NOAA). Стрелками показано положение ядер апвеллинга, прямоугольники показывают положение поперечных струйных течений, расположенных на 46.5° и 47.5° с.ш.

(42.75° и 45.20° с.ш.). Минимальные значения температуры в этих ядрах составляли ~11° С, перепад температуры по сравнению с окружающими водами достигал значений 9–10° С.

Усиление прибрежного апвеллинга может приводит к формированию поперечных струйных течений. Эти течения проявляются как протяженные (100–200 км) и узкие (10–50 км) полосы холодной воды, которые распространяются от побережья в сторону открытого моря. Вертикальный масштаб таких струй составляет около 100 м, скорость распространения имеет порядок 1 м/с. В общем случае трансфронтальный обмен свойствами между водами апвеллинга и глубоководными районами определяется как совместный результат действия двух механизмов: отклика на воздействие касательного напряжения ветра, которое приводит к развитию прибрежного апвеллинга и адвективного переноса холодных вод струйными течениями в направлении от побережья, который модулируется мезомасштабной вихревой активностью (Mooers and Robinson, 1984; Strub et al, 1991).

Признаки формирования апвеллинговых струй проявляются в южной части Татарского пролива (рис. 3). Продольный масштаб струйного течения, расположенного на ~47.5° с.ш., составлял ~75 км. Длина второй струи, вытянутой вдоль 46.5° с.ш., ~100 км. Поперечный масштаб этих двух струйных течений уменьшался от 25 км в районе основного фронта апвеллинга до 10 км на отдаленных от берега участках струйных вторжений.

В процессе формирования и распространения поперечные струи перемешиваются с окружающими водами и меняют свои характеристики. Система поперечных струйных течений в северной части Японского моря отчетливо проявляется на спутниковом ИК-изображении, полученном 3.09.2022 (MODIS Aqua; рис. 4). На рисунке видно, что се-



Рис. 4. Спутниковое ИК изображение (MODIS Aqua) северо-западной части Японского моря, полученное 3.09.2022 в 03:25. Темные тона на снимке соответствуют холодным водам, связанным с апвеллингом, светлые — более теплым водам прилегающих районов моря. Стрелками показаны антициклонические вихри A1, A2 и A3 и циклонический вихрь С. Струйные течения распространяются по периферии этих вихревых структур. Апвеллинговый фронт у Восточного Приморья был связан с кромкой шельфа (изобата 200 м). Мезомасштабные вихри были расположены над материковым склоном. Изобаты построены по данным GEBCO 23.

верное струйное течение (47.5° с.ш.) распространялась по периферии антициклонического вихря А1. Вторая струя (46.5° с.ш.) взаимодействовала с антициклоном А2. Струйное течение наблюдалось на северной периферии антициклонического вихря А3, расположенного ~ на 45.5° с.ш. Циклонический вихрь с центром на 44° с.ш. также взаимодействовал с водами зоны апвеллинга и участвовал в формировании апвеллинговой струи, которая огибала южную периферию этой вихревой структуры. Диаметр мезомаштабных антициклонических вихрей А1. А2 и А3 составлял 75. 60 и 40 км. Результаты, полученные при анализе ИК – изображения показывают, что струйные течения в системе Приморского течения формируются в результате взаимодействия мезомасштабного вихревого поля с водами зоны прибрежного апвеллинга.

ВЛИЯНИЕ ТАЙФУНА ХИННАМНОР НА ТЕРМИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ ВОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Тайфун Хиннамнор в стадии тропического шторма приблизился к побережью Южного Приморья 06.09.2022 в 09:00. Это вызвало кратковременное усиление порывистого западного и северо-восточного ветра. По результатам расчета ИА (рис. 2 *г*) прямое влияние тайфуна не привело к усилению прибрежного апвеллинга в этом районе. Апвеллинг у южного побережья Приморья усилился 8 сентября за счет благоприятных ветровых условий, которые появились при перестройке барического поля после прохождения тропического шторма.

В северо-западной части Японского моря тайфун двигался вдоль побережья Восточного Приморья со скоростью около 35 км/час. Тайфун пересек береговую линию на 47.5° с.ш. 06.09.2022 около 12:00 (рис. 1 δ). После выхода на сушу циклонический вихрь изменил траекторию движения (рис. 1 *a*) и начал перемещаться по направлению к Охотскому морю.

По данным береговых ГМС тайфун оказал значительное влияние на прибрежные районы Восточного Приморья и Татарского пролива. На ГМС Ольга 06.09.2022 в период с 15:00 по 18:00 наблюдался западный ветер 5–10 м/с с порывами до 17 м/с (штормовой сгон). При штормовом ветровом сгоне на мелководных участках шельфа направление течений совпадает с направлением ветра. На ГМС Сосуново 6–7 сентября в период с 09:00 по 12:00 Хиннамнор вызвал сильные северные и северо-восточные ветра со средними скоростями 4–12 м/с и порывами до 17 м/с. После этого 07.09.2022 с 18:00 до 21:00 наблюдался сгонный ветер западного направления 6–16 м/с. Затем в прибрежной зоне

установился продолжительный период с благоприятными для развития апвеллинга ветровыми условиями (рис. 2 в). Скорости юго-западных ветров в это время достигали значений 20 м/с при порывах до 23 м/с. Вдольбереговой ветер наблюдался после выхода центра тайфуна на сушу. На ГМС Советская гавань резкое усиление ветра преимущественно южных румбов (Ю и ЮЗ) началось 06.09.2022 в 18:00 и продолжалось до 00:00 08.09.2022. Скорость ветра изменялась от 5 до 20 м/с. Эта синоптическая ситуация соответствовала движению тайфуна над континентальными прибрежными районами Татарского пролива по направлению к Охотскому морю. В этот период времени сильный вдольбереговой ветер наблюдался вдоль всего западного побережья Татарского пролива (рис. 1 в). Результаты расчета ИА апвеллинга показали (рис. 2 б), что наиболее благоприятные ветровые условия для формирования апвеллинга в Татарском проливе соответствовали периоду с 06:00 7 сентября по 00:00 8 сентября. Анализ метеорологических данных береговых ГМС гавань показал. что после прохождения тайфуна у Восточного Приморья и в Татарском проливе установились ветровые условия, благоприятные для развития апвеллинга.

Тайфун Хиннамнор оказал значительное влияние на динамику (рис. 5 а) и термическую структуру (рис. 5 б) вод северо-западной части Японского моря. На карте суммарных геострофических и ветровых течений (рис. 5 а) у северо-западного побережья моря можно выделить район направленных от берега течений, который был расположен между 45 и 49° с.ш. Эта ситуация соответствуют ветровым условиям, благоприятным для развития апвеллинга. В этом случае у побережья формируется зона дивергенции и наблюдается компенсационный подъем глубинных вод. В центральной части моря направленное от побережья Приморья течение взаимодействовало с квазистационарным антициклоническим меандром Цусимского течения с центром у юго-западного побережья о. Хоккайдо (43.5° с.ш., 139.0° в.д.).

Распределение поверхностной температуры после прохождения тайфуна показано на рис. 5 б. Сравнение карт распределения ТПМ, полученных 28 августа (рис. 3) и 8 сентября (рис. 5 б) позволяет рассмотреть влияние тайфуна на термическую структуру вод северной части Японского моря.

После прохождения тайфуна можно выделить следующие изменения в поле ТПМ.

1. Увеличение горизонтального масштаба зоны, занятой холодными водами апвеллинга у побережья Южного и Восточного Приморья при уменьшении перепадов температуры между ядрами апвеллинга и окружающими водами. Это свиде-



Рис. 5. Распределение скоростей суммарных геострофических и ветровых течений в поверхностном слое, полученное 7.09.2022 (а) и распределение поверхностной температуры 8.09.2022 (б) по данным GHRSST и NOAA. Условные обозначения: АМЦТ – антициклонический меандр Цусимского течения, А1 – антициклонический вихрь в районе Татарского пролива.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2024

тельствуют об усилении процессов перемешивания холодных вод апвеллинга и более теплых вод глубо-ководной части моря.

2. Адвекция холодных вод ядра апвеллинга, которое расположено на ~ 45.5° с. ш. (широкий выступ шельфовой зоны Приморья) в направлении центральной части моря (рис. 5 а, б). Термический след адвективного переноса холодных вод апвеллинга прослеживался от прибрежных районов Приморья до ~141° в.д. ТПМ вблизи побережья изменялась от 15.6 до 16.6° С, значения ТПМ во фронтальной зоне Цусимского течения составляли 19-20° С. Карта распределения векторов суммарных течений (рис. 5 а) показывает, что адвекция вод апвеллинга проходила от приморского шельфа преимущественно в зональном направлении вдоль 46° с.ш. по периферии антициклонического меандра Цусимского течения. Более холодные воды, связанные с зоной приморского апвеллинга, прослеживались на расстояние ~ 250 км от побережья. При этом наблюдалось перемещение ядра апвеллинга (область минимальных значений температуры) в направлении от берега в сторону открытого моря на расстояние около 30 км. Отрыв вод апвеллинга от берега может быть обусловлен сильным сгонным ветром, который наблюдался на береговых ГМС при выходе тайфуна на побережье Приморья.

3. Распределение ТПМ, полученное 10.09.2022 (рис. 6), показывает, что у западного побережья Татарского пролива (46.5–48.5° с.ш.) появилась новая зона прибрежного апвеллинга с низкими значениями ТПМ. Формирование этой зоны прибрежного апвеллинга связано с длительным воздействием вдольбереговых ветров, благоприятных для развития апвеллинга (рис. 1 в, 2 б и метеорологические данные ГМС Советская гавань).

4. Резкое уменьшение температуры в струйных течениях, связанных с вихрями А1, А2 и А3 (поло-



Рис. 6. Распределение поверхностной температуры в северной части Японского моря 10.09.2022 (данные GHRSST и NOAA). Новая зона прибрежного апвеллинга появилась у западного побережья Татарского пролива (46.5–48.5° с.ш.).

2024

жение вихрей показано на рис. 4). Зона холодных апвеллинговых струй после прохождения тайфуна резко выделялась на фоне более теплых окружающих вод. Минимальные значения температуры в холодной струе на периферии антициклонического вихря A1 уменьшились до 11.1-11.5°С и по сравнению с 3 сентября (15.0–15.4°С). В качестве основной причины резкого уменьшения поверхностной температуры в струйных течениях можно рассматривать турбулентное вовлечение на нижней границе верхнего перемешанного слоя, вызванное воздействием сильного ветра при прохождении тайфуна. При этом необходимо учитывать, что стратификация в области струйных течений первоначально была ослаблена за счет присутствия более холодных вод в поверхностном слое. Наиболее хорошо выраженная полоса холодных вод, связанная с вихрем A1 (рис. 5 δ) была ориентирована в зональном направлении и располагались между 139.5° и 141.5° в.д. Продольный масштаб холодной полосы составлял ~ 125 км, поперечный – около 30 км, площадь была равна ~3750 км². Результаты расчетов, выполненные по данным скаттерометра ASCAT (07.09.2022) показали, что в окрестностях этого струйного течения (47.25-47.75° с.ш.) наблюдались положительные значения завихренности напряжения ветра, которые изменялись от 0.6.10-6 до 4.3.10-6 Па/м. Среднее значение завихренности в области струйного течения было

равно $3.4 \cdot 10-6$ Па/м, соответствующее значение вертикальной скорости в основании экмановского слоя равно ~0.1 м/час или 2.6 м/сутки. Полученные оценки показывают, что экмановская подкачка может участвовать в охлаждении поверхностного слоя за счет вовлечения более холодных вод верхней части сезонного термоклина. Усиление вертикального перемешивания также привело к уменьшению ТПМ в северной мелководной части Татарского пролива (рис. 5 б и 6).

Таким образом, влияние тайфуна на северо-западную часть Японского моря привело к увеличению зоны апвеллинга у Южного и Восточного Приморья, формированию новой зоны апвеллинга в Татарском проливе, адвекции холодных вод от побережья Приморья в центральную часть моря и к увеличению термических контрастов на границах струйных течений системы приморского апвеллинга.

Общий эффект влияния интенсивного прибрежного апвеллинга и тайфуна Хиннамнор на термическую структуру поверхностного слоя можно оценить, рассмотрев распределение аномалий ТПМ в северной части Японского моря. На рис. 7 показано пространственное распределение аномалий ТПМ в сентябре 2022 г. Аномалии рассчитывались относительно средних значений ТПМ в сентябре за 1982–2023 гг. (период глобальных



Рис. 7. Пространственное распределение аномалий ТПМ в северной части Японского моря в сентябре 2022 г. относительно средних значений за 1982–2023 гг. (данные NOAA).

наблюдений за распределением ТПМ спутников NOAA). В сентябре 2022 г. северо-западной части Японского моря преобладали отрицательные аномалии среднемесячных величин поверхностной температуры. Область максимальных значений аномалий ТПМ была расположена в зоне прибрежного апвеллинга у побережья Приморья. Максимальные амплитуды (до -4.0°С) соответствовали ядрам апвеллинга, расположенным на приморском шельфе. Высокие отрицательные значения амплитуд (до -2.0°С) были связаны с зоной адвекции холодных вод апвеллинга в центральную часть моря (~45° с.ш.) и с областью холодных струйных течений в южной части Татарского пролива. Таким образом, совместное влияние интенсивного прибрежного апвеллинга и тайфуна Хиннамнор привело к формированию отрицательных аномалий ТПМ в северо-западной части Японского моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В августе—сентябре 2022 г. в прибрежных районах северо-западной части Японского моря наблюдался хорошо развитый ветровой апвеллинг. По данным спутниковых наблюдений у побережья выделялись ядра апвеллинга с низкими значениями поверхностной температуры и поперечные струйные течения, связанные с мезомасштабными вихрями системы Приморского течения. Поперечные струйные течения, которые формируются в мезомасштабной вихревом поле можно рассматривать как важный процесс, обеспечивающий связь между более продуктивными экосистемами прибрежных районов и водами глубоководной части Японского моря.

Тайфун Хиннамнор оказал существенное влияние на динамическую и термическую структуру вод северную части Японского моря. Под влиянием тайфуна усилился апвеллинг у восточного побережья Приморья. У северо-восточного побережья Приморья наблюдался отрыв вод апвеллинга от побережья и последующий адвективный перенос холодных вод в сторону открытой части моря. Ветровые условия, связанные с прохождением тайфуна привели к формированию новой зоны апвеллинга в районе Татарского пролива. Под воздействием тайфуна за счет усиления процессов вертикального перемешивания произошло уменьшение температуры в поперечных струйных течениях системы приморского апвеллинга. Холодные апвеллинговые струи после прохождения тайфуна хорошо выделялись на фоне более теплых окружающих вод. Совместный эффект интенсивного прибрежного ветрового апвеллинга и тайфуна на термическую структуру верхнего слоя привел к формированию хорошо выраженной отрицательной аномалии ТПМ в северо-западной части Японского моря.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят анонимных рецензентов за внимательное отношение к работе и за полезные замечания, которые помогли улучшить содержание статьи.

Данные SST предоставлены Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSST) и the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнялись в рамках гос. задания ТОИ ДВО РАН по теме № 6, рег. № 124022100079-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондур В.Г., Крапивин В.Ф. Космический мониторинг тропических циклонов. М.: Научный мир, 2014. 508 с.

Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 322 с.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буев) // Исслед. Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.

Жабин И.А., Дмитриева Е.В. Сезонная и синоптическая изменчивость ветрового апвеллинга у побережья Южного Приморья (Японское море) // Вестник ДВО РАН. 2014. № 5. С. 25–31.

Жабин И.А., Дмитриева Е.В., Кильматов Т.Р., Андреев А.Г. Влияние ветровых условий на изменчивость апвеллинга у побережья Приморья (северо-западная часть Японского моря) // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 58–67.

Никитин А.А., Дьяков Б.С., Капиштер А.В. Приморское течение на стандартных разрезах и спутниковых изображениях Японского моря // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 1. С. 31–43.

Тропические циклоны. Результаты исследований советских ученых. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 54 с.

Bakun A. Coastal upwelling indices, west coast of North America // NOAA Technical Report NMF 671. 1973. 103 pp.

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201.

Che Y., Guo B., Mantravadi V.S., Wang J., Ji Z. The impact of typhoon "In-Fa" (2021) on temperature, salinity, and chlorophyll-a concentration in the upwelling area of northwestern East China Sea // Atmosphere. 2023. V. 14. N 8. 1226. https:// doi.org/10.3390/atmos14081226.

Filonov A., Tereshchenko I., Ladah L.B., Monzon C., Velázquez-Muñoz F., Montes-Arechiga J. Coastal response to the passage of tropical cyclone Juliette on the Central Pacific Coast of Mexico // Geofísica Internacional. 2021. V. 60. № 4. P. 357–366. https:// doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.4.2161.

Gonzalez-Nuevo G., Gago J., Cabanas J.M. Upwelling index: a powerful tool for marine research in the NW Iberian upwelling system. J. Oper. Oceanogr. 2014, V. 7. № 1. P. 47–57. doi: 10.1080/1755876x.2014.11020152.

Hong B., Huang X., Liu S., Xu H. Impact of typhoon on coastal upwelling off the Eastern Hainan Island: A case study of typhoon

Rammasun (2014) // Fron. Mar. Sci. 2022. V. 9. P. 920825– 920839. 10.3389. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.920825.

Kawaguchi, Y., Yabe I., Senjyu T., Sakai A. Amplification of typhoon-generated near-inertial internal waves observed near the Tsushima oceanic front in the Sea of Japan // Sci. Rep. 2023. V. 13. 8387. https://doi.org/10.1038/s41598-023-33813-9.

Kuo Y., Ming-An Lee M.-A., Yi Chang Y. Satellite observations of typhoon-induced sea surface temperature variability in the upwelling region off northeastern Taiwan // Remote Sensing. 2020.V.12. N 20. 3321. doi:10.3390/rs12203321.

Li X., Zhang X., Fu D., Liao S. Strengthening effect of super typhoon Rammasun (2014) on upwelling and cold eddies in the South China Sea // J. Ocean. Limnol. 2021. V. 39. P. 403–419. *Large W. G., Pond S.* Open momentum flux measurements in moderate to strong winds // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. \mathbb{N} 3. P. 324–336. doi: 10.1007/s00343-020-9239-x.

Mooers C.N.K., Robinson A.R. Turbulent jets and eddies in the California Current and inferred crossshore transports // Science.1984. V. 223. N 4631. P. 51–53.

Nikitin A.A., Tsypysheva I.L., Zuenko Y.I. Spatial patterns of the

Primorye Current in the northwestern East/Japan Sea on satellite images and standard sections // Ocean Sci. J. 2023. V. 58. 22. https://doi.org/10.1007/s12601-023-00116-z

Strub P., Kosro P., Huyer A. The nature of the cold filaments in the California Current System // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 14.743–14.768.

Park K.A., Kim K.R. Unprecendented coastal upwelling in the East/ Japan Sea and linkage to longterm large variations // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L09603. https://doi.org/10.1029/2009GL042231

Xie L.L., He C.-F., Li M.-M., Tian J.J., Jing, Z.Y. Response of sea surface temperature to typhoon passages over the upwelling zone east of Hainan Island // Advances in Marine Science. 2017. V. 35. P. 8–19. (In Chinese with English abstract).

Zhang H.-M., Bates J.J., Reynolds R.W. Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L17714. https://dx.doi.org/10.1029/2006GL027086.

Zheng M., Xie L., Zheng Q., Li M., Chen F, Li J. Volume and nutrient transports disturbed by the typhoon Chebi (2013) in the upwelling zone east of Hainan Island, China // J. Mar. Sci. Eng. 2021. V. 9. 324. https://doi.org/10.3390/jmse9030324.

The Impact of Typhoon "Hinnamnor" (September 2021) on Coastal Upwelling in the Northwestern Japan Sea According Satellite Observations

I. A. Zhabin¹, E. V. Dmitrieva¹, V. A. Dubina¹, S. N. Taranova¹

¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia

Enhanced wind-driven water upwelling was observed off the north-west coast of the Japan Sea in the summer of 2022. The upwelling index calculation showed that the coastal upwelling was induced by offshore Ekman transport. The offshore transport is largely controlled by mesoscale processes, involving mesoscale eddies and filaments. Based on the multisatellite and meteorological data sets our results provide opportunity to observe the upwelling response to strong typhoon Hinnamnor (September 2022). The typhoon resulted in the separation of the upwelling core from the coast and subsequent advective transport of cold waters toward the deep part of the northern Japan Sea. The intensification of advection was determined by the interaction of upwelling waters with the mesoscale anticyclonic meander of the Tsushima Current. Under the influence of strong winds of typhoon a sharp temperature decrease in upwelling filaments was observed. The typhoon increased upwelling in the western shelf region of the Tartar Strait. In September 2022 coastal upwelling resulted in the formation of a negative surface temperature anomaly in the northern part of the Japan Sea.

Keywords: Japan Sea, wind-driven coastal upwelling, Primorye current, mesoscale eddies, upwelling filaments, typhoon "Hinnamnor", multisatellite data, meteorological observations

REFERENCES

Bakun A. Coastal upwelling indices, west coast of North America // NOAA Technical Report NMF 671. 1973. 103 pp.

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201.

Bondur V.G., Krapivin V.F. Kosmicheskiy monitoring tropicheskikh tsiklonov. [Space monitoring of tropical cyclones]. Moskow. Scientific World. 2014. 508 p. (in Russian).

Bowden K.F. Physical oceanography of coastal waters. Ellis Horwood Ser. Mar. Sci. John Wiley & Sons, Inc. 1984. Somerset, N.J. 302 p.

Che Y., Guo B., Mantravadi V.S., Wang J., Ji Z. The impact of typhoon "In-Fa" (2021) on temperature, salinity, and chlorophyll-a concentration in the upwelling area of northwestern

ИССЛЕЛОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА №6 2024

East China Sea // Atmosphere. 2023. V. 14. N 8. 1226. https:// doi.org/10.3390/atmos14081226.

Filonov A., Tereshchenko I., Ladah L.B., Monzon C., Velázquez-Muñoz F., Montes-Arechiga J. Coastal response to the passage of tropical cyclone Juliette on the Central Pacific Coast of Mexico // Geofísica Internacional. 2021. V. 60. N 4. P. 357–366. https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.4.2161.

Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Ostrovskii A.G. Poverkhnostnaya tsirkulyatsiya Yaponskogo morya (sputnikovaya informatsiya i dannye dreyfuyushchikh buev) [Surface circulation of the Japan Sea (satellite information and drifters data)] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 1998. N 1. P. 66–83 (in Russian).

Gonzalez-Nuevo G., Gago J., Cabanas J.M. Upwelling index: a powerful tool for marine research in the NW Iberian up-

welling system. J. Oper. Oceanogr. 2014, V. 7. N 1. P. 47–57. doi: 10.1080/1755876x.2014.11020152.

Hong B., Huang X., Liu S., Xu H. Impact of typhoon on coastal upwelling off the Eastern Hainan Island: A case study of typhoon Rammasun (2014) // Fron. Mar. Sci. 2022. V. 9. P. 920825–920839. 10.3389. https://doi.org/10.3389/fmars.2022.920825.

Kawaguchi, Y., Yabe I., Senjyu T., Sakai A. Amplification of typhoon-generated near-inertial internal waves observed near the Tsushima oceanic front in the Sea of Japan // Sci. Rep. 2023. V. 13. 8387. https://doi.org/10.1038/s41598-023-33813-9

Kuo Y., Ming-An Lee M.-A., Yi Chang Y. // Satellite observations of typhoon-induced sea surface temperature variability in the upwelling region off northeastern Taiwan // Remote Sensing. 2020.V.12. N 20. 3321. doi: 10.3390/rs12203321.

Li X., Zhang X., Fu D., Liao S. Strengthening effect of super typhoon Rammasun (2014) on upwelling and cold eddies in the South China Sea // J. Ocean. Limnol. 2021. V. 39. P. 403–419. https://doi.org/10.1007/s00343-020-9239-x.

Large W.G., Pond S. Open momentum flux measurements in moderate to strong winds // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. No 3. P. 324–336.

Mooers C.N.K., Robinson A.R. Turbulent jets and eddies in the California Current and inferred crossshore transports // Science.1984. V. 223. N 4631. P. 51–53.

Nikitin A.A., Tsypysheva I.L., Zuenko Y.I. Spatial patterns of the Primorye Current in the northwestern East/Japan Sea on satellite images and standard sections // Ocean Sci. J. 2023. V. 58, 22. https://doi.org/10.1007/s12601-023-00116-z.

Nikitin A.A., Djakov B.S, Kapshiter A.V. The Primorskoe current at standard sections and in satellite images of the Sea of Japan's surface / /Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V. 56. P. 1605–1614.

Park K.A., Kim K.R. Unprecendented coastal upwelling in the East/Japan Sea and linkage to longterm large variations // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L09603. https://doi.org/10.1029/2009GL042231.

Strub P., Kosro P., Huyer A. The nature of the cold filaments in the California Current System // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 14.743–14.768.

Tropicheskie tsiklony. Rezultaty issledovaniy sovetskikh uchenykh. [Tropical cyclones. Results of research by Soviet scientists]. L.: Gidrometeoizdat. 1989. 54 p. (in Russian).

Xie L.L., He C.-F., Li M.-M., Tian J.J., Jing, Z.Y. Response of sea surface temperature to typhoon passages over the upwelling zone east of Hainan Island // Advances in Marine Science. 2017. V. 35. P. 8–19. (In Chinese with English abstract)

Zhabin I.A., Dmitrieva E.V. Sezonnaya i sinopticheskaya izmenchivost vetrovogo apvellinga u poberezhya yuzhnogo Primorya (Yaponskoe more) [Seasonal and mesoscale variability of wind upwelling off the southern Primorye coast (the Japan Sea)] // Vestnik DVO RAN. 2014. N 5. P. 25–31. (in Russian).

Zhabin I.A., Dmitrieva E.V., Kil'matov T.R., Andreev A.G. Wind effects on the upwelling variability in the coastal zone of Primorye (the northwest of the Sea of Japan) // Russian Meteorology and Hydrology. 2017. V. 42. P. 181–188.

Zhang H.-M., Bates J.J., Reynolds R.W. Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L17714. https://dx.doi. org/10.1029/2006GL027086.

Zheng M., Xie L., Zheng Q., Li M., Chen F., Li J. Volume and nutrient transports disturbed by the typhoon Chebi (2013) in the upwelling zone east of Hainan Island, China // J. Mar. Sci. Eng. 2021. V. 9. 324. https://doi.org/10.3390/jmse9030324.

—— ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ —— ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ НА ЗОЛОТОРУДНЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ОСНОВЕ ИНТЕГРАЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ, ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ И ОБРАБОТКИ НАБОРА ДАННЫХ КОСМИЧЕСКОГО АППАРАТА ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ HARMONIZED LANDSAT SENTINEL-2 ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ОКОНЧАНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2024 г. Ю. Н. Иванова^{1, 2}

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

> ²Российский университет дружбы народов, Москва, Россия *E-mail: jnivanova@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.03.2024 г.

Впервые для северного окончания восточного склона Полярного Урала применен подход к обработке данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), полученных космическим аппаратом Harmonized Landsat Sentinel-2. Рассматриваемый подход заключается в интеграции карт распределения гидротермальных изменений и схемы плотности линеаментов, созданных на основе результатов статистической обработки мультиспектральных данных ДЗЗ, а также цифровой модели рельефа Aster GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model). Работа проведена с целью выявления морфологических признаков и закономерностей, особенностей глубинного строения для выделения площадей, перспективных на золоторудный тип минерализации. В результате проведенного исследования оконтурены две новые перспективные плошали и выделены дополнительные прогнозно-поисковые критерии золотого оруденения: (1) установлено, что плошади, перспективные на золоторудный тип минерализации, следует искать вдоль трансрегиональных разломных зон, которые пересекают благоприятные горизонты и структуры и контролируют рудную минерализацию, а также по периферии крупной (97 на 76 км) чашеобразной гетерогенной вулкано-плутонической структуры 1-го порядка с длительной историей развития, локализованной над внутрикоровыми магматическими камерами; (2) морфоструктура должна быть осложнена кольцевыми и дуговыми структурами 2-го и более высоких рангов, а также разрывными нарушениями СЗ и СВ простирания протяженностью более 10 км, либо ослабленными зонами, вдоль которых фиксируются внедрения интрузивных тел, парагенетически связанных с минерализацией; (3) в потенциально рудоносных вулканических постройках должны быть проявлены метасоматические ореолы значительной площади (более 30 км²) с повышенными значениями индексов оксидов трехвалентного железа (гематит), оксидов и гидроксидов железа (лимонит) и в меньшей степени гидроксил-(Al-OH, Mg-OH), карбонат-содержащих минералов и оксидов двухвалентного железа.

Ключевые слова: дистанционное зондирование Земли, метод главных компонент, цифровая модель рельефа, линеаменты, разрывные нарушения, морфоструктурная карта, Полярный Урал, Harmonized Landsat Sentinel-2, схема плотность линеаментов

DOI: 10.31857/S0205961424060029, EDN: RQYLNJ

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время Арктика привлекает повышенное внимание ученых по всему миру. Все больше научных изысканий проводятся для данного региона, в том числе в виду установленных объемных запасов полезных ископаемых (ПИ) различных типов. При этом территория является плохо изученной из-за наличия снежно-ледяного покрова, сохраняющегося большую часть года, метеорологических условий, затрудняющих получение качественных снимков, а также сложности последующей обработки принятых к учету месторождений. Поэтому решение многих специфических задач в Арктической зоне Российской Федерации, включая постановку прогнозно-поисковых работ, оценку перспектив рудоносности, может быть реализовано за счет использования методов дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Они обладают большой обзорностью, обеспечивают множество преимуществ для реализации исследовательских и опытноконструкторских проектов, позволяют проводить широкомасштабные и относительно рентабельные наблюдения, а также осуществлять сбор данных в регионах с ограниченной инфраструктурой (Bohlmanna, Koller, 2020; Миловский и др., 2021).

В предыдущей работе (Иванова, Выхристенко, 2021) для Щучьинской зоны (ЩЗ), являющейся

наиболее перспективной на выявление золоторудной минерализации, проведен анализ изображений с космического аппарата (КА) ДЗЗ Landsat 8, представлены результаты морфоструктурного картирования данной территории и получена морфоструктурная модель Щучьинского палеовулкана. Кроме того, сформулирован геолого-морфологический прогнозный критерий для золотого оруденения, который может быть использован при постановке геологоразведочных работ в других районах Полярного Урала и северных широтах.

Цель – построить прогнозную карту ЩЗ и прилегающей территории, полученную на основе:



Рис. 1. Тектоническая схема Уральского складчатого пояса (по Государственная..., 2007): 1 – позднекембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской структурной мегазоны; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–8 – Восточно-Уральская мегазона (Щучьинская зона локализована выше 66030' в.д. и Войкарская – ниже 66020' в.д.): 3 – ордовикские метаморфизованные гипербазиты и габброиды; 4 – ордовикско- девонские вулканические и вулканогенно-осадочные образования; 5 – средне-позднеордовикские габброиды и плагиогранитоиды хойпейского комплекса; 6 – ранне-среднедевонские диориты и гранитоиды юньягинского и собского комплексов; 7 – ранне-среднедевонские габброиды, диориты и монцодиориты конгорского комплекса; 8 – средне-позднедевонские гранитоиды юрменекского и янослорского комплексов; 9 – границы изучаемой территории; 10 – ГУР; 11 – основные реки и озеро; 12 – города. Цифрами показаны: 1–5 – массивы Рай-Из (1), Сыум-Кеу (2), Масловский (3), Юньягинский (4), Хоростоский (5), Собское поднятие (6), хребет Янганапэ (7).

(1) карты развития гидротермально-метасоматических пород, (2) прогнозной схемы распределения зон высокопроницаемых горных пород на золоторудный тип минерализации, составленных в результате обработки данных сцен космических снимков (КС) КА ДЗЗ Harmonized Landsat Sentinel-2 (HLS-2). Помимо этого, будут учтены данные геологической карты, карты дочетвертичных отложений, карты распределения ПИ, схемы прогноза ПИ и продуктивности рудных районов и узлов и геофизической информации для оконтуривания перспективных участков, выделения новых прогнозно-поисковых критериев и выявления геологических/ морфологических особенностей изучаемой площади на золоторудный тип минерализации в пределах исследуемой территории.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ

Полярно-Уральский сегмент Восточно-Уральской мегазоны разделяют на Щучьинскую и Войкарскую зоны (рис. 1).

Эти зоны характеризуются осадочно-вулканогенными отложениями с широко проявленным плутоническим и гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамотермальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом. Формации отвечают обстановкам океанического рифтинга островодужных систем и активной континентальной окраины (Пучков, Иванов, 2020).

ЩЗ – самая северная часть палеозойской островодужной системы Урала. На западе она ограничивается региональным разломом, входящим в систему Главного Уральского разлома (ГУР). Он представляет собой крупный надвиг, перекрытый мезозойскими отложениями в восточном направлении. Его фрагмент обрамляет Щучьинский синклинорий в виде дугообразных нарушений, которые сливаются в единую полукольцевую структуру.

В строении ЩЗ выделяют несколько сегментов, в пределах которых установлены: палеозойские покровно-складчатые сооружения, представленные породами ордовика, силура, девона, карбона, перекрытые платформенными мезозойскими отложениями юры и триаса. Наиболее широкое развитие среди плутонических образований получили габброиды, гранитоиды имеют значительно меньшее распространение и локализованы в виде небольших штокообразных массивов площадью до 10–16 км² (Душин, 2020) (рис. 2).

С породами некоторыми свит и комплексов связана разнообразная рудная минерализация. Например, с магматическими и вулканогенноосадочными породами основного состава васькеуского и харампэйско-масловского комплексов, а также янганапэйской толщи связаны проявления и месторождения V±Ti-Fe-рудной и Cu-Fe-скарновой формаций. Осадочные породы малопайпулынской и хантейской свит вмешают проявления Pb-Zn минерализации. С магматическими породами основного состава второй фазы харбей-собского комплекса связаны проявления Mo, Pb-Zn, Си-кварцевой и скарно-магнетитовой минерализации. К магматическим породам кислого состава сялатаяхинского и евъюганского комплексов относятся месторождения и проявления As, Au, Mo и Си минерализации. В осадочных породах хойдышорской и усинской свит локализована Си и Аи минерализация, а в метаморфических и осадочных породах орангской свиты - полиметаллическая минерализация. С магматическими породами ультраосновного состава сыум-кеуского комплекса и дайками серпентинитов хартманюшорского комплекса пространственно и генетически связаны проявления Cr. В эклогитоподобных породах слюдяногорского комплекса содержатся проявления метаморфогенного Ті.

Отдельно для этой зоны можно выделить вторую фазу габбро-гранодиорит-гранитового юньягинского комплекса, с которым генетически связаны золотосодержащие скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления, локализованные в одноименном рудном узле. Юньягинское месторождение в настоящее время представляет промышленный интерес. Помимо данного объекта рудный узел вмещает ряд рудопроявлений и пунктов минерализации Сu-Fe-рудной скарновой с Au, Ti-Fe-рудной мафитовой (волковский тип), Ti-Feрудной ультрамафит-мафитовой (качканарский тип) и Ti-Fe-рудной метаморфогенной формаций (Зылева и др., 2014; Andreichev et al., 2017).

Месторождение Юньягинское расположено в 10 км восточнее железнодорожной ветки Обская—Бованенково. Другие известные перспективные рудопроявления и пункты минерализации изучены гораздо хуже.

Войкарская зона имеет субмеридиональное ССВ простирание и представляет собой ряд аллохтонов, полого погружающихся в ВЮВ направлении. Зона существенно тектонизирована и разбита надвигами на отдельные пластины. Аллохтоны состоят из вулканогенных и терригенно-вулканогенных пород палеозойского возраста океанического и надсубдукционного происхождения. Подошва аллохтонов (в западной части Войкарской зоны) ограничена ГУР. Восточная часть зоны сложена ранне-среднепалеозойскими и позднедокембрийскими блоками в различной степени метаморфизованных ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации. Эти блоки слагают горные массивы Рай-Из



Рис. 2. Упрощенная геологическая карта изучаемой территории по (Зылева и др., 2014): 1-2 – достоверные разрывные нарушения: 1 – шарьяж, 2 – надвиг и взбросо-надвиг (а), рудоконтролирующие (б), 3 – предполагаемые разрывные нарушения: надвиги, взбросо-надвиги и поддвиги, 4-28 - свиты, толщи и комплексы: 4 - объединенные ханмейхойская и лаптаюганская свиты, содержащие амфиболиты с гранатами, прогнейсы, реже гнейсы, линзы мраморов, железистые кварциты и гондиты; 5 – минисейшорская свита, включающая метабазальты, углеродисто-серицит-кварцитовые филлитовидные, хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы, прослои метапесчаников и метаалевролитов; 6 – васькеуский комплекс со штоками и дайками метагаббродолеритов; 7 – париквасьшорская свита с кристаллосланцами, сланцами и плагиогнейсами; 8 – харбей-собский комплекс с диоритами и кварцевыми диоритами; 9 – сядатаяхинский комплекс с гранитами и монцогранитами, дайками гранитов; 10 – евъюганский комплекс с метагранитами и метааляскитами; 11 – хартманюшорский комплекс с дайками серпентинитов; 12 – объединенные минисейская и хойдышорская свиты с конгломератами, песчаниками, гравелитами, алевролитами и кварцитами; 13 – объединенные орангская, усинская и малопайпудынская свиты, включающая филлиты, углеродисто-кварцевые сланцы, алевролиты, конгломераты, гравелиты, прослои и линзы алевритов, песчаники, мраморизованные и алевритистые известняки, толеитовые базальты; 14 — хантейская свита с мраморированными известняками, сланцами и алевролитами; 15 – объединенные сыум-кеуский и райизко-войкарский комплексы с дунитами, лерцолитами, гарцбургитами; 16 — слюдяногорский комплекс с метаультрамафитами; 17 — малохадатинский комплекс, включающий верлиты, дуниты, клинопироксениты и вебстериты; 18 – малыкский комплекс с метагаббро, апогаббровыми амфиболитами; 19 – харампэйско-масловский комплекс, содержащий габбро и габбронориты; 20 — объединенные янганапэйская и карбонатная толщи с базальтами, андезибазальтами, дацитами, риодацитами, плагиориолитами и их туфами, прослоями и линзами песчаников, гравелитов, известняков, конгломератов; 21 – объединенные кремнисто-известняковая и известняковая толщи, включающие слоистые известняки, конгломераты, брекчии и линзы бокситов; 22-23 - первая и вторая фазы юньягинского комплекса с габбро, диоритами и гранодиоритами; 24 — объединенные енэорская и тальбейская толщи с песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами, гравелитами, прослоями и линзами известняков, радиоляритов, лав трахибазальтов, линзами пепловых туффитов; 25 – объединенные карбонатно-песчаниковая, карбонатная и терригенно-известняковая толщи с известковистыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, гравелитами, известняками, единичными линзами мергелей и пепловых туффитов. 26 – объединенные яны-маньинская и тольинская свиты с песками, гравийниками, галечниками, конгломератами и пластами бурых углей; 27 – объединенные теунтойсхая и лаборовская свиты с пестроцветными песками, алевролитами и конгломератами; 28 – объединенные северососьвинская и яронгская свита, включающие пески, песчаники, алевролиты с прослоями алевролитовых и углистых глин и пластами бурых углей; 29–30 – разнообразные внемасштабные тела даек основного (29) и кислого (30) состава, с которыми связаны проявления Мо, Аu, As и Cu минерализация; 31 – зона березитизации; 32–38 – месторождения (a), рудопроявления и пункты минерализации (б): 32 – Mo, 33 – Fe, 34 – Au, Au–Fe, 35 – Cu, 36 – Pb–Zn, 37 – As–Mo–Au, 38 – Ті. Примечание: цифрой 1 обозначено Юньягинское месторождение (пояснение см. в тексте).

и Войкаро-Сынинский в осевой части Уральского хребта (см. рис. 1). Восточнее ГУР расположены девонские надсубдукционные плутонические, гипабиссальные, а также ассоциирующие с ними преимущественно вулканические и вулканогенноосадочные образования (D_3 - S_2) Восточной подзоны (Малоуральская зона) (Ремизов и др., 2014).

Более подробное геологическое описание ЩЗ можно найти в статьях и опубликованных отчетах (Зылева и др., 2014, Ремизов и др., 2014, Душин, 2020; Пучков, Иванов, 2020 и др.).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Безоблачные дневные сцены КА HLS-2:

– HLS.S30.T41WPQ.2022212T071619 (31.07.2022 г. в 07:20:51);

— HLS.S30.T41WPR.2022212T071619 (31.07.2022 г. в 07:20:37);

— HLS.S30.T41WVA.2021187T071619 (18.07.2021 г. в 07:16:19);

— HLS.S30.T42WVV.2020205T070631 (23.07.2020 г. в 07:10:50).

Изображения получены из информационной системы сбора и предоставления спутниковых данных ДЗЗ (EOSDIS) (https://search.earthdata.nasa.gov).

HLS – проект Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (National Aeronautics and Space Administration – NASA) и Геологической службы США (U.S. Geological Survey – USGS) для получения высокочастотных изображений с целью мониторинга поверхности Земли и проведения различных прикладных исследований. Данные доступны на Интернет-ресурсе www.search.earthdata.nasa.gov (Masek et al. 2018).

Более подробную информацию о HLS версии 2.0 можно найти в работах (Masek et al. 2018, Claveriea et al., 2018).

Геологическая информация представлена: (1) геологической картой дочетвертичных образований, (2) картой ПИ и закономерностей их размещения (масштабы карт 1:1000000, листы Q-42), (3) схемой прогноза ПИ и продуктивности рудных

районов и узлов доплиоценовых образований (масштаб карты 1:1000000, лист Q-42). Данные материалы составлены в рамках госзадания Института Карпинского в 2014 г. (Зылева и др., 2014).

Геофизические данные получены по результатам: (1) комплексной аэрогеофизической съемки ЩЗ, включающей аэромагниторазведку, аэроэлектроразведку дипольного индуктивного профилирования и аэрогамма-спектрометрию, выполненную АО «ГНПП «Аэрогеофизика» в 2006–2009 гг. по госзаказу для составления геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель-Лабытнанги (Калмыков, Трусов, 2015). Съемка проводилась в масштабе 1:50000; (2) схемы предварительной комплексной интерпретации геофизических материалов, составленной Институтом Карпинского (Красинский, Кудряшов, 2011) (масштаб 1:1000000, лист Q-42).

Интерпретация геофизических полей проводилась с целью подтверждения и уточнения внешних контуров морфоструктур и структурных элементов.

Для выделения линейных линеаментов использовалась глобальная цифровая модель рельефа (ЦМР) Aster GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model) с пространственным разрешением в плане 30 м (Farr et al., 2007: Полякова и др., 2020), охватывающая исследуемую территорию. Данная ЦМР покрывает поверхность суши между 83° с.ш. и 83° ю.ш. и насчитывает 22600 фрагментов размером $1^{\circ}\times1^{\circ}$. Данные Aster GDEM бесплатны и доступны через EarthData (https://search.earthdata. nasa.gov/search).

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ЩЗ по данным геофизических исследований имеет дугообразную форму в плане с повышенными значениями магнитного поля и поля силы тяжести, приуроченными к ее периферийным частям в соответствии с развитыми здесь комплексами плутогенных формаций гипербазитов и габброидов (рис. 3 a, δ).

Внутренние и восточные области структуры характеризуются равномерным потенциальным полем и их пониженным уровнем, что обусловлено





Рис. 3. Карты TILT-трансформанты аномального магнитного поля (*a*) и поля силы тяжести (δ) (по Литвинов, Кудрявцев, 2011): 1 – кольцевые и дуговые структуры, выделенные по трансформанте TILT аномалий гравитационного поля, 2 – линии нарушенности геофизических аномалий, предположительно ассоциируемых с глубинными разломами (разрывные нарушения 1-го порядка), 3 – линии нарушенности корреляций, предположительно связанные с разрывными нарушениями 2-го порядка (вынесены разрывные нарушения протяженностью более 10 км). Примечание: шкала раскраски значений приведена в условных единицах от -1.75 до 1.75, где красный цвет соответствует минимальным значениям, а голубой – максимальным (*a*), красный цвет – максимальным значениям, синий – минимальным (δ).

развитием палеозойских вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов, а также присутствием наложенных мезозойских впадин, выполненных мощной толщей терригенных осадков (рис. 4).

Из региональных структур в геофизических полях отчетливо выделяется крупная Ханмей-Сибилейская зона разломов, которая протягивается в СВ направлении через всю исследуемую территорию (Калмыков, Трусов, 2015).

Ханмей-Сибилейская зона проявляется также в рельефе главной магнитоактивной поверхностью, которая характеризует морфологию кровли палеозойского фундамента. Зона имеет глубинное заложение и развивалась в течение палеозоя и мезозоя. Вероятно, она является рудоконтролирующей. К ее ЮЗ окончанию приурочено золоторудное месторождение Новогоднее-Монто, а в пределах Щучьинской структуры с ней пространственно связан Юньягинский рудный узел (Калмыков, Трусов, 2015).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Линеаментный анализ. Линеаменты — это прямые или приблизительно линейные формы рельефа, которые широко распространены на поверхности Земли и тесно связаны с подземными скрытыми и поверхностными структурными элементами каркаса разрывных нарушений. Ориентировка и количество линеаментов отражают характер трещиноватости массивов горных пород и могут нести ценную информацию о геологических структурах, тектонике и локализации ПИ (например, Ekneligoda, Henkel, 2010; Masoud, Koike, 2011).

Линеаментный анализ широко используется для структурных исследований (Abdullah et al., 2010; Thannoun, 2013; Миловский и др., 2021; Выпядин, Бондарь, 2021; Иванченко и др., 2022), выделения кальдер(Verdiansyah, 2017, Ананьев, 2017; Verdiansyah, 2019), оценки перспектив минерализация (Hubbard et al., 2012; Лесняк и др., 2022; Коротков, 2023) и др.



Рис. 4. Внутреннее строение Щучьинского синклинория в локальной составляющей магнитного поля (по Калмыков, Трусов, 2015): 1 – Ханмей-Сибилейская зона разломов, 2 – ГУР, 3–4 – разломы: главные (3), второстепенные (4), 5–6 – контуры интрузивных массивов: сыум-кеуский (5), харампэйско-масловский (6). Цифрами показаны интрузивные массивы: 1 – Сыум-Кеу, 2 – Масловский, 3 –Хоростоский.

Методика выделения линеаментов ручным способом на основе КС приведена в работе (Иванова и др., 2020).

На основе ЦМР в программе QGIS выделены дополнительные линейные линеаменты рельефа (вытянутые в плане уступы горных хребтов, спрямленные участки речных долин и русел рек), которые не дешифрируются на КС (Wilson, Gallant, 2000; Иванченко и др., 2022). Данные ЦРМ визуализированы с помощью техники "теневой рельеф" с целью дальнейшего построения схемы плотности линеаментов и прогнозирования перспективных участков на золоторудный тип минерализации.

Минералы невозможно идентифицировать непосредственно по КС, но могут быть выявлены поля метасоматически-измененных пород. имеющих ярко выраженные спектральные характеристики поглощения и отражения, которые фиксируются в диапазоне датчика КА ДЗЗ. Поэтому для картирования минералов гидротермальных изменений и литологических единиц (Maurer, 2013: Коротков, 2023) широко используется метод соотношения полос (band ratios). Данный метод усиливает спектральные особенности пикселей изображений на основе вычисления отношения спектрального отражения одного канала к другому (Mather, 1999). Выбор подобных каналов производится исходя из отражающей способности искомого минерала. При этом в числителе должен располагаться канал, характеризующий наибольшую отражающую или излучающую способность минерала, а в знаменателе – наименьшую. В результате искомый минерал (или их группа) будет выражен яркими пикселями на полученном изображении.

Для картирования полей развития гидротермальных минералов с использованием спектральных каналов KA HLS-2 разработано несколько минералогических индексов (Masek et al., 2018, табл. 1): 4/2 — минералы группы оксидов и гидроксидов железа (гематит, магнетит, гётит, ильменит), а также ярозит и их смесь – лимонит: 11/4 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида двухвалентного железа (магнетит); 11/8 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида трехвалентного железа (гематит); 11/12 – гидроксилсодержащие (Al-OH и Fe, Mg-OH), карбонатные (кальцит и доломит) и сульфатные (гипс) минералы. Эти индексы рассматриваются как весомые показатели (индикаторы) Fe³⁺, Fe²⁺, Al/Fe-OH, Mg-Fe-OH и Si-OH групп минералов гидротермальной природы и продуктов их гипергенеза.

Метод главных компонент (МГК) — это многомерный статистический метод, который позволяет выбирать некоррелированные линейные комбинации (нагрузки собственного вектора) переменных так, что каждый извлеченный компонент имеет наименьшую дисперсию. Более подробную информацию о методе можно найти в работах (Jolliffe, 2002; Jensen, 2005; Cheng et al., 2006; Gupta, 2017). Первая главная компонента (PC1) используется для извлечения структурной информации из изображения, так как она характеризуется наибольшей дисперсией в пространстве всех признаков (Jolliffe, 2002).

Название канала	Номер канала OLI	Номер канала MSI	Кодовое название канала L8	Кодовое название канала \$2	Длина волны, мкм
Coastal Aerosol	1	1	B01	B01	0.43-0.45*
Blue	2	2	B02	B02	0.45-0.51*
Green	3	3	B03	B03	0.53-0.59*
Red	4	4	B04	B04	0.64-0.67*
Red-Edge 1	—	5	—	B05	0.69-0.71**
Red-Edge 2	—	6	—	B06	0.73-0.75**
Red-Edge 3	—	7	_	B07	0.77-0.79**
NIR Broad	—	8	_	B08	0.78-0.88**
NIR Narrow	5	8A	B05	B8A	0.85 - 0.88*
SWIR 1	6	11	B06	B11	1.57-1.65*
SWIR 2	7	12	B07	B12	2.11-2.29*
Water vapor	—	9	—	B09	0.93-0.95**
Cirrus	9	10	B09	B10	1.36-1.38*
Thermal Infrared 1	10	-	B10	_	10.60-11-19*
Thermal Infrared 2	11	-	B11	_	11.50-12.51*

Таблица 1. Номенклатура спектральных диапазонов HLS-2 (Masek et al., 2018)

Примечание: для характеристик: * - OLI, ** - MSI.

МГК преобразует набор коррелированных данных в некоррелированные линейные данные. МГК широко используется для картирования гидротермальных минералов и литологических единиц на основе спектральных каналов-сенсоров КА Д33 (Loughlin, 1991). Данный метод применен к анализу ранее полученных минералогических индексов с использованием ковариационной матрицы. Подобный подход позволяет статистически оценить надежность пространственного распределения соответствующих вторичных минералов в исследуемом районе.

В качестве входных данных для МГК традиционно выступают спектральные каналы КС, но для наиболее эффективной статистической оценки надежности пространственного распределения соответствующих гидротермальных минералов в исследуемом районе использованы результаты оценки минералогических индексов с применением ковариационной матрицы.

Систематизация и обобщение данных выполнена в программной среде QGIS. Все имеющиеся данные собраны и визуализированы в едином ГИС-проекте.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По геологической информации (см. рис. 2), геофизическим данным (см. рис. 3, 4, 66) и анализу КС (рис. 6*a*) и ЦМР (рис. 5) отчетливо выделяется ГУР.



Рис. 5. ЦМР и выделенные по ней линеаменты для территории исследования: 1 – линеаменты.

Это трансрегиональная разломная зона высшего ранга, разделяющая палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Уральской складчатой области, протяженностью около 2000 км на глубину земной коры, со сложным строением, длительным и полистадийным развитием (Зылева и др., 2014).

В период развития ГУР, вероятно, возникали разномасштабные магматические образования, формировавшие концентрические структуры, наложенные на складчатость, которые играли ведущую роль в локализации минерализации (Космическая информация..., 1983).

Ориентировка линеаментов оценивается по розе-диаграмме, которая отражает направление линеаментов по площади изображения. В результате выделены основные направления структур (рис. 6*в*). Главные структуры – это линеаменты СВ и СЗ ориентировки. Второстепенные — субширотного простирания. Субпараллельные радиальные разрывные нарушения СВ ориентации относятся к ГУР. При этом СЗ, вероятно, являются более древними, так как они рассекают кольцевые структуры и линеаменты СВ направления как с разрывами и смещениями отдельных частей, так и без (Космическая информация..., 1983; Лесняк и др., 2022).

На КС КА ДЗЗ HLS-2 (см. рис. 6*a*) и ЦМР (см. рис. 5) уверенно выделяется кольцевая морфоструктура овальной формы 1-го порядка (Щучьинский палеовулкан — ЩП) размером 97 на 76 км. В ее строении участвуют дуговые и радиальные структуры 2-го и более высоких рангов.

Центральная часть ЩП сложена осадочными породами объединенных яны-маньинской и тольинской, теунтойсхой и лаборовской свит, а так-



Рис. 6. Морфоструктурная карта площади исследования, полученная по данным КС КА HLS-2 и ЦМР (*a*) и КС КА HLS-2 в естественных цветах (RGB 4-3-2) с наложенными на них структурами, вынесенными со схемы предварительной комплексной интерпретации геофизических материалов по (Калмыков, Трусов, 2015) и с карты аномалии магнитного поля палеозойских комплексов Щучьинского синклинория по (Литвинов, Кудрявцев, 2011) (*b*): 1-3 – линеаменты радиальные и дуговые, кольцевые, полученные по КС КА HLS-2 и ЦМР (3), 4-8 – структуры, выделенные по геофизическим данным: $4 - \Gamma$ УР, 5 – кольцевые и дуговые, выделенные по трансформанте TILT аномалии гравитационного поля (АГП), 6 – Ханмей-Сибилейская зона разломов; 7 – линии нарушенности корреляции геофизических аномалий, предположительно ассоциируемых с глубинными разломами (разрывными нарушениями 1-го порядка); 8 – линии нарушенности корреляции, предположительно связанные с разрывными нарушениями 2-го порядка, на карту вынесены линеаменты протяженностью более 10 км; 9 – палеовулканический аппарат центрального типа (морфоструктура 1-го порядка), 10 – дуговые структуры 2-го порядка; 11-17 – соответствуют рис. 2, 18-19 – дайки основного (19) и кислого (*b*) состава. Роза-диаграмма составлена для линеаментов, выделенных ручным способом по КС КА HLS-2 и ЦМР (*в*).

же вулканогенно-осадочными породами кислого и основного состава янганапэйской и карбонатной толщ. Янганапэйские субвулканические образования вмещают проявления Fe-скарнового типа, включая месторождение Юньягинское (см. рис. 2 и 5*a*), и Си минерализацию, а на контакте малых плутонических и вулканических тел кислого состава с карбонатной толщей локализуется скарново-магнетитовое оруденение.

Во внешнюю часть морфоструктуры помимо вышеуказанных свит и толщ входят породы:

 малохадатинского и сыум-кеуского комплексов, сложенных УО магматическими породами.
С породами комплексов пространственно и генетически связаны проявления Cr;

 харампэйско-масловского, юньягинского (первая и вторая фазы) и малыкского комплексов, состоящих из магматических пород основного состава. С породами первой фазы юньягинского комплекса связаны проявления V-Ti-Fe-рудной ультрамафит-мафитовой формации, а со второй проявления и месторождения Cu-Fe-рудной скарновой формации;

 тальбейской, янганапэйской и карбонатной толщ, сложенные вулканогенно-осадочными породами основного состава; янганапэйские субвулканические образования вмещают проявления Fe-скарнового типа и Си минерализацию, в карбонатной толще локализуются скарново-магнетитовое оруденение.

ЩП по типизации (Шарпенок, 1974, 2014) принадлежит к вулкано-плутоническому типу по следующим признакам:

1. Большие размеры структур (более 60 км в диаметре) и магмогенерация происходила на глубине около 30 км (или ниже?) — в нижних частях земной коры (Ваганов и др., 1985 и Аэрокомические..., 2000; Иванова, Выхристенко, 2021).

2. Чашеобразная форма (мульда-впадина). ЩП в разрезе объемной модели магнитной восприимчивости представляет собой чашеобразную форму с падением магнитных обособлений к ее центру. ЮЗ граница массива резкая, падает под углом 50° на СВ, что позволяет связывать ее с надвиговыми структурами системы ГУР (Калмыков, Трусов, 2015).

3. Длительное время формирования и сложное внутреннее строение.

Вероятнее всего, в процессе застывания магмы осуществлялось перераспределение вещества при образовании минеральных форм, и возникала магматогенная расслоенность. При поступлении новых порций магматического материала происходило частичное переплавление пород, усложнение внутренней структуры массивов и формирование массивов сателлитов. Далее происходило застывание магмы с образованием трещин отдельности и завершение формирования структуры комплексов. На более поздних этапах усложнялась форма массивов, разрушались уже застывшие массивы в результате наложенных метаморфических и тектонических процессов (Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006; Калмыков, Трусов, 2015).

Внутреннее строение палеовулкана осложнено (1) линеаментами СВ и СЗ простирания (более 10 км), либо ослабленными зонами (1-го порядка), вдоль которых фиксируется внедрение разнообразных интрузивных тел (дайки основного и кислого состава). (2) Кольцевыми и дуговыми линеаментами 2-го и более высоких рангов, корового уровня заложения (Горный и др., 2014). Такие структуры формировали малоглубинные очаги с разнообразной рудной специализацией (Томпсон и др., 1984; Серокуров и др. 2008 и др) (см. рис. 5а).

Данная морфоструктура реконструирована как кальдера проседания. Общими особенностями механизма формирования подобных структур являются процессы куполообразования, за которыми, по мере опустошения, оттока или перераспределения магматического материала, под тяжестью собственного веса следует проседание или обрушение и образование кальдеры проседания (Шарпенок, 1974). На КС подобные кальдеры имеют изометричную форму, а ее границы маркируются кольцевыми, полукольцевыми, дуговыми и радиальными разрывными нарушениями (Яковлев, 1982).

Скорее всего, формирование золоторудных и комплексных месторождений, происходило в результате развития внутрикоровых гидротермальнометасоматических систем, концентрирующих рудную минерализацию. В результате при распаде таких систем в верхних слоях земной коры возникали преимущественно непротяженные по вертикали (не более 2 км) и небольшие по объемам прерывистые колонны рудных тел (Ананьев, 2017).

Кроме того, в потенциально рудоносных вулканических постройках должен быть проявлен метасоматический ореол значительной площади (более 30 км²). На площадях, где из-за наличия перекрывающих толщ, либо более поздних осадочных комплексов, либо экранирующего слоя менее проницаемых вулканических пород метасоматический ореол может быть проявлен и на более меньшей площади (до 10 км²) (Левочская и др., 2021; Gray, Coolbaugh, 1994).

Другими признаками потенциальной рудоносности отдельно взятых вулканических построек могут служить проявления зон с повышенными значениями индексов оксида железа II и III, реже гидроксид- (Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащих минералов, которые могут быть закартированы по результатам спектрального анализа КС. Данные индексы выявлены для Центральной части Малоуральской зоны в работе (Иванова, Нафигин, 2023).

В результате для изучаемой территории впервые закартированы 4 типа гидротермальных изменений, представленных преимущественно разными группами минералов, раздельно и совместно показанные на рис. 7 и 8. Как видно из рис. 7 распределения оксидов трехвалентного железа (гематит) и оксидов и гидроксидов железа (лимонит), особенно с высоким содержанием, в целом совпадают. При этом наибольшее скопление средних и высоких концентраций локализовано на СЗ части территории. В меньшей степени совпадает расположение повышенных значений гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащих минералов и оксидов двухвалентного железа (магнетит), локализованных в центральной, южной и ЮВ частях площади.

Это можно объяснить наличием перекрывающих толщ в виде более поздних осадочных ком-



Рис. 7. Схемы развития ассоциаций вторичных минералов для изучаемой территории, полученные в результате обработки КС КА HLS-2: *а* – гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащие, *б* – оксиды трехвалентного железа (гематит), *в* – оксиды и гидроксиды железа (лимонит), *г* – оксиды двухвалентного железа (магнетит). Концентрации индикаторных групп гидротермальных изменений показаны цветными точками: минимальные – желтый цвет, средние – оранжевый и максимальные – красный, линиями указаны контуры максимальных концентраций (сгущения точек) вторичных изменений.



1 2 3 4

Рис. 8. Объединенная схема развития ассоциаций вторичных минералов для изучаемой территории в результате обработки КС КА ДЗЗ HLS-2. 1 – оксиды и гидроксиды железа (лимонит), 2 – гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащие минералы, 3 – оксиды двухвалентного железа (магнетит), 4 – оксиды трехвалентного железа (гематит).

плексов, например, объединенных яны-маньинской и тольинской, теунтойсхой и лаборовской свит, в меньшей степени — северососьвинской и яронгской свит, представленные разнообразными осадочными породами (пески, гравийники, галечники, конгломераты, пласты бурых углей, алевролиты, песчаники, углистые глины, глины) мощностью до 450 м.

На рис. 9 представлена схема плотности линеаментов для изучаемого района и прилегающей территории с наложенными на нее гидротермальными изменениями, полученными на основе обработки данных КС КА HLS-2. Плотность линеаментов характеризуется как степень проницаемости (т.е. нарушенности) горных пород.

Выявленные ранее рудопроявления и месторождения в основном локализуются в зонах с высокими значениями плотности линеаментов (красный/оранжевый цвет) и связаны со структурами, играющие рудоконтролирующую роль. Ряд рудопроявлений локализованы в зонах с низкими концентрациями структур (зеленый цвет). Это связано, вероятно, также с наличием перекрывающих толщ в виде более поздних осадочных комплексов.



Рис. 9. Схема плотности построена на основе линеаментов, выделенных ручным способом, для изучаемой и прилегающей территории с нанесенными перспективными участками на золоторудный тип минерализации: 1–9 – соответствуют рис. 2; 10–15 – вторичные изменения: 10 – гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащие, 11 – оксиды трехвалентного железа (гематит), 12 – оксиды и гидроксиды железа (лимонит), 13 – оксиды двухвалентного железа (магнетит), 14–15 – границы: 14 – площадей, выделенных по материалам КС КАДЗЗ HLS-2 (номера I-II на карте – см. пояснения в тексте), 15 – изучаемой территории. На шкале показаны зоны с максимальной (красный цвет) и минимальной (синий цвет) плотностью линеаментов.

Учитывая следующие признаки:

1. Геологические особенности: расположение крупной гетерогенной чашеобразной вулкано-плутонической структуры вдоль трансрегиональной разломной зоны высшего ранга, осложненной дуговыми, кольцевыми и радиальными разрывными нарушениями более высшего ранга, вдоль которых локализованы субвулканические тела, с которыми генетически связана минерализация (Шарпенок, 1974).



Рис. 10. Схема развития гидротермально-метасоматических пород для изучаемой территории, полученная по материалам КС КА Д33 HLS-2 и вынесенная на упрощенную геологическую карту, по (Зылева и др., 2014): 1–38 – соответствуют рис. 2; 39–42 – вторичные изменения соответствуют рис. 8; 43 – границы площадей, выделенных по материалам КС КА Д33 HLS-2 (номера I–II на карте – см. пояснения в тексте).

2. Зоны распространения гидротермальных изменений, выделенных на основе обработки КС КА ДДЗ.

3. Области с высокими концентрациями линеаментов, т.е. сильно нарушенными горными породами.

4. Локализация рудных объектов: выделено 2 перспективных участка, которые на схемах дешифрирования КС отвечают скоплениям наиболее ярко выраженных проявлений минералогических индексов распределения оксидов трехвалентного железа (гематит) и оксидов и гидроксидов железа (лимонит), а также гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащих минералов. В пределах выделенного на основе анализа КС перспективного участка № І развиты породы сыумкеуского, малохадатинского, харампэйско-масловского и евъюганского комплексов, а также теунтойсхой, лаборовской, ханмейхойской, минисейшорской и объединенных яны-маньинской и тольинской свит (рис. 10).

В эту площадь входят объекты Fe-рудной минерализации, включая месторождение Юньягинское.

Перспективный участок № II состоит из пород малыкского и юньягинского (первая и вторая фазы) комплексов, объединенных янганапэйской и карбонатной, яны-маньинской и тольинской свит.



Рис. 11. Схема прогноза ПИ и продуктивности рудных районов и узлов для листа Q-42 по (Литвинов, Кудрявцев, 2011) упрощенная: 1 – высокая продуктивность, установлено (или прогнозируется) крупное месторождение профилирующего для узла (или района) комплекса ПИ, 2 – средняя – установлено (или прогнозируется) среднее месторождение профилирующего для узла (или района), 3 – границы площадей, выделенных по материалам КС КА Д33 HLS-2. Буквами показаны вид сырья и категория ресурсов: a - Pb ($P_3 - 125$ тыс. т), Zn ($P_3 - 12.5$ тыс. т), Cu ($P_3 - 32.5$ тыс. т), $\delta - Au$ ($P_3 - 20$ т), $\epsilon - Cr$ ($P_3 - 5.5$ млн. т), $\epsilon - Au$ ($P_3 - 22$ т), $\partial - Cr$ ($P_3 - 10$ млн. т), $\epsilon - Au$ ($P_3 - 25$ т, $P_2 - 78$ т, $P_1 - 38.5$ т), Fe ($P_3 - 23.6$ тыс. т, $P_2 - 70$ тыс. т, $P_1 - 18$ тыс. т), $\infty - Fe$ ($P_3 - 140$ тыс. т), Au ($P_3 - 60$ т).

К данной территории принадлежат Мо, Си, Pb-Zn и Fe-рудные проявления.

Кроме того, о достоверности данной методики говорит и то, что выделенные при помощи КС перспективные площади входят в области с высокой и средней продуктивностью на схеме прогноза ПИ и продуктивности рудных районов и узлов, составленной Институтом Карпинского (Зылева и др., 2014) (рис. 11) для изучаемой территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обработки данных КА ДЗЗ HLS-2 построены карты распространения гидротермальных изменений для изучаемой территории: гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащие породы, оксиды двух- (магнетит) и трехвалентного железа (гематит), оксиды и гидроксиды железа (лимонит), — с использованием спектральных каналов КА ДЗЗ HLS-2 (минералогические индексы) и МГК.

Составлена схема плотности линеаментов и выявлена тесная связь между известными рудными объектами и высокими значениями плотности линеаментов.

Выделены два участка, перспективных на золоторудный тип минерализации, на основе интеграции карт распространения метасоматических изменений и схемы плотности линеаментов, геофизических данных, а также с учетом достоверных разрывных нарушений, играющих рудоконтролирующую роль.

Выявлены закономерности и на их основании сформулированы прогнозно-поисковые критерии на золоторудный тип минерализации в пределах ЩЗ Полярного Урала:

Структурный критерий №1. Площади, перспективные на золоторудный тип минерализации, следует искать вдоль трансрегиональных разломных зон, которые пересекают благоприятные горизонты и структуры и контролируют рудную минерализацию, а также по периферии крупной (97 на 76 км) чашеобразной гетерогенной вулкано-плутонической структуры 1-го порядка с длительной историей развития, локализованной над внутрикоровыми магматическими камерами.

Структурный критерий №2. Морфоструктура должна быть осложнена кольцевыми и дуговыми структурами 2-го и более высокого ранга, а также разрывными нарушениями СЗ и СВ простирания протяженностью более 10 км, либо ослабленными зонами, вдоль которых фиксируются внедрения интрузивных тел, парагенетически связанных с минерализацией. Вещественный критерий. В потенциально рудоносных вулканических постройках должны быть проявлены метасоматические ореолы значительной площади (более 30 км²) с повышенными значениями индексов оксидов трехвалентного железа (гематит) и оксидов и гидроксидов железа (лимонит) и в меньшей степени гидроксил-(Al-OH, Mg-OH), карбонат-содержащих минералов и оксидов и оксидов двухвалентного железа.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 23-17-00266.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьев Ю.С. Золото-концентрирующие системы Южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты (на примере Западной Калбы). Дис. ... док. геол.-минер. наук. Томск, 2017. 509 с.

Аэрокосмические методы геологических исследований / Под ред. А.В. Перцова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 316 с.

Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Наука, 1985. 200 с.

Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш., Тронин А.А. Особенности минералогической зональности рудно-магматических систем, вмещающих кварцево-жильные месторождения золота (по материалам спутниковой спектрометрии) // Соврем. пробл. дистан. зондир. Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 140–156.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (3-е поколение). Уральская серия. Лист Q-41 - Воркута. Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

Душин В.А. Геологическое строение и магматизм Шучьинского мегаблока (Полярный Урал) // Известия УГГУ. 2020. Вып. 4(60). С. 35-56.

Зылёва Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 — Салехард: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.

Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В. Геологическая позиция и структурный контроль золоторудной минерализации Малоуральского вулкано-плутонического пояса (Полярный Урал) по результатам анализа мультиспектральных снимков космического аппарата Landsat 8 // Исследование Земли из космоса. 2020. №4. С. 51–62.

Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И. Структурный контроль золоторудной минерализации восточного склона Полярного Урала по результатам анализа мультиспектральных снимков космического аппарата Landsat 8 // Исследование Земли из космоса. 2021. №6. С. 60–73.

Иванова Ю.Н., Нафигин И.О. Применение набора данных Landsat-8 и цифровой модели рельефа SRTM для прогнозирования золото-полиметаллической минерализации на территории центральной части Малоуральской зоны, Полярный Урал // Исследования Земли из космоса. 2023 № 6. С. 20–34. Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Черемных А.В. Некоторые возможности линеаментного анализа при картировании разноранговых разломов (на примере Прибайкалья) // Исследование Земли из космоса. 2022. №3. С.66–83.

Калмыков Б.А., Трусов А.А. Особенности внутреннего строения палеозойских комплексов Щучьинского синклинория Полярного Урала по аэрогеофизическим данным // Разведка и охрана недр. 2015. С. 57–64.

Коротков В.В. Геохимические и другие технологии, методы и методики при прогнозировании и поисках месторождений (преимущественно "скрытого" типа) // ФГБУ "ВИМС", 2023. 166 с.

Космическая информация в геологии / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1983. 536 с.

Красинский Е.М., Кудряшов И.В. Схема предварительной комплексной интерпретации геофизических материалов. Масштаб 1:1000000, лист Q 42. ФГУП "ВСЕГЕИ", 2011.

Левочская Д.В., Якич Т.Ю., Лесняк Д.В., Ананьев Ю.С. Гидротермально-метасоматическая зональность, флюидный режим и типы золотого оруденения участков Эми и Елена эпитермального рудного поля Светлое (Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 333. № 10. С. 17–34.

Лесняк Д.В., Ананьев Ю.С., Гаврилов Р.Ю. Структурные, геофизические и геохимические критерии эпитермального кислотно-сульфатного золотого оруденения на примере рудного поля Светлое (Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 8. С. 60–72.

Литвинов Т.П., Кудрявцев И.В. Схема предварительной комплексной интерпретации герфизических материалов (актуализированная). Масштаб 1:1000000. Лист Q-42 (Салехард). М.: ФГУП "ВСЕГЕИ", 2011.

Миловский Г.А., Ишмухаметова В.Т., Апарина А.Д. Применение космической съемки высокого разрешения при поисках прибрежных россыпей и месторождений углеводородов в северных морях России // Исследование Земли из космоса. 2021. № 6. С. 74–82. 2021.

Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Анализ возможности применения цифровых моделей рельефа ASTER GDEM v2 и ArcticDEM для исследований арктических территорий России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 17. № 7. С. 117–127.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития // Геотектон. 2020. № 1. С. 41-61.

Ремизов Д.Н. Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000 (2-е изд., циф.). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордъюс). Объяс. зап. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.

Селюкова Т.Н., Галиуллин И.З., Ивановская Г.П. и др. Отчет о поисковых работах на золото вдоль трассы Обская-Бованенково. Отчет Харбейского отряда за 1996-1999 г.г., п. Полярный, Полярно-Уральское государственное геологическое предприятие, 1999.

Серокуров, Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка золотоносного потенциала // Руды и металлы. 2008. № 1. С. 45–51.

Томпсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. и др. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы // под ред. В.П. Петрова, пер. с англ. М.: Мир, 1970. 552 с.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.

Шарпенок Л.Н. Магматогенно-рудные системы континентальных вулкано-плутонических поясов подвижных областей //Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 84–90.

Шарпенок Л.Н. Магматогенные кольцевые структуры. Недра, Ленинград, 1979, 231 с.

Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. М.: Из-во Московского ун-та, 1982. 270 с.

Abdullah A., Akhir J. M., Abdullah I. Automatic Mapping of Lineaments Using Shaded Relief Images Derived from Digital Elevation Model (DEMs) in the Maran – Sungai Lembing Area, Malaysia // Electr. Jour. of Geotech. Engin. 2010. V. 15(6). P. 949–958.

Andreichev V.L., Kulikova K.V., Larionov A.N., Sergeev S.A. Age of island-arc granites in the Shchuch'ya zone, Polar Urals: first U–Pb (SIMS) results // Doklady Earth Sciences. 2017. T. 477. № 1. P. 1260–1264.

Bohlmanna U.M., Koller V.F. ESA and the Arctic - The European Space Agency's contributions to a sustainable Arctic // Acta Astronautica. 2020. V. 176. P. 33–39.

Cheng Q., Jing, L., Panahi A. Principal component analysis with optimum order sample correlation coefficient for image enhancement // Intern. Jour.of Rem. Sen. 2006. V. 27(16). P. 3387–3401.

Claveriea M., Jub J., Masek J.G. et al. The Harmonized Landsat and Sentinel-2 surface reflectance data set // Remote Sensing of Environment. V. 219. 2018. P.145-161.

Doxani G., Vermote E., Roger J.C. et al. Atmospheric correction inter-comparison exercise // Remote Sensing. 2018. 10(2). 352 p.

Ekneligoda T.C., Henkel H. Interactive spatial analysis of lineaments // Jour. of Comp.and Geos. 2010. V. 36. №8. P. 1081–1090.

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E. et al. The shuttle radar topography mission // the American Geophysical Union. 2007. P. 1–33.

Gray J.E., Coolbaugh M.F. Geology and geochemistry of Summitville, Colorado: An Epitermal Acid Sulfate Deposit in a Volcanic Dome // Economic Geology. 1994. V. 89. – P. 1906–1923.

Gupta R.P. Remote Sensing Geology, 3rd edn. Springer, Berlin, Germany, 2017. P. 180-190, 235-240, and 332-336.

Hubbard B.E., Mack T.J., Thompson A.L. Lineament Analysis of Mineral Areas of Interest in Afghanistan. USGS Open. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. 2012. Available at: http://pubs. usgs.gov/of/2012/1048.

Jensen J.R. Introductory Digital Image Processing: A remote sensing perspective // Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River NJ 07458, 3-rd ed., 2005. P. 276–287 and 296–301.

Jolliffe I.T. Principal component analysis. Department of Mathematical Sciences King's College University of Aberdeen, Uk, 2-d edition., 2002. 487 p.

Li Z., Zhang H.K., Roy D.P. Investigation of Sentinel-2 bidirectional reflectance hot-spot sensing conditions // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2018.

Loughlin W.P. Principal Component Analysis for Alteration Mapping // Photogramm. Eng. Remote Sens. 1991. V. 57 P. 1163–1169. Masek J.G., Claverie J., Ju. M. et al. Harmonized Landsat Sentinel-2 (HLS) Product User Guide. Product Version 2.0. 2018. Masek J.G., Vermote E.F., Saleous N.E. et al. A Landsat surface

reflectance dataset for North America, 1990–2000 // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2006. 3(1). P. 68–72.

Masoud A.A., Koike K. Morphotectonics inferred from the analysis of topographic lineaments auto-detected from DEMs: application and validation for the Sinai Peninsula, Egypt // Tectonophysics. 2011. 510(3). P. 291–308.

Mather P.M. Computer Processing of Remotely Sensed Images: An Introduction. Chichester, UK: John Wiley and Sons. 1999. 460 p.

Maurer T. How to pan-sharpen images using the gram-Schmidt pan-sharpen method—a recipe. In: International archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences, volume XL-1/W1. ISPRS Hannover workshop, Hannover, pp. 21–2. Environmental Earth Sciences. 2013. 79:101.

Roy D.P., Li J., Zhang H.K. et al. Examination of Sentinel-2A multispectral instrument (MSI) reflectance anisotropy and the suitability of a general method to normalize MSI reflectance to nadir BRDF adjusted reflectance // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 199. P. 25-38.

Roy D.P., Zhang H.K., Ju J. et al. A general method to normalize Landsat reflectance data to nadir BRDF adjusted reflectance // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 176. P. 255-271.

Thannoun R.G. Automatic Extraction and Geospatial Analysis of Lineaments and their Tectonic Significance in some areas of Northern Iraq using Remote Sensing Techniques and GIS // Intern. Jour. of enhanced Res. in Scien. Techn. & Engin. 2013. 2, 2. ISSN NO: 2319-7463.

Verdiansyah O. A Desktop Study to Determine Mineralization Using Lineament Density Analysis at Kulon Progo Mountains, Yogyakarta and Central Java Province. Indonesia // Indonesian Journ. of Geography. 2019. 51, 1. P. 31–41.

Verdiansyah O. Aplikasi Lineament Density Analysis Untuk Membatasi Pola Kaldera Purba Godean // Jour. Teknologi Technoscienti, 2017. 9(2).

Vermote E., Justice C., Claverie M., Franch B. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product // Remote Sensing of Environment. 2016. V.185. P 46–56.

Vermote E.F., Kotchenova S. Atmospheric correction for the monitoring of land surfaces // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2008. V. 113(D23).

Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain analysis: principles and applications // John Wiley & Sons. 2000. 520 p.

Zhu Z., Wang S., Woodcock C.E. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4-7, 8, and Sentinel 2 images // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 159. P. 269–277.

Prediction Perspective Areas for Gold Mineralization Type Using the Data Set of Remote Sensing Satellite Harmonized Landsat Sentinel-2 on the Territory of the Northern End of the Eastern Slope of the Polar Urals

J. N. Ivanova^{1, 2}

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

For the first time, an approach was applied to the processing of Earth remote sensing data for the territory of the northern end of the eastern slope of the Polar Urals. An approach is based the integration of maps of the distribution of hydrothermal alterations and the lineament density scheme, created on the basis of the results of statistical processing of remote sensing data and the digital elevation model Aster GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model). The work was carried out with the aim of identifying morphological features and patterns, features of the deep structure and identifying areas promising for the gold type of mineralization in the study area. As a result of the study, two new perspective areas were delineated and new predictive and prospecting features of gold mineralization were identified within the study area: (1) areas promising for the gold ore type of mineralization should be sought along transregional fault zones that intersect favorable horizons and structures and control ore mineralization, and along the periphery of a large (97 by 76 km) bowl-shaped heterogenic-plutonic structure of the 1st order of complex structure and longterm development, developed above intracrustal magma chambers; (2) morphostructure should be complicated by ring and arc structures of the 2nd and lower order, as well as discontinuous faults of NW and NE directions with a length of more than 10 km, or weakened zones along which the introduction of intrusive bodies is recorded, genetically related to mineralization; (3) potentially ore-bearing volcanic structures should exhibit metasomatic halos of a significant area (more than 30 km²) with increased indices of ferric iron oxides (hematite) and iron oxides and hydroxides (limonite) and, to a lesser extent, hydroxyl-(Al-OH, Mg -OH), carbonate-containing minerals and oxides and oxides of ferrous iron.

Keywords: Earth remote sensing data, principal component method, digital elevation model, lineaments, faults, morphostructural map, the Polar Urals, Harmonized Landsat Sentinel-2, lineament density map
REFERENCES

Abdullah A., Akhir J. M., Abdullah I. Automatic Mapping of Lineaments Using Shaded Relief Images Derived from Digital Elevation Model (DEMs) in the Maran – Sungai Lembing Area, Malaysia // Electr. Jour. of Geotech. Engin. 2010. V. 15(6). P. 949–958.

Aerospace methods of geological research / Ed. A.V. Pertsova. St. Petersburg: VSEGEI, 2000. 316 p. (in Russian).

Ananiev Yu.S. Gold-concentrating systems of the Southern folded framing of the West Siberian plate (on the example of the Western Kalba). Dis. ... dok.geol.-miner. Sciences. Tomsk, 2017, 509 p. (in Russian).

Andreichev V.L., Kulikova K.V., Larionov A.N., Sergeev S.A. Age of island-arc granites in the Shchuch'ya zone, Polar Urals: first U–Pb (SIMS) results // Doklady Earth Sciences. 2017. T. 477. № 1. P. 1260–1264.

Bohlmanna U.M., Koller V.F. ESA and the Arctic - The European Space Agency's contributions to a sustainable Arctic // Acta Astronautica. 2020. V. 176. P. 33–39.

Cheng Q., Jing, L., Panahi A. Principal component analysis with optimum order sample correlation coefficient for image enhancement // Intern. Jour.of Rem. Sen. 2006. V. 27(16). P. 3387-3401. DOI:10.1080/01431160600606882.

Claverie M., Jub J., Masek J. G. et al. The Harmonized Landsat and Sentinel-2 surface reflectance data set // Remote Sensing of Environment. V. 219. 2018. P.145-161.

Doxani G., Vermote E., Roger J.C. et al. Atmospheric correction inter-comparison exercise // Remote Sensing. 2018. 10(2). 352 p.

Dushin V.A. Geological structure and magmatism of the Shchuchinsky megablock (Polar Urals) // News of the USGU. 2020. Issue. 4(60). P. 35-56. (in Russian).

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., and et al. The shuttle radar topography mission // the American Geophysical Union. 2007. P. 1–33.

Gornyy V.I., Kritsuk S.G., Latypov I.Sh., et al. Osobennosti mineralogicheskoy zonal'nosti rudno-magmaticheskikh sistem, vmeshchayushchikh kvartsevo-zhil'nyye mestorozhdeniya zolota (po materialam sputnikovoy spektrometrii) // Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2014. T. 11. № 3. P. 140–156 (in Russian).

Gray J.E., Coolbaugh M.F. Geology and geochemistry of Summitville, Colorado: An Epitermal Acid Sulfate Deposit in a Volcanic Dome // Economic Geology. 1994. V. 89. – P. 1906–1923.

Gupta R.P. Remote Sensing Geology, 3rd edn. Springer, Berlin, Germany, 2017. P. 180-190, 235-240, and 332-336.

Hubbard B.E., Mack T.J., Thompson A.L. Lineament Analysis of Mineral Areas of Interest in Afghanistan. USGS Open. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey. 2012. Available at: http://pubs.usgs.gov/of/2012/1048.

Ivanova J.N., Nafigin I.O. Development of an approach for constructing a predictive map of the probabilistic distribution of high-permeability rocks zones for polymetallic mineralization type to data spacecraft Landsat-8 // Research of the Earth from space. 2023. No. 1. DOI: 10.31857/S0205961423010062 (in Russian).

Ivanova J.N., Vyhristenko R.I., Vikentiev I.V. Structural control of gold mineralization in the central part of the Malouralskiy volcano-plutonic belt (the Polar Urals) based on the analysis

of multispectral images of the Landsat 8 spacecraft // Earth Research from Space. 2020. No. 4. P. 51–62. (in Russian).

Ivanova J.N., Nafigin I.O. Application of the Landsat-8 data set and the SRTM digital elevation model to predict goldbase metal mineralization in the central part of the Little Ural zone, Polar Urals // Earth Research from Space. 2023. No6. P. 20–34. (in Russian).

Ivanchenko G.N., Gorbunova E.M., Cheremnykh A.V. Some possibilities of lineament analysis when mapping faults of different ranks (using the example of the Baikal region) // Earth Research from Space. 2022. No. 3. P.66-83. (in Russian).

Jensen J.R. Introductory Digital Image Processing: A remote sensing perspective // Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River NJ 07458, 3-rd edn., 2005. P. 276–287 and 296–301.

Jolliffe I.T. Principal component analysis. Department of Mathematical Sciences King's College University of Aberdeen, Uk, 2-d edition., 2002. 487 p.

Kalmykov B.A., Trusov A.A. Features of the internal structure of the Paleozoic complexes of the Shchuchinsky synclinorium of the Polar Urals according to airborne geophysical data // Exploration and protection of subsurface resources. 2015. P. 57–64. (in Russian).

Korotkov V.V. Geochemical and other technologies, methods and techniques for forecasting and searching for deposits (mainly "hidden" type) // Federal State Budgetary Institution "VIMS", 2023. 166 p. (in Russian).

Krasinsky E.M., Kudryashov I.V. Scheme of preliminary comprehensive interpretation of geophysical materials. Scale 1:1000000, sheet Q 42. FSUE "VSEGEI", 2011. (in Russian).

Lesnyak D.V., Ananiev Yu.S., Gavrilov R.Yu. Structural, geophysical and geochemical criteria for epithermal acid-sulfate gold mineralization on the example of the Svetloe ore field (Khabarovsk Territory) // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources. 2022. V. 333. No. 8. P. 60–72. (in Russian).

Levochskaya D.V., Yakich T.Yu., Lesnyak D.V., Ananiev Yu.S. Hydrothermal-metasomatic zoning, fluid regime and types of gold mineralization in the Emi and Elena sites of the Svetloe epithermal ore field (Khabarovsk Territory) // Proceedings of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources. 2021. V. 333. No. 10. P. 17–34. (in Russian).

Li Z., Zhang H.K., Roy D.P. Investigation of Sentinel-2 bidirectional reflectance hot-spot sensing conditions // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2018.

Litvinov T.P., Kudryavtsev I.V. Scheme of preliminary comprehensive interpretation of herphysical materials (updated). Scale 1:1000000. Sheet Q-42 (Salekhard). M.: FSUE "VSEGEI", 2011.

Loughlin W.P. Principal Component Analysis for Alteration Mapping // Photogramm. Eng. Remote Sens. 1991. V. 57 P. 1163–1169.

Masek J.G., Claverie J., Ju. M. et al. Harmonized Landsat Sentinel-2 (HLS) Product User Guide. Product Version 2.0. 2018.

Masek J.G., Vermote E.F., Saleous N.E. et al. A Landsat surface reflectance dataset for North America, 1990-2000 // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2006. 3(1). P. 68–72.

Mather P.M. Computer Processing of Remotely Sensed Images: An Introduction. Chichester, UK: John Wiley and Sons. 1999. 460 p.

Maurer T. How to pan-sharpen images using the gram-Schmidt pan-sharpen method—a recipe. In: International archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences, volume XL-1/W1. ISPRS Hannover workshop, Hannover, p. 21–2. Environmental Earth Sciences. 2013. 79:101.

Milovsky G.A., Ishmukhametova V.T., Aparina A.D. Application of high-resolution satellite imagery in the search for coastal placers and hydrocarbon deposits in the northern seas of Russia // Earth Research from Space. 2021. No. 6. P. 74–82. 2021. (in Russian).

Polyakova E.V., Kutinov Yu.G., Mineev A. L., Chistova Z.B. Analysis of the applicability of the ASTER GDEM v2 and ArcticDEM digital elevation models in research on Russia's Arctic territories // Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2020. 17(7). P. 117-127. (In Russian).

Puchkov V.N., Ivanov K.S. Tectonics of the northern Urals and Western Siberia: general history of development // Geotecto. 2020. No. 1. P. 41–61. (in Russian).

Remizov D.N., Shishkin M.A., Grigoriev S.I. et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200,000 (2nd edition, digital). The Polar-Ural series. Sheet Q-41-XVI (Khordyus). Explanatory letter. St. Petersburg: Cartographic factory VSEGEI. 2014, 256 p. (In Russian).

Roy D.P., Li J., Zhang H.K. et al. Examination of Sentinel-2A multispectral instrument (MSI) reflectance anisotropy and the suitability of a general method to normalize MSI reflectance to nadir BRDF adjusted reflectance // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 199. P. 25-38.

Roy D.P., Zhang H.K., Ju J. et al. A general method to normalize Landsat reflectance data to nadir BRDF adjusted reflectance // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 176. P. 255–271.

Selyukova T.N., Galiullin I.Z., Ivanovskaya G.P. et. al. Report on prospecting for gold along the Obskaya-Bovanenkovo highway. Report of the Kharbey team for 1996-1999, Polyarny village, Polar-Ural State Geological Enterprise, 1999. (in Russian).

Serokurov, Yu.N., Kalmykov V.D., Gromtsev K.V. Remote assessment of the gold-bearing potential // Ores and metals. 2008. No. 1. P. 45–51. (in Russian).

Sharkov E.V. Formation of layered intrusions and associated mineralization. M.: Scientific world, 2006, 368 p. (in Russian).

Sharpenok L.N. Magmatogenic ring structures. Nedra, Leningrad, 1979, 231 p. (in Russian).

Sharpenok L.N. Magmatogenic-ore systems of continental volcano-plutonic belts of mobile areas // Regional geology and metallogeny. 2014. No. 58. P. 84-90. (in Russian).

Space information in geology / Ed. A.V. Peive. M.: Nauka, 1983. 536 p. (in Russian).

State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (3rd generation). Ural series. Sheet Q-41 - Vorkuta. Explain. zap. St. Petersburg: VSEGEI, 2007. 541 p. (in Russian).

Thannoun R.G. Automatic Extraction and Geospatial Analysis of Lineaments and their Tectonic Significance in some areas of Northern Iraq using Remote Sensing Techniques and GIS // Intern. Jour. of enhanced Res. in Scien. Techn. & Engin. 2013. 2, 2. ISSN NO: 2319-7463.

Thomson I.N, Kravtsov V.S., Kochneva N.T., Seredin V.V., Seliverstov V.A. Metallogeny of hidden lineaments and concentric structures. M.: Nedra, 1984. 272 p. (in Russian).

Vaganov V.I., Ivankin P.F., Kropotkin P.N. Explosive ring structures of shields and platforms. M.: Nauka, 1985. 200 p. (in Russian).

Vidyapin Yu.P., Bondar I.V. Possibilities of using lineament analysis of the earth's surface topography for geodynamic studies on the example of the Caucasus region // Bulletin of the Moscow Society of Natural Scientists. Geological department. 2021. V.96. No. 21. P. 39-52. (in Russian).

Verdiansyah O. A Desktop Study to Determine Mineralization Using Lineament Density Analysis at Kulon Progo Mountains, Yogyakarta and Central Java Province. Indonesia // Indonesian Journ. of Geography. 2019. 51, 1. P. 31–41.

Verdiansyah O. Aplikasi Lineament Density Analysis Untuk Membatasi Pola Kaldera Purba Godean // Jour. Teknologi Technoscienti, 2017. 9(2).

Vermote E., Justice C., Claverie M., Franch B. Preliminary analysis of the performance of the Landsat 8/OLI land surface reflectance product // Remote Sensing of Environment. 2016. V.185. P 46-56.

Vermote E.F., Kotchenova S. Atmospheric correction for the monitoring of land surfaces // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2008. V. 113(D23).

Wager L., Brown G. Layered igneous rocks // ed. V.P. Petrova, M.: Mir, 1970. 552 p. (in Russian).

Wilson J.P., Gallant J.C. Terrain analysis: principles and applications // John Wiley & Sons. 2000. 520 p.

Yakovlev G.F. Geological structures of ore fields and deposits. 1982, M.: Moscow University, 270 p.

Zhu Z., Wang S., Woodcock C.E. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4-7, 8, and Sentinel 2 images // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 159. P. 269–277.

Zylyova L.I., Konovalov A.L., Kazak A.P., et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Series West Siberian. Sheet Q-42 – Salekhard: Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI, 2014. 396 p. (In Russian).

_____ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ____ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОСЛЕДСТВИЙ СИЛЬНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА РАЙКОКЕ В ЦЕНТРАЛЬНЫХ КУРИЛАХ В 2019 г. С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

© 2024 г. В. Г. Бондур^{1, *}, О. С. Воронова¹

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия

*E-mail: office@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 04.10.2024 г.

С использованием различных спутниковых данных исследовано пространственно-временное распространение содержания диоксида серы в период сильного эксплозивного извержения стратовулкана Райкоке, происходившего в 2019 г. Определена общая масса выброшенного SO_2 на высоте 15 км. По результатам анализа многолетних временных рядов изменения аэрозольной оптической толщины, оценено влияние стратосферных аэрозолей на озоновый слой Земли и выявлены изменения содержания озона в столбе атмосферы. Показано, что после извержения этого вулкана значения оптической толщины стратосферного аэрозоля увеличились (до величины 2.3), что связано с активным преобразованием диоксида серы в серную кислоту и формированием шлейфов сульфатных аэрозолей. Обнаружено резкое снижение содержания озона (на 73 DU) после окончания вулканической деятельности, за которым последовало и значительное понижение температуры в стратосфере (на $8-17^{\circ}$ C). Установлено, что повышенные значения извлеченной массы SO_2 сохранялись спустя несколько дней после извержения, а затем экспоненциально уменьшалась со временем. Установлено также, что изменения общего содержания озона в столбе атмосферы согласуются с вариациями температур в стратосфере.

Ключевые слова: дистанционное зондирование Земли, спутниковые данные, природные катастрофы, вулканы, диоксид серы, аэрозольная оптическая толщина

DOI: 10.31857/S0205961424060037, **EDN:** RQUZJL

введение

Одним из природных источников загрязнения атмосферы является вулканическая активность, в результате которой выбрасывается огромное количество пепла и газовых примесей (Лаверов и др., 2005). По характеру выбросов материалов на поверхность Земли следует отметить два принципиально разных типа вулканических извержений: интрузивный и эксплозивный. Интрузивный тип характеризуется относительно спокойным и длительным выдавливанием магмы через разломы коры, сопровождающимся слабыми взрывами, которые вызваны, вероятно, попаданием воды в жерло вулкана (Федотов, 2006). Эксплозивный тип, характеризующийся сильными выбросами вулканического материала в атмосферу до 20 км и более, является наиболее опасным для населения и авиации в связи с высокой энергетикой вулканогенного процесса и слабой предсказуемостью (Ивлев, и др., 2008; Маневич и др., 2024). Даже небольшие вулканические извержения могут привести к выбросу сотен мегатонн вулканического пепла в тропосферу и стратосферу (Watson et al., 2016; Reed, et al., 2018).

38

Перенос пепла от извержения вулканов в процессе атмосферной циркуляции возможен на тысячи километров (Krotkov et al., 2008; Watson et al., 2016), шлейфы которых представляют значительный риск для авиации (Guffanti et al., 2010). При попадании самолетов в пепловые облака возникает реальная угроза жизни людей на борту. Помимо решения задачи о снижении риска для авиации, существует значительный интерес к количественной оценке концентрации и объема частиц и газовых примесей, из-за их воздействия на климат (Robock, 2000), и окружающую среду (Thordarson and Self, 2003).

Сильные вулканические извержения эксплозивного типа вносят существенный вклад в изменчивость оптических характеристик атмосферы и, следовательно, в глобальные изменения климата (Fisher et al., 2019). Во время крупных извержений в нижнюю стратосферу выбрасываются огромные количества вулканического газа и пепла, большая часть выброшенного вулканического материала удаляется в течение нескольких дней или недель и мало влияет на изменение климата (Дивинский, Ивлев 2012). Наиболее значительные климатиче-

ские воздействия вулканических выбросов в стратосферу связаны с преобразованием диоксида серы в серную кислоту (Кондратьев и др., 2007; Зуев, Зуева 2011). Она быстро конденсируется в стратосфере с образованием шлейфов сульфатных аэрозолей, увеличивая аэрозольную оптическую толщину атмосферы (Мельников, Ушаков, 2008; Stenchikov et al., 2009; Marshall, et al., 2022). Сульфатные аэрозоли являются важным фактором воздействия на климат, поскольку аэрозоли изменяют как коротковолновую, так и длинноволновую радиацию в атмосфере, достигающую поверхности Земли (Gordeev, Girina, 2014; Toohey et al., 2019; von Savigny et al., 2020). Степень их воздействия на климат зависит от множества параметров, включая: объем выброса, высоту выброса и состав шлейфа, местоположение вулкана и др. (Robock, 2000; Foster et al., 2008: Wells et al., 2023). Самое сильное влияние на глобальную атмосферу обычно оказывают извержения вулканов, находящихся в тропической зоне, например, в Юго-Восточной Азии, Восточной Африке, в Латинской Америке. Они могут изменять погоду и влиять на климат в обоих полушариях Земли. Это происходит из-за особенностей циркуляции тропического воздуха, который может перемещаться на большие расстояния и вторгаться в более низкие и более высокие широты (Robock, 2000). В то же время, "внетропические" вулканы способны повлиять на погоду только в том полушарии, в котором они сами находятся.

Сильные вулканические извержения, такие, например, как крупное извержение вулкана Пинатубо в 1991 г., могут выбрасывать огромные объемы вулканического материала (в основном пепла и SO₂) высоко в стратосферу, что приводит к временному охлаждению воздушной среды и поверхности (Кондратьев, 1993; Stenchikov, 2021). После крупного извержения Пинатубо наиболее значительными извержениями с точки зрения их воздействия на аэрозольную нагрузку стратосферы являются извержения вулканов: Сарычев в 2009 г. (Haywood et al., 2010; Rybin, 2011); Набро в 2011 г. (Sawamura, et al., 2012; Clarisse, 2014); Кальбуко в 2015 г. (Romero et al., 2016; Pardini et al., 2018) и Хунга Тонга-Хунга Хаапай в 2022 г. (Khaykin, 2022a; Bourassa et al., 2023; Lu et al., 2023).

На территории Курило-Камчатского региона расположено около 68 действующих и потенциально активных вулканов (Лаверов и др., 2005; Федотов, 2003; Озеров и др., 2020). Четыре вулкана находятся в состоянии почти непрерывных слабых или умеренных извержений, на фоне которых происходят пароксизмальные эксплозивные события (Гирина, Гордеев, 2007). Вулкан Ключевской активен на протяжении нескольких сотен лет; Шивелуч – с августа 1980 г.; Безымянный – с 22 октября 1955 г.; Карымский — с 1 января 1996 г. Время от времени активизируются вулканы Авачинский, Мутновский, Горелый и др. В среднем, сильные эксплозивные извержения камчатских вулканов, при которых пеплы поднимаются на высоты 8–15 км над уровнем моря и выше, происходят примерно один раз в полтора года (Гирина, 2012).

Понимание сложных связей между вулканическими выбросами, атмосферными изменениями и их последствиями важно для предсказания этих процессов, а также расширения возможностей их моделирования.

В настоящей работе проведен анализ последствий эксплозивного извержения стратовулкана Райкоке, происходившего 22 июня 2019 г., которое считалось одним из сильных взрывных извержений в районе Курило-Камчатского региона, учитывая длительный покой (~100 лет) с момента его последнего крупного извержения, происходившего в 1924 г.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

В процессе проведения исследований формировались и анализировались пространственно-временные распределения диоксида серы (SO₂) от вулкана Райкоке в период его сильной активности в 2019 г., а также оценивалась общая масса выброшенного SO₂ на высоте 15 км. Для этого использовались данные, полученные со спутника Sentinel-5P (аппаратура TROPOMI). Использование коллекции данных, получаемых с помощью аппаратуры **TROPOMI**, для анализа пространственно-временного распределения загрязняющих веществ (диоксида серы) в атмосфере во время извержения вулкана обеспечивало более высокое пространственное разрешение (~1.11 км) по сравнению с данными, получаемые с помощью предшествующих типов аппаратуры дистанционного зондирования Земли OMI (Aura) и SCIAMACHY (ENVISAT) (Theys et al., 2017). Это позволило более детально исследовать особенности вулканических облаков диоксида серы (SO₂) при извержении вулкана Райкоке. Для исследований был использован тематический продукт, содержащий плотность вертикального столба диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км. Данные этого продукта извлекались с использованием облачной платформы Google Earth Engine (GEE), обеспечивающей применение метода дифференциальной оптической абсорбционной спектроскопии DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) (Platt and Stutz, 2008; Theys et al., 2017).

С целью получения более точных данных о плотности вертикального столба диоксида серы про-

водилась корректировка качества информации, извлекаемой из спутниковых данных. При этом выбирались данные, удовлетворяющие следующим критериям:

 доля снега и льда на регистрируемой поверхности была меньше 50% для устранения искажений из-за отражения солнечного света от снежного или ледяного покрова;

 – значения диоксида серы в вертикальном столбе было больше 0.001 мол/м² для исключения отрицательных значений, которые могут указывать на шум в данных;

уровень достоверности данных выбирался выше 0.5;

 – доля облачности была меньше 30% для исключения спутниковых данных, которые затрудняют регистрацию последствий извержения;

 – значение зенитного угла Солнца (<60°) при регистрации данных, выбиралось с учетом необходимости снижения влияния атмосферных условий.

Для улучшения интерпретации получаемых результатов, единицы измерения плотности диоксида серы моль/м² были переведены в единицы Добсона (1 DU = $2.69 \times 10-6$ моль/м²).

При использовании спутниковых информационных продуктов для оценки общей массы SO₂, выбрасываемой при вулканических извержениях, могут существовать некоторые ограничения, связанные с особенностями этих процессов. На начальном этапе вулканических извержений существуют неопределенности, такие как высокая концентрация SO₂, которая приводит к эффектам насыщения спутниковых данных и, следовательно, к недооценке общей массы выбросов. Также на раннем этапе извержения может быть затруднено выявление массы SO₂, сопутствующее присутствию вулканического пепла (Yang et al., 2010). Повышение точности оценки общей массы SO₂ после начального этапа вулканического извержения, может осложняться также процессом преобразования SO₂ в сульфатный аэрозоль, который начинается сразу после вулканического выброса. Поэтому может недооцениваться также общая масса SO₂, рассчитанная по спутниковым данным на более позднем этапе извержения, когда шлейф рассеивается и пепел осаждается. Кроме того, на начальном этапе диоксида серы часто не выбрасывается вулканом за один раз, что еще больше усложняет оценку его общей массы (Cai, 2022).

Расчеты общей массы диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км, выброшенной в период активности вулкана Райкоке, и анализ его распространения производились по спутниковым данных с момента начала извержения 22 июня 2019 г. до 22 июля 2019 г. Для предотвращения двойного учета значений общей массы диоксида серы, спутниковые данные, получаемые для различных пролетов, усреднялись в течение суточного интервала времени. Для более точной оценки концентраций SO_2 учитывалось также влияние высоты прибора TROPOMI (altitude), поскольку давление и плотность газа изменяются с высотой. Далее вычислялась общая масса SO_2 путем умножения значений, полученных из тематического продукта, содержащего плотность вертикального столба диоксида серы на молярную массу и на площадь каждого отдельного регистрируемого пикселя. Полученные результаты переводились в единицы измерения килотонны (кт).

Регистрация изменений аэрозольной оптической толщины и оценка её влияния на озоновый слой осуществлялись с учетом многолетних вариаций сформированных временных рядов спутниковых данных. При этом также принималась во внимание изменчивость температуры в верхней, средней и нижней частях стратосферы. Анализ изменчивости температуры в верхней, средней и нижней частях стратосферы проводился с использованием данных спутника Aqua (прибор AIRS) с пространственным разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Для анализа значения температур использовались данные, зарегистрированные в ночное время суток, на уровнях давления 150 гПа, 70 гПа и 20гПа, которые соответствуют нижней, средней и верхней части стратосферного слоя.

Для анализа последствий вулканической активности были построены временные ряды тематического продукта OMAERUVd (Jethva and Torres, 2011), характеризующего изменения аэрозольной оптической толщины (Aerosol Optical Depth 500 nm). При этом использовались данные, получаемые со спутника Aura (прибор OMI) с пространственным разрешением $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Область проводимых исследований выбиралась с учетом дальности переноса вулканического облака SO₂.

Многолетние данные аэрозольной оптической толщины анализировались с применением методики, основанной на использовании интервала стандартного отклонения данных ($\mu \pm \sigma$) от их среднеарифметических значений (μ) за период времени с 2005 по 2019 гг. Аэрозольная оптическая толщина позволяет оценить количество аэрозолей от вулканической активности, которые могут влиять на состояние атмосферы и климат. Поскольку вулканические аэрозоли могут отражать и рассеивать солнечное излучение, то это имеет важное значение для изменений климата и должно учитываться в климатических моделях.

В настоящем исследовании анализировались также многолетние временные ряды глобального общего содержания озона в столбе атмосферы.

Для этого использовался тематический продукт ОМDOAO3e, который основан на применении метода дифференциальной абсорбционной спектроскопии (DOAS) и использует значения яркости, регистрируемой прибором ОМІ в диапазоне спектра между 331.1 и 336.1 нм (Veefkind and Sneep, 2009). Данные тематического продукта OMDOAO3e регистрируются в стратосферном слое на высотах от 10 до 50 км с пространственным разрешением 0.25°× 0.25°. Они предоставляют информацию о вертикальном распределении озона и его концентрации в столбе атмосферы. Это является важным для изучения климатических изменений. Вариации общего содержания озона в столбе анализировались аналогично методике, примененной к временным рядам изменения аэрозольной оптической толщины, описанной выше.

В данном исследовании регистрация пеплового облака в процессе эксплозивного извержения стратовулкана Райкоке осуществлялась с использованием данных прибора MODIS (спутник Terra). При этом применялся тематический продукт MOD09GA, содержащий информацию об отражающей способности земной поверхности при отсутствии атмосферного рассеяния или поглощения (Vermote et al., 2015). Выбор этого тематического продукта был обусловлен тем, что он содержал данные с коррекцией влияния атмосферы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Сильное эксплозивное извержение стратовулкана Райкоке на Центральных Курилах началось 22 июня 2019 г. в 06:05 по местному времени. Эруптивная колонна поднималась на высоту 9.5–12.5 км над кратером вулкана. Мощные пеплопады происходили на всей территории острова Райкоке (Рашидов и др. 2019). На рис. 1, *а* представлено изображение пеплового шлейфа от этого вулкана, полученное 22 июня 2019 г. со спутника Тегга (аппаратура MODIS). Анализ рис. 1, *а* показал, что с помощью аппаратуры MODIS спутника Тегга 22 июня 2019 г. был зарегистрирован пепловый шлейф от вулкана Райкоке, распространяющийся в восточном направлении более чем на 400 км (см. рис. 1, *а*). В последующие дни после извержения, шлейф пепла быстро рассеивался и осаждался, и его невозможно было отслеживать дальше по данным аппаратуры MODIS (спутник Terra).

На рис 1, δ приведено распределение плотности вертикального столба диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км, полученное по данным спутника Sentinel-5P (аппаратура TROPOMI) с использованием метода DOAS. По данным спутника Sentinel-5P (аппаратура TROPOMI) шлейф диоксида серы SO₂ распространился на расстояние около 770 км (см. рис. 1, δ) и продолжил перемещаться.

На рис. 2 приведены вертикальные плотности столба диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км, данные получены с помощью аппаратуры TROPOMI (спутник Sentinel-5P) с использованием метода DOAS в различные периоды времени.

Анализ рис. 2 показал следующее. К 23 июня 2019 г. (рис. 2, *a*) протяжённость вулканического облака SO₂ составляла более 2500 км (см. рис. 2, *a*), но содержание SO₂ в столбе снизилось (по сравнению с 22 июня 2019 г. (см. рис. 1*б*) до величины 29.8 DU. Вулканический шлейф SO₂ перемещался в сторону Чукотки и 30 июня 2019 г. начал разделяться на две части, одна из которых была зафик-



Рис. 1. Извержение вулкана Райкоке 22.06.2019 г.: a – изображение пеплового шлейфа от вулкана, полученное со спутника Terra (аппаратура MODIS); δ – плотность вертикального столба диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км, получены по данным спутника Sentinel-5P (аппаратура TROPOMI) с использованием метода DOAS.



Рис. 2. Вертикальная плотность столба диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км, данные получены с помощью аппаратуры TROPOMI (спутник Sentinel-5P) с использованием метода DOAS. Перемещение вулканического облака SO₂: a - 23, 27 и 30 июня 2019 г.; b - c 1 по 3 июля 2019 г.; b - c 4 по 22 июля 2019 г.

сирована над Сахалинской областью, а другая над центральной частью Камчатского полуострова (см. правую часть рис. 2, *a*).

С 1 по 3 июля 2019 г. шлейф SO₂ начал группироваться в отдельные изолированные структуры, хорошо различимые по данным спутника Sentinel-5P (аппаратура TROPOMI) (см. рис. 2, δ). Содержание SO₂ в столбе доходило до 7.4 DU. В последующие дни с 4 по 22 июля 2019 г. плотность облака SO₂ уменьшалась (см. рис. 2, ϵ), поскольку шлейф рассеивался и часть SO₂ преобразовывалась в сульфатные аэрозоли.

Из анализа рис. 2, в следует, что после 3 июля 2019 г. шлейф SO_2 начал закручиваться циклоном, господствовавшим в районе Командорских островов в северной части Тихого океана. В июле 2019 г. циклоны чаще всего смещались через Чукотку в арктические моря и на север Канады, о чем свидетельствует данные Гидрометцентра России (https://meteoinfo.ru). Как следствие, шлейф SO_2 распространяющийся от вулкана Райкоке превращался в ряд плотных ограниченных пятен, хорошо обнаруживавшихся со спутника Sentinel-5P (TROPOMI), которые достигли территории Аляски (см. рис. 2, e).

Из анализа рис. 2, в следует также, что с 4 по 9 июля 2019 г. шлейф SO_2 сделал разворот над Аляской, пересек Северную часть Тихого океана (до 13 июля 2019 г.) и 16 июля 2019 г. вернулся в район Курило-Камчатского региона к месту своего зарождения. Далее вулканическое облако SO_2 перемещалось вдоль восточного фланга Азиатского летнего муссонного антициклона, прежде чем войти в субтропическую струю, которая за 10 дней перенесла эту структуру через всю Евразию и Северную Африку (Khaykin et al., 2022b).

Диоксид серы, выброшенный в период сильной вулканической активности, окисляясь до серной кислоты, способствовал образованию аэрозолей, которые могут поглощать солнечное излучение и, как следствие, изменять динамику атмосферных процессов, влияя тем самым и на содержание озона. Концентрация озона может варьироваться в зависимости от времени года, географического положения и метеорологических условий (от 200 DU до 300 DU в нормальных условиях).

На рис. 3 представлены результаты расчетов общей массы выбросов диоксида серы SO_2 , распространяющейся от вулкана Райкоке в 2019 г. с момента начала извержения (22 июня 2019 г.) до 22 июля 2019 г. Перемещение вулканического облака SO_2 представлено на рис. 2.

Анализ рис. 3 показавает, что в день извержения вулкана Райкоке (22 июня 2019 г.) была зафиксирована общая масса диоксида серы, равная приблизительно ~ 1.58 Тг. Эти данные сопоставимы с результатами полученными в работах (Muser et al., 2020; Kloss et al., 2021; De Leeuw et al., 2021; Khaykin et al., 2022b), котрые составляли величины от 1.4 Тг до 2.1 Тг.

Далее в течение нескольких дней (с 23 июня по 2 июля 2019 г. включительно) сохранялись повышенные значения общей массы диоксида серы. Это объясняется тем, что выбросы от вулкана Райкоке имели высокое содержание SO_2 (рис. 2 *a*, *б*) и большие площади распространения. А затем общая масса диоксида серы (SO_2) экспоненциально снижалась со временем (см. рис. 3). Количество стратосферного SO_2 уменьшалось в связи с фотохимическим преобразованием в серную кислоту, из-за реакции с гидроксильным радикалом ОН. Серная кислота, образуя новые частицы и конденсируясь на уже существующих частицах, образовывала долгоживущий стратосферный сульфатный аэрозоль (Gorkavyi et al., 2021).



Рис. 3. Общая масса выбросов диоксида серы (SO₂) распространившихся от вулкана Райкоке, кт (килотонны).



Рис. 4. Изменения параметров атмосферы в период сильной вулканической активности в 2019 г.: аэрозольной оптической толщины и содержания озона в столбе атмосферы по данным спутника Aura (прибор OMI), а также температуры в верхней, средней, нижней частях стратосферы по данным спутника Aqua (прибор AIRS).

На рис. 4 представлены результаты анализа многолетних временных рядов аэрозольной оптической толщины и содержания озона в столбе атмосферы по данным спутника Aura (прибор OMI), а также изменения температур на высотах, соответствующих давлению 20 гПа 70 гПа и 150 гПа, в верхней, средней, нижней частях стратосферы соответственно по данным спутника Aqua (прибор AIRS).

Всплеск значений в общей аэрозольной оптической плотности (AOD), выявленный 22 июня 2019 г., указывал на начало активности вулкана Райкоке (см. рис. 4), после которого 29 июня и 8 июля 2019 г. были выявлены превышения (на ~10 DU) содержания озона в столбе атмосферы относительно значений для прошлых лет (2005–2018 гг.), обозначенных серым цветом.

Анализ рис. 4 (верхняя панель) показывает, что после сильного извержения вулкана Райкоке значения общей аэрозольной оптической плотности AOD превышали показатели многолетних данных с 2005 по 2018 гг. (обозначено серым цветом) в исследуемом регионе. В повышение значений общей аэрозольной оптической плотности АОD вносили свой вклад в том числе и активные вулканы Центральной части Камчатского полуострова. С средины июля до конца сентября 2019 г. вулканы Карымский и Шивелуч проявляли свою активность в виде небольших экструзивно-эксплозивных выбросов пепла и газа (Гирина и др., 2020). В этот период времени были обнаружены превышения общей аэрозольной оптической плотности AOD, которые вероятно послужили увеличению содержания озона в столбе атмосферы (9 августа, 4 сентября и 22 сентября 2019 г.), относительно прошлых лет 2005—2018 гг. на величину ~14-16 DU. Процессы влияния стратосферных аэрозолей на радиационный баланс Земли и нагрузку на озоновый слой подтверждаются в работах ряда авторов, например, (Rasch et al., 2008; Thompson and Solomon, 2009).

Повышенная аэрозольная нагрузка в период с конца августа до окончания ноября 2019г. объясняется значительной вулканической активностью, происходящей в исследуемом регионе. Вулкан Шивелуч в дни 29 августа, 2 и 6 октября, 3 и 11 ноября 2019 г. проявлял сильную активность с наблюдаемыми эксплозивными событиями, сопровождавшимися подъемом пепла до высоты 12 км над уровнем моря (Гирина и др., 2020). Активность вулкана Шивелуч с конца сентября по начало октября (рис. 4) послужила повышению общей аэрозольной оптической плотности (AOD) до 3.5, которая сопутствовала увеличению содержания озона в столбе атмосферы 17 октября 2019 г. (до 343 DU). Также наблюдались эксплозивные события стромболианского типа умеренной силы, обусловленные активностью вулкана Ключевской, проявлявшейся с начала ноября 2019 г. Повышение общей аэрозольной оптической плотности AOD (до 4) в это время способствовало увеличению содержания озона в столбе атмосферы (до 410 DU) и превышению над многолетними данными (с 2005—2018 гг.) в среднем на 20 DU. В последствии 8 декабря 2019 г. были выявлены резкие изменения содержания озона в столбе атмосферы, в виде его резкого снижения до уровня 337 DU.

Анализ рис. 4 показывает, что изменения общего содержания озона в столбе атмосферы согласуются с вариациями температур в стратосфере. Превышения содержания озона, выявленные после извержения вулкана Райкоке, сопутствовали повышению температуры в нижней части стратосферы на 2-3°С по сравнению с многолетними изменениями (с 2005-2018 гг.). А в верхней части стратосферы температура снизилась на 1-2°С в сравнении с прошлыми годами. Значительное увеличение содержания озона, происходившее с 18 ноября по 1 декабря 2019 г., привело также и к росту температур во всех частях стратосферы на 1-3°С (см. рис. 4). Снижение содержания озона, происходившее с 8 декабря 2019 г., после окончания вулканической активности, сопровождались также резким понижением температур (на 17°С) в верхней части стратосферы уже на следующий день, 9 декабря 2019 г., а затем 13 декабря 2019 г. было зафиксировано снижение температуры в средней части стратосферы на 8°С. Затем в период времени с 13 по 16 декабря 2019 г. было выявлено понижение температуры на 9°С и в нижней части стратосферы (см. рис. 4 нижняя панель).

Полученные результаты показали, что временная изменчивость содержания озона после извержений вулканов согласуется с изменениями температур в стратосфере. Это подтверждается также результатами, приведенными в работе (Thompson and Solomon, 2009).

Характеристика стратосферных аэрозолей важна не только для понимания изменений температуры и содержания озона в атмосфере. В последние годы данные об атмосферном аэрозоле приобрели актуальность из-за их потенциального использования в качестве геоинженерного инструмента для уменьшения последствий глобального потепления (Семенов и др., 2008; Rasch et al., 2008; Chouza, 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе с использованием различных спутниковых данных проанализированы последствия сильного эксплозивного извержения стратовулкана Райкоке, происходившего в 2019 г. Вулкан расположен на территории Центральных Курил.

По данным спутника Terra (аппаратура MODIS) был обнаружен пепловый шлейф, вызванный извержением этого вулкана, которое началось 22 июня 2019 г. В этот день шлейф распространялся в восточном направлении на расстояние более чем на 400 км. Использование данных спутника Sentinel-5Р (аппаратура TROPOMI) более высокого пространственного разрешения, по сравнению с ранее используемыми ланными, позволило проследить пространственно-временное перемещение вулканического облака и выявить изменения в плотности содержания диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км. Динамическая ситуация вокруг шлейфа диоксида серы, связанная с присутствием циклона, сформировала в процессе переноса и рассеивания выбросов диоксида серы уникальные черты компактных облаков этой примеси с ограниченными размерами и различными формами. В процессе исследований удалось зафиксировать вулканический шлейф, который распространился по Северному полушарию и непрерывно наблюдался в течение нескольких месяцев после начала извержения стратовулкана Райкоке.

С помощью спутниковых данных, полученных с использованием облачной платформы Google Earth Engine и системы обработки, созданной на языке программирования JavaScript, были произведены расчеты общей массы диоксида серы (SO₂) на высоте 15 км, выброшенной в период сильной активности вулкана Райкоке с 22 июня и прослеживалось распространение шлейфа этой примеси до 22 июля 2019 г. Установлено, что со временем максимальное количество SO₂ в столбе шлейфа постепенно уменьшалось за счет фотохимических процессов, которые преобразовывали SO₂ в серную кислоту H2SO4 и преобразовывалась в стратосфере в шлейфы сульфатных аэрозолей.

Точное описание стратосферных вулканических извержений является сложной задачей. Поэтому в настоящем исследовании учитывались некоторые ограничения в качестве исходных спутниковых данных, а также в результатах их обработки. Противоречивость информации о последовательности выбросов вулканических материалов также может привести к разным выводам об одном и том же вулканическом извержении.

Преобразование стратосферного SO_2 в серную кислоту, а затем в долгоживущие сульфатные аэрозоли позволило обнаружить пиковые превышения аэрозольной оптической толщины (AOD), которые указывали на начало активности вулкана Райкоке. Сделано предположение р том, что выявленные превышения AOD, привели к увеличению содержания озона в столбе атмосферы через 7–17 дней после начала сильного извержения исследуемого вулкана. Показано, что значительная активность вулканов Карымский, Шивелуч и Ключевской, происходившая в Курило-Камчатском регионе с конца августа до окончания ноября 2019 г., привела к увеличению значений аэрозольной оптической толщины (AOD до величины, равной 4). Выявленная повышенная аэрозольная нагрузка в этот период времени, вероятно, содействовала увеличению содержания озона в столбе атмосферы (до 410 DU). Резкое снижение содержания озона в столбе атмосферы (на 73 DU) было обнаружено после окончания сильной вулканической активности Курило-Камчатского региона.

Проведенный анализ вариаций температур в стратосфере (в нижней, средней и верхней) позволил выявить взаимосвязь изменений общего содержания озона в столбе атмосферы, которые согласовывались с динамикой температур в стратосфере в период после вулканической активности.

Выполненный анализ последствий сильной активности вулкана Райкоке продемонстрировал изменчивость выбросов SO_2 от вулканов и выявил потребность в проведении непрерывных измерений, а также необходимость сравнений различных спутниковых и наземных данных, полученных за более длительные промежутки времени.

Дальнейшие исследования целесообразно посвятить проверке и улучшению представления о механизмах формирования и развития вулканических шлейфов для использования их в глобальных и региональных климатических моделях. Это приведет к лучшему пониманию охлаждающих эффектов, связанных с вулканической активностью. Взаимодополняемость результатов наблюдений и моделирования также даст возможность оценить неопределенности, связанные с предлагаемыми стратегиями воздействия на климат с использованием стратосферного аэрозоля, которые предлагаются в качестве метода смягчения негативных последствий изменения климата.

Использование результатов данных исследований будет полезно для получения новых представлений о недавних изменениях климата, вызванных сильной вулканической активностью.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в НИИ "АЭРОКОСМОС" в рамках проекта №124021200003-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гирина О.А. О предвестнике извержений вулканов Камчатки, основанном на данных спутникового мониторинга // Вулканология и сейсмология, 2012, № 3, с. 14–22. Гирина О.А., Гордеев Е.И. Проект KVERT – снижение вулканической опасности для авиации при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки и Северных Курил // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2 (132). С. 100–109.

Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Нуждаев А.А., Лупян Е.А. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2019 г. и их опасность для авиации // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 2020 г. — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. Р. 11–14.

Дивинский Л.И., Ивлев Л.С. О воде и аэрозолях вулканического происхождения в высоких слоях атмосферы // Природная Среда. 2012. № 4 (25), С. 254–261.

Зуев В.В., Зуева Н.Е. Вулканогенные возмущения стратосферы — главный регулятор долговременного поведения озоносферы в период с 1979 по 2008 г. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 01. С. 30–34.

Ивлев Л.С., Колосов А.С., Терёхин С.Н. Эруптивные вулканические процессы: механизмы и характеристики // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2008. Сер. 4. Вып. 2. С. 35–48.

Кондратьев К.Я. Комплексный мониторинг последствий извержения вулкана Пинатубо // Исследования Земли из космоса. 1993. № 1. С. 111–122.

Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С., Крапивин В.Ф. Свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля: от нано – до глобальных масштабов. – СПб.: BBM, 2007. – 858 с.

Лаверов Н.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А., Бондур В.Г., Гурбанов А.Г., Карамурзов Б.С., Коваленко В.И., Мелекесцев И.В., Нечаев Ю.В., Пономарева В.В., Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Федотов С.А., Хренов А.П., Ярмолюк В.В. Новейший и современный вулканизм на территории России. М: Наука, 2005. 608 с.

Маневич А.Г., Гирина О.А., Мельников Д.В., Бриль А.А., Романова И.М., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Королев С.П. Извержения вулкана Ключевской в 2023–2024 гг. по данным дистанционного мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 3. С. 94–103. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-3-94-103

Мельников Д.В., Ушаков С.В. Мониторинг атмосферного содержания SO₂ при крупных извержениях вулканов Камчатки за 2007 г. посредством спутниковых методов исследований // Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России : тр. регион. науч.-техн. конф. 11–17 нояб. 2007 г., Петропавловск-Камч. / РАН ; Геофиз. служба, Камч. фил. – Петропавловск-Камч., 2008. – Т. 1. – С. 101–104. http://www.emsd.ru/konf071112/pdf/t1/ str101.pdf

Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А., Белоусов А.Б., Демянчук Ю.В. Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и Сейсмология. 2020. №1. стр. 3–19. https://doi.org/10.31857/S0203030620010058

Рашидов В.А., Гирина О.А., Озеров А.Ю., Павлов Н.Н. Извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) в июне 2019 г. // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2019 Вып. 42. № 2. С. 5–8. https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8

Семенов С.М., Израэль Ю.А., Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана. В кн.: Измене-

Вестник влияние земных и внеземных факторов / Отв. ред. Г.С. Голицын. М.: ИФА РАН, ИФЗ РАН, 2008, с. 24–36. *Федотов С.А.* Вулканизм и сейсмичность, наука, общество, события и жизнь (статьи, беседы и выступления 1952–2002 гг.).

бытия и жизнь (статьи, беседы и выступления 1952–2002 гг.). Петропавловск-Камчатский: Холдинговая компания "Новая Книга", 2003. 184 с. ил.96. ISBN5-87750-101-1

ние окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 6: изменения климата:

Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. – М.: Наука, 2006. – 455 с

Bourassa A.E., Zawada D.J., Rieger L.A., Warnock T.W., Toohey M., Degenstein D.A. Tomographicretrievals of Hunga Tonga-Hunga Ha'apaivolcanic aerosol // Geophysical ResearchLetters, 2023. 50, e2022GL101978. https://doi.org/10.1029/2022GL101978

Cai Z., Griessbach S., Hoffmann L. Improved estimation of volcanic SO₂ injections from satellite retrievals and Lagrangian transport simulations: the 2019 Raikoke eruption // Atmos. Chem. Phys., 2022. 22, 6787–6809, https://doi.org/10.5194/ acp-22-6787-2022

Chouza F., Leblanc T. Barnes, J., Brewer M., Wang, P., Koon D. Long-term (1999–2019) variability of stratospheric aerosol over Mauna Loa, Hawaii, as seen by two co-located lidars and satellite measurements, // Atmos. Chem. Phys., 2020. 20, 6821–6839, https://doi.org/10.5194/acp-20-6821-2020

Clarisse, L., Coheur P.-F., Theys N., Hurtmans D., Clerbaux C. The 2011 Nabro eruption, a SO_2 plume height analysis using IASI measurements // Atmos. Chem. Phys., 2014. 14, 3095–3111, https://doi.org/10.5194/acp-14-3095-2014.

de Leeuw J., Schmidt A., Witham C. S., Theys N., Taylor I.A., Grainger R.G., Pope R.J., Haywood J., Osborne M., Kristiansen N.I. The 2019 Raikoke volcanic eruption – Part 1: Dispersion model simulations and satellite retrievals of volcanic sulfur dioxide // Atmos. Chem. Phys., 2021. 21, 10851–10879, https://doi. org/10.5194/acp-21-10851-2021,

Fisher B.L., Krotkov N.A., Bhartia P.K., Li C., Carn S.A., Hughes E., Leonard P.J. T. A new discrete wavelength backscattered ultraviolet algorithm for consistent volcanic SO₂ retrievals from multiple satellite missions // Atmos. Meas. Tech., 2019. 12, 5137–5153, https://doi.org/10.5194/amt-12-5137-2019

Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey D., Haywood J., Lean J., Lowe D., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., Dorland, R.V. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H., 129–234, Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, 2008.

Gordeev E.I., Girina, O.A. Volcanoes and the threat they pose for aircraft // Vestnik Rossiiskoi Akademii Nauk, 2014, vol. 84, no. 2, pp. 134–142. https://doi.org/10.7868/S0869587314020121

Gorkavyi N., Krotkov N., Li C., Lait L., Colarco P., Carn S., DeLand M., Newman P., Schoeberl M., Taha G., Torres O., Vasilkov A., Joiner J. Tracking aerosols and SO₂ clouds from the Raikoke eruption: 3D view from satellite observations // Atmos. Meas. Tech., 2021. 14, 7545–7563, https://doi.org/10.5194/amt-14-7545-2021

Guffanti M., Casadevall T.J. Budding K. Encounters of aircraft with volcanic ash clouds: a compilation of known incidents, 1953–2009 // U.S. Geological Survey Data Series 545, 2010. ver. 1.0, 12 p., plus 4 appendixes including the compilation database.

Haywood J. M., et al. Observations of the eruption of the Sarychev volcano and simulations using the HadGEM2 climate model // J. Geophys. Res., 2010. 115, D21212, https://doi. org/10.1029/2010JD014447

Jethva H., Torres O. Satellite-based evidence of wavelengthdependent aerosol absorption in biomass burning smoke inferred from Ozone Monitoring Instrument // Atmos. Chem. Phys., 2011. 11, 10541–10551, https://doi.org/10.5194/acp-11-10541-2011

Khaykin S. et al. Global perturbation of stratospheric water and aerosol burden by Hunga eruption // Commun. Earth Environ. 2022a. 3, 316. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00652-x

Khaykin S.M., de Laat A. T.J., Godin-Beekmann S. et al. Unexpected self-lofting and dynamical confinement of volcanic plumes: the Raikoke 2019 case // Sci Rep. 2022b. 12, 22409 https://doi. org/10.1038/s41598-022-27021-0

Kloss C., Berthet G., Sellitto P., Ploeger F., Taha G., Tidiga M., Eremenko M., Bossolasco A., Jégou F., Renard J.-B., Legras B. Stratospheric aerosol layer perturbation caused by the 2019 Raikoke and Ulawun eruptions and their radiative forcing // Atmos. Chem. Phys., 2021. 21, 535–560, https://doi.org/10.5194/acp-21-535-2021

Krotkov N. A., et al. Validation of SO₂ retrievals from the Ozone Monitoring Instrument over NE China // J. Geophys. Res., 2008. 113, D16S40, https://doi.org/10.1029/2007JD008818

Lu J., Lou S., Huang X., Xue L., Ding K., Liu T., et al. Stratosphericaerosol and ozone responses to theHunga Tonga-Hunga Ha'apai volcaniceruption // Geophysical Research. 2023. Letters,50, e2022GL102315. https://doi.org/10.1029/2022GL102315

Marshall L.R., Maters E.C., Schmidt A. et al. Volcanic effects on climate: recent advances and future avenues // Bull Volcanol. 2022. 84, 54. https://doi.org/10.1007/s00445-022-01559-3

Muser L. O. et al. Particle aging and aerosol–radiation interaction affect volcanic plume dispersion: Evidence from the Raikoke 2019 eruption // Atmos. Chem. Phys. 20, 2020. 15015–15036. https://doi.org/10.5194/acp-20-15015-2020

Pardini F, Burton M., Arzilli F, La Spina G., Polacci M. SO_2 emissions, plume heights and magmatic processes inferred from satellite data: The 2015 Calbuco eruptions // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2018. 361, 12–24. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.08.001

Platt U., Stutz J. Differential optical absorption spectroscopy – Springer–Verlag, New–York, Berlin, Heidelberg, 2008. – 593 p.

Rasch P.J., Tilmes S., Turco R.P., Robock A., Oman L., Chen C.-C., Stenchikov G.L., Garcia R.R. An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols, Philos. T. Roy. Soc. A, 2008. 366, 4007–4037, https://doi.org/10.1098/rsta.2008.0131

Reed B.E., Peters D.M., McPheat R., Grainger R.G. The Complex Refractive Index of Volcanic Ash Aerosol Retrieved from Spectral Mass Extinction // J. Geophys. Res. Atmos. 2018, 123, pp. 1339–1350, https://doi.org/10.1002/2017JD027362

Robock A. Volcanic eruptions and climate // Rev. Geophys., 2000. 38, 191–219, https://doi.org/10.1029/1998RG000054

Romero J. E., Morgavi D., Arzilli F., Daga R., Caselli A., Reckziegel F., Perugini D. Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2016. 317, 15–29. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.027

Rybin A., Chibisova M., Webley P., Steensen T., Izbekov P., Neal C., Realmuto V. Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // Bull. Volcanol., 2011. 73(9), 1377–1392, https://doi. org/10.1007/s00445-011-0481-0

Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // J. Geophys. Res. 1993. 98, 22987. https://doi.org/10.1029/93JD02553

Sawamura P., et al. Stratospheric AOD after the 2011 eruption of Nabro volcano measured by lidars over the Northern Hemisphere, Environ. Res. Lett., 2012. 7(3), 034,013, https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/3/034013

Stenchikov G., Delworth T.L., Ramaswamy V., Stouffer R.J., Wittenberg A., Zeng F. Volcanic signals in oceans // J. Geophys. Res., 2009.114, D16104, https://doi.org/10.1029/2008JD011673

Stenchikov G., Ukhov A., Osipov S., Ahmadov R., Grell G., Cady-Pereira K., Mlawer E., Iacono M. How Does a Pinatubo-Size Volcanic Cloud Reach the Middle Stratosphere?//J. Geophys. Res.–Atmos., 2021.126, e2020JD033829, https://doi.org/10.1029/2020JD033829

Theys N., De Smedt I., Yu H., Danckaert T., van Gent J., Hörmann C., Wagner T., Hedelt P., Bauer H., Romahn F., Pedergnana M., Loyola D., Van Roozendael M. Sulfur dioxide retrievals from TROPOMI onboard Sentinel-5 Precursor: algorithm theoretical basis // Atmos. Meas. Tech., 2017. 10, 119–153, https://doi.org/10.5194/amt-10-119-2017

Thompson D.W. Solomon S. Understanding recent stratospheric climate change, J. Climate, 2009. 22, 1934–1943, https://doi. org/10.1175/2008JCLI2482.1

Thordarson Th., Self S. Atmospheric and environmental effects of the 1783 – 1784 Laki eruption: A review andreassessment // J. Geophys. Res., 2003. 108(D1), 4011, https://doi.org/10.1029/2001JD002042

Toohey M., Krüger K., Schmidt H., Timmreck C., Sigl M., Stoffel M., Wilson R. Disproportionately strong climate forcing from extratropical explosive volcanic eruptions // Nat. Geosci., 2019. 12, 100–107, https://doi.org/10.1038/s41561-018-0286-2

Veefkind P., Sneep M. OMDOA03 README FILE: http://disc. sci.gsfc.nasa.gov/Aura/data-holdings/OMI/ documents/v003/ OMDOAO3 README V003.shtml (last access: 14 January 2012), 2009.

Vermote E.F., Roger J.C., Ray J.P. MODIS Surface Reflectance User's Guide Collection 6. [Accessed 23 June 2016]; 2015 May; http://modis-sr.ltdri.org/guide/MOD09_UserGuide_ v1.4.pdf

von Savigny C., Timmreck C., Buehler S.A., Burrows J.P., Giorgetta M., Hegerl G., Horvath A., Hoshyaripour G. A., Hoose C., Quaas J., Malinina E., Rozanov A., Schmidt H., Thomason L., Toohey M., Vogel B.: The Research Unit VolImpact: Revisiting the volcanic impact on atmosphere and climate – preparations for the next big volcanic eruption // Meteorol. Z., 2020. 29, 3–18, https://doi.org/10.1127/metz/2019/0999

Watson E.J., Swindles G.T., Stevenson J.A., Savov I., Lawson I.T. The transport of Icelandic volcanic ash: Insights from northern European cryptotephra records // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2016. 121, 7177–7192. https://doi. org/10.1002/2016JB013350

Wells A.F., Jones A., Osborne M., Damany-Pearce L., Partridge D.G., Haywood J.M.: Including ash in UKESM1 model simulations of the Raikoke volcanic eruption reveals improved agreement with observations // Atmos. Chem. Phys., 2023, 3985–4007, https://doi.org/10.5194/acp-23-3985-2023

Yang K., Liu X., Bhartia P.K., Krotkov N.A., Carn S.A., Hughes E.J., Krueger A.J., Spurr R.J.D., Trahan S.G. Direct retrieval of sulfur dioxide amount and altitude from spaceborne hyperspectral UV measurements: Theory and application // J. Geophys. Res., 2010. 115, D00L09, https://doi.org/10.1029/2010JD013982

Studying Aftermath of the Strong 2019 Raikoke Volcano Eruption in Central Kuril Islands Using Satellite Data

V. G. Bondur¹, O. S. Voronova¹

¹AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

Spatiotemporal distribution of sulfur dioxide content during the strong 2019 Raikoke stratovolcano eruption was studied using satellite data. The total mass of SO₂ emitted at an altitude of 15 km was determined. The influence of stratospheric aerosols on the Earth's ozone layer was assessed, and changes in ozone content in the atmospheric column were detected based on the analysis of multiannual time series of aerosol optical depth change. The values of aerosol optical depth increased (up to 2.3), which was related to the active transformation of sulfur dioxide into the sulfuric acid and the generation of sulfate aerosols. A sharp decrease in ozone content (by 73 DU) was detected after the end of volcanic activity, which was followed by a significant decrease in temperatures in the stratosphere (by $8-17^{\circ}$ C). It was found that increased values of the extracted mass of SO₂ persisted for several days after the eruption and then decreased exponentially with time. Changes in the total ozone content in the atmospheric column were consistent with variations in temperatures in the stratosphere.

Keywords: remote sensing, satellite data, natural disasters, volcanoes, sulfur dioxide, aerosol optical depth

REFERENCES

Bourassa A.E., Zawada D.J., Rieger L.A., Warnock T.W., Toohey M., Degenstein D.A. Tomographicretrievals of Hunga Tonga-Hunga Ha'apaivolcanic aerosol // Geophysical ResearchLetters, 2023. 50, e2022GL101978. https://doi. org/10.1029/2022GL101978

Cai Z., Griessbach S., Hoffmann L. Improved estimation of volcanic SO₂ injections from satellite retrievals and Lagrangian transport simulations: the 2019 Raikoke eruption // Atmos. Chem. Phys., 2022. 22, 6787–6809, https://doi.org/10.5194/ acp-22-6787-2022

Chouza F, Leblanc T, Barnes J., Brewer M., Wang P, Koon D. Long-term (1999–2019) variability of stratospheric aerosol over Mauna Loa, Hawaii, as seen by two co-located lidars and satellite measurements, // Atmos. Chem. Phys., 2020. 20, 6821–6839, https://doi.org/10.5194/acp-20-6821-2020

Clarisse L., Coheur P.-F., Theys N., Hurtmans D., Clerbaux C. The 2011 Nabro eruption, a SO₂ plume height analysis using IASI measurements // Atmos. Chem. Phys., 2014. 14, 3095–3111, https://doi.org/10.5194/acp-14-3095-2014.

de Leeuw J., Schmidt A., Witham C. S., Theys N., Taylor I. A., Grainger R. G., Pope R.J., Haywood J., Osborne M., Kristiansen N.I. The 2019 Raikoke volcanic eruption – Part 1: Dispersion model simulations and satellite retrievals of volcanic sulfur dioxide // Atmos. Chem. Phys., 2021. 21, 10851–10879, https://doi.org/10.5194/acp-21-10851-2021,

Divinskii L. I., Ivlev L.S. O vode i aerozolyah vulkanicheskogo proishojdeniya v visokih sloyah atmosferi // Prirodnaya Sreda. 2012. №4 (25), pp. 254–261 (in Russian)

Fedotov S.A. Magmaticheskiye pitayushchiye sistemy i mekhanizm izverzheniy vulkanov (Magmatic feeding systems and the mechanism of volcanic eruptions.). Moscow: Nauka, 2006. 455 p.

Fedotov S.A. Vulkanizm i seysmichnost, nauka, obshchestvo, sobytiya i zhizn (statyi, besedy i vystupleniya 1952–2002 gg. (Volcanism and seismicity, science, society, events and life (Articles, talks and speeches (1952 – 2002)). Petropavlov-

sk-Kamchatsky: Novaya Kniga Holding Publ., 2003. 184 p., illustrated ISBN5-87750-101-1

Fisher B.L., Krotkov N.A., Bhartia P.K., Li C., Carn S.A., Hughes E., Leonard P.J.T. A new discrete wavelength backscattered ultraviolet algorithm for consistent volcanic SO₂ retrievals from multiple satellite missions // Atmos. Meas. Tech., 2019. 12, 5137–5153, https://doi.org/10.5194/amt-12-5137-2019

Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey D., Haywood J., Lean J., Low D., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., Dorland R.V. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K., Tignor, M., and Miller, H., 129–234, Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA, 2008.

Girina O.A., Gordeev E.I. KVERT project: reduction of volcanic hazards for aviation from explosive eruptions of Kamchatka and Northern Kuriles volcanoes // Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, 2007. № 2 (132). C. 100–109 (in Russian)

Girina O.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Nujdaev A.A., Lupyan E.A. Aktivnost vulkanov Kamchatki i Kurilskih ostrovov v 2019 g. i ih opasnost dlya aviacii // Vulkanizm i svyazannie s nim processi. Materiali XXIII ejegodnoi nauchnoi konferencii_posvyaschennoi Dnyu vulkanologa_2020 g. – Petropavlovsk_Kamchatskii_IViS DVO RAN_2020. P. 11_14.

Girina O.A. On precursor of Kamchatkan volcanoes eruptions based on data from satellite monitoring // J. Volcanolog. Seismol. 6, 142–149. 2012. https://doi.org/10.1134/S0742046312030049

Gordeev E.I., Girina O.A. Volcanoes and the threat they pose for aircraft // Vestnik Rossiiskoi Akademii Nauk, 2014, vol. 84, no. 2, pp. 134–142. https://doi.org/10.7868/S0869587314020121 Gorkavyi N., Krotkov N., Li C., Lait L., Colarco P., Carn S., DeLand M., Newman P., Schoeberl M., Taha G., Torres O., *Vasilkov A., Joiner J.* Tracking aerosols and SO₂ clouds from the Raikoke eruption: 3D view from satellite observations // Atmos. Meas. Tech., 2021. 14, 7545–7563, https://doi.org/10.5194/amt-14-7545-2021,

Guffanti M., Casadevall T.J., Budding K. Encounters of aircraft with volcanic ash clouds: a compilation of known incidents, 1953–2009 // U.S. Geological Survey Data Series 545, 2010. ver. 1.0, 12 p., plus 4 appendixes including the compilation database.

Haywood J. M., et al., Observations of the eruption of the Sarychev volcano and simulations using the HadGEM2 climate model // J. Geophys. Res., 2010. 115, D21212, https://doi. org/10.1029/2010JD014447

Ivlev L.S., Kolosov A.S., Terokhin S.N. Eruptivnyye vulkanicheskiye protsessy: mekhanizmy i kharakteristiki (Eruptive volcanic processes: Mechanisms and characteristics) //Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta, 2008. Vol. 4, No 2. pp.35–48. (In Russian).

Jethva H., Torres, O. Satellite-based evidence of wavelength-dependent aerosol absorption in biomass burning smoke inferred from Ozone Monitoring Instrument // Atmos. Chem. Phys., 2011. 11, 10541–10551, https://doi.org/10.5194/ acp-11-10541-2011

Khaykin S. et al. Global perturbation of stratospheric water and aerosol burden by Hunga eruption // Commun. Earth Environ. 2022a. 3, 316. https://doi.org/10.1038/s43247-022-00652-x

Khaykin S.M., de Laat A.T.J., Godin-Beekmann S. et al. Unexpected self-lofting and dynamical confinement of volcanic plumes: the Raikoke 2019 case // Sci Rep. 2022b. 12, 22409 https://doi.org/10.1038/s41598-022-27021-0

Kloss C., Berthet G., Sellitto P., Ploeger F., Taha G., Tidiga M., Eremenko M., Bossolasco A., Jégou, F., Renard J.-B., Legras B. Stratospheric aerosol layer perturbation caused by the 2019 Raikoke and Ulawun eruptions and their radiative forcing // Atmos. Chem. Phys., 2021. 21, 535–560, https://doi. org/10.5194/acp-21-535-2021

Kondratyev K.Ya. Kompleksnyy monitoring posledstviy izverzheniya vulkana Pinatubo (Comprehensive monitoring of the consequences of the eruption of Mount Pinatubo) // Issledovaniya Zemli iz kosmosa. 1993. No. 1., pp. 111–122 (In Russian).

Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F. Svoystva, protsessy obrazovaniya i posledstviya vozdeystviy atmosfernogo aerozolya: ot nano – do global'nykh masshtabov (Properties, formation processes and consequences of atmospheric aerosol impacts: from nano to global scales). Saint Petersburg: 2007. VVM Publ., 858 p. (In Russian).

Krotkov N. A., et al. Validation of SO₂ retrievals from the Ozone Monitoring Instrument over NE China // J. Geophys. Res., 2008. 113, D16S40, https://doi.org/10.1029/2007JD008818

Laverov N.P., Dobretsov N.L., Bogatikov O.A., Bondur V.G. et. al. Modern and Holocene volcanism in Russia / Ed. by N.P.Laverov. Moscow: Nauka, 2005. 604 p. (In Russian).

Lu J., Lou S., Huang X., Xue L., Ding K., Liu T., et al. Stratosphericaerosol and ozone responses to theHunga Tonga-Hunga Ha'apai volcaniceruption // Geophysical Research. 2023. Letters,50, e2022GL102315. https://doi. org/10.1029/2022GL102315 Manevich A.G., Girina O.A., Melnikov D.V., Bril A.A., Romanova I.M., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Korolev S.P. Klyuchevskoy volcano eruptions in 2023–2024 based on remote sensing data in the VolSatView information system // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa 2024. T. 21. № 3. C. 94–103. (in Russian)

Marshall L.R., Maters E.C., Schmidt A. et al. Volcanic effects on climate: recent advances and future avenues // Bull Volcanol. 2022. 84, 54. https://doi.org/10.1007/s00445-022-01559-3

Melnikov D.V., Ushakov S.V. Monitoring atmosfernogo soderzhaniya SO₂ pri krupnykh izverzheniyakh vulkanov Kamchatki za 2007 g. posredstvom sputnikovykh metodov issledovaniy (Monitoring of atmospheric SO₂ content during large volcanic eruptions in Kamchatka in 2007 using satellite research methods) // Proceedings of Conference "Geofizicheskiy monitoring i problemy seysmicheskoy bezopasnosti Dal'nego Vostoka Rossii". Petropavlovsk-Kamchatsky: Russian Academy of Sciences, Kamchatca Branch Publ., 2008. Vol. 1, pp. 101–104. (In Russian).http://www.emsd.ru/konf071112/pdf/t1/str101.pdf

Muser L.O. et al. Particle aging and aerosol-radiation interaction affect volcanic plume dispersion: Evidence from the Raikoke 2019 eruption // Atmos. Chem. Phys. 20, 2020. 15015–15036. https://doi.org/10.5194/acp-20-15015-2020

Ozerov A.Y., Girina O.A., Zharinov N.A. et al. Eruptions in the Northern Group of Volcanoes, in Kamchatka, during the Early 21st Century. // J. Volcanolog. Seismol. 14, 1–17. 2020. https://doi.org/10.1134/S0742046320010054

Pardini F, Burton M., Arzilli F, La Spina G., Polacci M. SO₂ emissions, plume heights and magmatic processes inferred from satellite data: The 2015 Calbuco eruptions // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2018. 361, 12–24. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.08.001

Platt U., Stutz J. Differential optical absorption spectroscopy – Springer–Verlag, New–York, Berlin, Heidelberg, 2008. – 593 p

Rasch P.J., Tilmes S., Turco R.P., Robock A., Oman L., Chen C.-C., Stenchikov G.L., Garcia R.R. An overview of geoengineering of climate using stratospheric sulphate aerosols, Philos. T. Roy. Soc. A, 2008. 366, 4007–4037. https://doi. org/10.1098/rsta.2008.0131

Rashidov V.A., Girina O.A., Ozerov A.Yu., Pavlov N.N. The June 2019 Eruption of Raikoke Volcano (The Kurile Islands) // Bulletin of Kamchatka Regional Association "Education-al-Scientific Center". Earth sciences. Issue 42. No. 2. 2019, pp. 5–8. https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8

Reed B.E., Peters D.M., McPheat R., Grainger R.G. The Complex Refractive Index of Volcanic Ash Aerosol Retrieved arom Spectral Mass Extinction // J. Geophys. Res. Atmos. 2018, 123, pp. 1339–1350, https://doi.org/10.1002/2017JD027362

Robock A. Volcanic eruptions and climate // Rev. Geophys., 2000. 38, 191–219, https://doi.org/10.1029/1998RG000054

Romero J.E., Morgavi D., Arzilli F., Daga R., Caselli A., Reckzie-gel F., Perugini D. Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2016. 317, 15–29. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeo-res.2016.02.027

Rybin A., Chibisova M., Webley P., Steensen T., Izbekov P., Neal C., Realmuto V.Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // Bull. Volcanol., 2011. 73(9), 1377–1392, https://doi.org/10.1007/s00445-011-0481-0

Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 // J. Geophys. Res. 1993. 98, 22987. https://doi.org/10.1029/93JD02553

Sawamura P., et al. Stratospheric AOD after the 2011 eruption of Nabro volcano measured by lidars over the Northern Hemisphere, Environ. Res. Lett., 2012. 7(3), 034,013, https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/3/034013

Semenov S.M., Izrael Yu.A., Gruza G.V., Rankova E.Ya. Izmeneniya globalnoi temperaturi i regionalnie riski pri nekotorih stabilizacionnih scenariyah antropogennoi emissii dioksida ugleroda i metana. V kn. Izmenenie okrujayuschei sredi i klimata prirodnie i svyazannie s nimi tehnogennie katastrofi. T. 6: izmeneniya klimata vliyanie zemnih i vnezemnih faktorov / Otv. red. G.S. Golitsyn. M.: IFA RAN, IFZ RAN, 2008. 24–36. (In Russian).

Stenchikov G., Delworth T.L., Ramaswamy V., Stouffer R.J., Wittenberg A., Zeng F. Volcanic signals in oceans // J. Geophys. Res., 2009. 114, D16104, https://doi.org/10.1029/ 2008JD011673

Stenchikov G., Ukhov A., Osipov S., Ahmadov R., Grell G., Cady-Pereira K., Mlawer E., Iacono M. How Does a Pinatubo-Size Volcanic Cloud Reach the Middle Stratosphere? // J. Geophys. Res.—Atmos., 2021. 126, e2020JD033829, https:// doi.org/10.1029/2020JD033829

Theys N., De Smedt I., Yu H., Danckaert T., van Gent J., Hörmann C., Wagner T., Hedelt, P., Bauer H., Romahn F., Pedergnana M., Loyola D., Van Roozendael M. Sulfur dioxide retrievals from TROPOMI onboard Sentinel-5 Precursor: algorithm theoretical basis // Atmos. Meas. Tech., 2017. 10, 119–153, https://doi.org/10.5194/amt-10-119-2017

Thompson D.W., Solomon S. Understanding recent stratospheric climate change, J. Climate, 2009. 22, 1934–1943, https://doi.org/10.1175/2008JCLI2482.1

Thordarson Th., Self S., Atmospheric and environmental effects of the 1783 – 1784 Laki eruption: A review andreassessment // J. Geophys. Res., 2003. 108(D1), 4011, https://doi. org/10.1029/2001JD002042

Toohey M., Krüger K., Schmidt H., Timmreck C., Sigl M., Stoffel M., Wilson R. Disproportionately strong climate forcing from extratropical explosive volcanic eruptions // Nat. Geosci., 2019. 12, 100–107, https://doi.org/10.1038/s41561-018-0286-2

Veefkind P., Sneep M. OMDOA03 README FILE: http:// disc.sci.gsfc.nasa.gov/Aura/data-holdings/OMI/ documents/ v003/OMDOAO3 README V003.shtml (last access: 14 January 2012), 2009.

Vermote E.F., Roger J.C., Ray J.P. MODIS Surface Reflectance User's Guide Collection 6. [Accessed 23 June 2016]; 2015 May; http://modis-sr.ltdri.org/guide/MOD09_User-Guide_v1.4.pdf

von Savigny C., Timmreck C., Buehler S.A., Burrows J.P., Giorgetta M., Hegerl G., Horvath A., Hoshyaripour G. A., Hoose C., Quaas J., Malinina E., Rozanov A., Schmidt H., Thomason L., Toohey M., Vogel B.: The Research Unit VolImpact: Revisiting the volcanic impact on atmosphere and climate – preparations for the next big volcanic eruption // Meteorol. Z., 2020. 29, 3–18, https://doi.org/10.1127/metz/2019/0999

Watson E.J., Swindles G.T., Stevenson J.A., Savov I., Lawson I.T. The transport of Icelandic volcanic ash: Insights from northern European cryptotephra records // Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2016. 121, 7177–7192. https:// doi.org/10.1002/2016JB013350

Wells A.F., Jones A., Osborne M., Damany-Pearce L., Partridge D.G., Haywood J.M.: Including ash in UKESM1 model simulations of the Raikoke volcanic eruption reveals improved agreement with observations // Atmos. Chem. Phys., 2023, 3985–4007, https://doi.org/10.5194/acp-23-3985-2023

Yang K., Liu X., Bhartia P.K., Krotkov N.A., Carn S.A., Hughes E.J., Krueger A.J., Spurr R.J.D., Trahan S.G. Direct retrieval of sulfur dioxide amount and altitude from spaceborne hyperspectral UV measurements: Theory and application // J. Geophys. Res., 2010. 115, D00L09, https://doi.org/10.1029/ 2010JD013982

Zuev V.V. Zueva N.E. Volcanogenic disturbances of the stratosphere as the principle regulator of the long-term behavior of the ozonosphere from 1979 to 2008 // Opt. Atmos. Okeana 24 (1), 30-34. 2011. (In Russian).

_____ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ _____ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ТЕРМОКАРСТОВЫЕ ОЗЕРА ТАЕЖНОЙ И ТУНДРОВОЙ ЗОН СИБИРСКОЙ АРКТИКИ ПО СНИМКАМ КАНОПУС-В И SENTINEL-2

© 2024 г. И. Н. Муратов¹, Ю. М. Полищук^{1, *}

¹Югорский научно-исследовательский институт информационных технологий, Ханты-Мансийск, Россия *E-mail: yupolishchuk@gmail.com Поступила в редакцию 18.04.2024 г.

Исследованы закономерности распределения по размерам термокарстовых озер в тундровой и таежной арктических зонах северо-востока Сибири на основе космических снимков с аппаратов Канопус-В и Sentinel-2 (с пространственным разрешением 2.1 и 20 м соответственно), полученных в летние месяцы 2017–2021 гг. Лешифрирование озер проведено на мозаике спутниковых снимков Sentinel-2 и на 16 тестовых участках на снимках Канопус-В с целью определения численности озер и их площадей на территории каждой из указанных зон. На основе объединения (интеграции) данных со снимков различного пространственного разрешения получены экспериментальные гистограммы распределения числа и суммарных площадей озер по их размерам для исследованных тундровой и таежной зон в чрезвычайно широком диапазоне размеров озер от 50 до 10⁸ м². Графики гистограмм распределения числа озер по размерам демонстрируют сходный характер поведения в обеих зонах, проявляющийся в росте числа озер по мере уменьшения их размеров. Показано, что основной вклад в общую площадь озер дают большие озера (более 200 000 м²), доля которых превышает 80% от общей площади озер (в тундре 82%, в таежной зоне 85%). Вклад малых озер (менее 500 м²) в общую площадь арктических озер как в тундровой, так и в таежной зонах пренебрежимо мал и не превышает 0.20 и 0.17% соответственно. Исследованы характеристики плотности озер и степени заозеренности исследованных территорий. Показано, что заозеренность и плотность озер в тундре в 1.9 и 2.5 раза соответственно превышают их величины в таежной зоне.

Ключевые слова: термокарстовые озера, многолетняя мерзлота, арктическая тундра, космические снимки, геоинформационные системы, гистограммы распределения озер по размерам, Российская Арктика

DOI: 10.31857/S0205961424060047, EDN: RQSSHY

введение

В последнее время пристальное внимание специалистов, занимающихся дистанционными исследованиями в Арктике, привлекают термокарстовые озера, являющиеся интенсивными источниками эмиссии в атмосферу парниковых газов (ПГ) и особенно природного метана (Pokrovsky et al., 2011; Messager et al., 2016; Holgerson and Raymond, 2016; Serikova et al., 2019; Zabelina et al., 2020). В последние годы проведены дистанционные исследования динамики и распределения числа и площадей термокарстовых озер в Сибири и в других северных регионах (Кравцова, Родионова, 2016; Полищук и др., 2018; Veremeeva et al., 2021; Webb and Liljedahl, 2022).

Исследования распределения озер в восточной части Российской Арктики, например, (Викторов и др., 2017) выполнены на отдельных ограниченных по размерам ключевых (тестовых) участках с использованием в большинстве случаев спутниковых снимков среднего разрешения. Такие снимки Landsat (разрешение 30 м) обеспечивают многократное полное покрытие земного шара, но на них не обнаруживаются озера малых размеров. Поэтому полученные по этим снимкам эмпирические распределения площадей озер не учитывают вклад малых термокарстовых озер, концентрация метана в которых, согласно (Pokrovsky et al., 2011; Holgerson and Raymond, 2016), более чем на порядок превышает его концентрацию в озерах с размерами более $10^3 \, {\rm m}^2$. В связи с этим возникла необходимость объединения данных о численности и площадях озер, получаемых со спутников как среднего, так и высокого/сверхвысокого разрешений.

Методика объединения (интеграции) данных со спутников различного разрешения для построения гистограмм распределения озер по размерам разработана в (Полищук и др., 2018). С использованием этой методики в (Муратов и др., 2023) получены по снимкам Sentinel-2 и Канопус-В гистограммы распределения числа озер по размерам в тундровых зонах северо-востока Сибири и Чукотки в очень широком диапазоне размеров озер от 50 до 10⁸ м². Проведенный в (Муратов и др., 2023) анализ гистограмм позволил выявить особенности пространственной структуры полей термокарстовых озер в разных зонах арктической тундры северо-восточной России. В частности, показано, что основной вклад в численность озер Северо-восточной тундры дают значительно более крупные озера, чем в Чукотской тундре, в которой преобладают малые озера. При этом установлено, что заозеренность территории Северо-восточной тундры в 7 раз выше, чем на исследованной территории Чукотки, что может рассматриваться как свидетельство значительных различий геокриологических условий на разных арктических территориях тундры Российского востока. Однако аналогичных исследований, направленных на выявление особенностей термокарстовых озер таежной зоны по сравнению с тундровыми озерами, насколько нам известно, выполнено не было.

Так как объемы эмиссии в атмосферу озерного метана на исследуемой территории определяются, согласно (Holgerson and Raymond, 2016; Полищук и др., 2015), суммарной площадью озер на этой территории, важной с точки зрения получения оценок запасов озерного метана рассматривается задача исследования распределения суммарных площадей термокарстовых озер по их размерам. С использованием указанной выше методики объединения данных со снимков среднего и высокого разрешения для учета многочисленных малых озер получены оценки запасов метана и углекислого газа в термокарстовых озерах на территориях Западно-Сибирской Арктики (Polishchuk et al., 2018) и северо-востока Европейской части Российской Арктики (Zabelina et al., 2020). Однако аналогичные оценки запасов ПГ в термокарстовых озерах на территории восточной части Российской Арктики, включающей наряду с тундровой зоной и более обширную по площади таежную зону, не могут быть получены из-за отсутствия в настоящее время знаний о распределении площадей озер по размерам на территории указанных зон.

В связи с этим целью данной работы является экспериментальное исследование особенностей распределения площадей и числа термокарстовых озер на территориях тундровой и таежной зон северо-востока Сибирской Арктики с использованием спутниковых снимков Sentinel-2 и Канопус-В.

ИССЛЕДУЕМЫЕ ТЕРРИТОРИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Исследуемая территория площадью 673 962 км² простирается примерно на 1200 км с запада на восток и 800 км с севера на юг. Согласно (Гаврилов А.В., Замолотчикова, 1989), территория располагается в зонах арктического и субарктического климатических поясов. Годовая сумма осадков колеблется от 150 до 350 мм. Территория подстилается непрерывной вечной мерзлотой. Широко распространены многолетнемерзлые породы, достигающие на северо-востоке Якутии наибольшей (до 500 м) мощности при сравнительно тонком (от 30 до 100 см) слое сезонного протаивания. На территории исследования повсеместно распространены термокарстовые озера разного возраста, размеры которых изменяются в широких пределах (Кравцова, Родионова, 2016).

Для проведения исследований выбран район на северо-востоке Сибири, включающий территории двух арктических экорегионов, в терминологии (Olson et al., 2001): Северо-восточной тундры и Северо-восточной тайги. В пределах этих экорегионов выделены две относительно однородные в эколого-ландшафтном отношении территории, называемые здесь и далее тундровой и таежной зонами. На рис. 1 с использованием фрагмента карты эколого-ландшафтного районирования по (Olson et al., 2001) показаны границы исследуемых тундровой и таежной зон, в пределах которых расположены 16 тестовых участков, размещенных поровну в каждой зоне.

Границы тундровой и таежной зон на рис. 1 определены на основе совместного пространственного анализа картографических материалов ландшафтного, экологического и мерзлотного районирования исследуемой территории (Olson et al., 2001: Гудилин, 1987: Федоров и др., 2018) северо-востока Сибири, проведенного с использованием средств геоинформационной системы QGIS 3.2. Исследуемая территория ограничивается с севера береговой границей Северного ледовитого океана, с востока административной границей Якутии, а ее западная и южная границы определены, как показано на картосхеме (рис. 1), путем максимально возможного исключения участков горных территорий (горной тундры), где господствует гольцовый пояс с развитыми склоновыми процессами, не способствующими формированию условий для развития термокарстовых процессов и образования термокарстовых озер.

Таблица 1, в которой приведены величины площади тундровой и таежной зон и составляющих их подзон, согласно рис. 1, показывает, что включенные в них участки горной тундры относительно невелики и составляют 13 и 10% соответственно. Поэтому можно предполагать, что учет немногочисленных озер на включенных участках горной тундры не окажет существенного влияния на результаты сравнительного анализа распределения озер в тундровой и таежной зонах северо-востока



Рис. 1. Картосхема расположения исследуемой территории с обозначенными границами тундровой и таежной зон и местоположением тестовых участков.

Зона	Подзона	Площадь, км ²	Относительная площадь, %		
	Прибрежная тундра	223 577	87		
тундровая	ровая Горная тундра 33 472	33 472	13		
Т	Тайга	375 113	90		
Гаежная	Горная тундра	41 800	10		

Таблица 1. Площади исследуемых территорий

Сибири. Более того, как видно из рис. 1, выбранные тестовые участки располагаются вне территорий указанных включенных участков горной тундры в обеих исследуемых зонах.

Экспериментальное изучение распределения площадей термокарстовых озер проведено с использованием космических снимков высокого разрешения Канопус-В (разрешение 2.1 м) и снимков Sentinel-2 среднего разрешения (20 м), полученных в летние месяцы 2017—2021 гг. На рис. 2 представлены для иллюстрации фрагменты снимков территории исследования в тундровой (a, δ) и таежной (e, c) зонах. Для ослабления влияния сезонных колебаний уровня воды в озерах все снимки относятся к довольно короткому периоду летнего сезона (июль—август), когда на озерах нет ледового покрова, затрудняющего дешифрирование озер на снимках средствами геоинформационной системы QGIS 3.2. По мозаике снимков Sentinel-2 за период 2017— 2022 гг. определялись число и площади озер с размерами в интервале от 2×10^3 до 10^8 м². Величина 2×10^3 м², являющаяся минимальной площадью озер, определяемых по снимкам Sentinel-2, принимается равной площади 5 пикселей (при разрешающей способности 20 м для снимков Sentinel-2), позволяющей достаточно надежно выделять контуры озер на фоне "шумов" космических изображений.

Ввиду ограниченности набора доступных нам безоблачных снимков Канопус-В, не обеспечивающего полное покрытие исследуемой территории этими снимками, число и площади озер были определены в интервале их размеров от 50 до 10^6 м² на 16 тестовых участках. Выбранные тестовые участки имели приблизительно одинаковые размеры около 3×10^7 м². Тестовые участки выбирались нами, как принято в подобных исследованиях, в местах скопления термокарстовых озер, то есть в зонах,



Рис. 2. Фрагменты космических снимков Канопус-В (слева, 30 августа 2018, 15 августа 2015) и Sentinel-2 (справа, 18, 20 августа 2022) тундровой (*a*, *б*) и таежной (*в*, *е*) зон исследуемой территории.

где существуют условия для формирования очагов термокарстовых процессов (Викторов и др., 2017).

При выборе местоположения тестовых участков (ТУ) необходимо было следовать принципу пропорциональности распределения числа ТУ (по ландшафтам тундровой и таежной зон) долям площади, занимаемым соответствующими ландшафтами на территории этих зон. Этот принцип означает, что относительные величины числа ТУ в ландшафтах разных исследуемых зон должны соответствовать относительным величинам площади, занимаемой ландшафтами на территории этих зон. Ввиду относительно небольшого числа выбранных ТУ проверка соответствия этому принципу в настоящей работе проводилась по преобладающим ландшафтам тундровой и таежной зон. По данным ландшафтной карты (Гудилин, 1987), преобладающими по площади ландшафтами тундровой зоны являются Субарктическая тундра (54.5%) и Лесотундра (19.1%), составляющие вместе 3/4 площади тундровой зоны. А в таежной зоне преобладающими ландшафтами являются Тайга (51.8%) и Горное редколесье (29.1%), общая площадь которых составляет 80.9% от площади зоны.

Соотношение числа ТУ, размещенных в преобладающих ландшафтах тундровой зоны (в Субарктической тундре и в Лесотундре) составляет 6/2 = 3, что приблизительно соответствует (с относительной разницей 5%) соотношению площадей этих ландшафтных подзон, равному 2.85. Аналогичные оценки пропорции распределения числа ТУ по преобладающим дандшафтам (Тайга и Горное редколесье) получены и для таежной зоны, в которой доля площади указанных выше ландшафтных подзон, равная 1.8, также приблизительно соответствует соотношению числа размещенных в них ТУ (5/2). Следовательно, представленные выше оценки подтверждают, что пропорции распределения тестовых участков по преобладающим ландшафтам зон тундры и тайги примерно соответствуют долям, занимаемым преобладающими ландшафтами в тундровой и таежной зонах исследуемой территории.

Для изучения закономерностей распределения озер по размерам в исследуемых тундровой и таежной зонах используются гистограммы двух типов: распределения числа озер и распределения суммарных площадей озер по их размерам. Методика построения таких гистограмм, использованная в настоящей работе, основана на идее интеграции данных со снимков различного разрешения (Полищук и др., 2018), которая применительно к объединению данных Sentinel-2 и Канопус-В была реализована в (Муратов и др., 2023).

Указанная методика построения гистограмм предполагает раздельное формирование двух исходных гистограмм распределения озер, создаваемых отдельно по снимкам Sentinel-2 и Канопус-В с последующим их "сшиванием" в единую (синтезированную) гистограмму на основе сопоставления данных исходных гистограмм в области их перекрытия. Первая исходная гистограмма, формируемая по мозаике снимков Sentinel-2, определяет распределение озер в диапазоне размеров от 2 \times 10³ до 10⁸ м². Вторая исходная гистограмма, являющаяся результатом экстраполирования данных, полученных по снимкам Канопус-В на отдельных тестовых участках, на всю исследуемую территорию, определяется в диапазоне размеров озер от 50 до 10⁶ м². Диапазон перекрытия интервалов гистограмм, согласно приведенным выше данным, составляет в нашем случае $2 \times 10^3 - 10^6$ м². Процедура экстраполирования данных об озерах, полученных по снимкам Канопус-В, на всю исследуемую территорию, изложенная в (Муратов и др., 2023),выполняется в предположении о том, что соотношения между числом малых озер и числом озер с размерами, определяющимися в диапазоне перекрывающихся интервалов двух исходных гистограмм, одинаковы как в пределах тестовых участков, так и на всей территории исследования. Оценка погрешностей экстраполяции данных со снимков высокого разрешения при построении гистограмм распределения озер показала на примере территории в зоне мерзлоты Западной Сибири (Полищук, 2018) практическую приемлемость указанного выше предположения.

Полученная таким образом для каждой из исследованных зон финальная(синтезированная) гистограмма распределения озер на основе "сшивания" двух исходных гистограмм в точке, соответствующей значению площади 2 × 10³, представляет распределение озер во всем диапазоне изменения площадей озер от 50 до 10⁸ м², при этом в интервалах площадей гистограмм менее 2 × 10³ используются экстраполированные данные со снимков Канопус-В, а в интервалах более 2×10^3 – измеренные данные со снимков Sentinel-2. Заметим, что в результате создаются для таежной и тундровой зон по две синтезированных гистограммы, а именно: гистограмма распределения числа озер и гистограмма распределения общей (суммарной в каждом частичном интервале) площади озер по их размерам.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общая характеристика полученных данных о размерах и количестве озер на территориях исследованных зон дана в табл. 2. Плотность озер на территории исследования была определена как отношение числа озер к площади территории. Согласно данным табл. 2, плотность озер в тундровой зоне в 2.5 раза выше, чем в тайге. Степень заозеренности определялась как отношение суммарной площади озер на определенной территории к площади этой территории. Как видно из табл. 2, степень заозеренности территории тундры значительно (почти в 2 раза) превышает этот показатель для тайги.

Полученные в работе гистограммы распределения озер таежной и тундровой арктических зон северо-востока в широком диапазоне их размеров $(50-10^8 \text{ м}^2)$ графики распределения общего числа и суммарных площадей озер в интервалах размеров площадей представлены на рис. 3 и 5 соответственно. Как видно из рис. 3, графики демонстрируют сходный в общем характер поведения, проявляющийся на территории обеих зон в росте числа озер при уменьшении их размеров. Тем не менее гисто-

Показатель	Тундра	Тайга	
Площадь зоны, км ²	257 049	416 913	
Число ТУ на снимках Канопус-В	8	8	
Количество озер	703 897	459 454	
Суммарная площадь озер, км ²	29 928	25 493	
Плотность озер, число озер / км ²	2.738	1.102	
Степень заозеренности	0.116	0.061	

Таблица 2. Общая характеристика проведенных исследований озер в таежной и тундровой арктических зонах и полученные результаты

граммы на рис. 3 проявляют в разных зонах и индивидуальные особенности. Для более подробного рассмотрения особенностей графиков гистограмм распределения числа озер в таежной и тундровой зонах выделим на оси абсцисс (рис. 3) три диапазона размеров озер:

- менее 500 м² (0.05 га) - малые озера;

– от 500 до 200 000 м² – средние по размерам озера;

- более 200 000 м² (20 га) - большие озера.

В диапазоне больших озер, обозначенном цифрой 3 на рис. 3, графики гистограмм по общему

виду практически идентичны, что демонстрирует одинаковую для обеих зон динамику сокращения числа озер с ростом их размеров. Несмотря на значительное превышение плотности озер и степени заозеренности территории тундры (в 2.5 и 1.9 раза соответственно) по сравнению с таежной зоной, в этом диапазоне можно отметить независимость характера распределения озер от принадлежности их к разным зонам.

В диапазоне малых озер, по данным рис. 3, проявляется заметный (хотя и значительно меньший, чем в диапазоне 3) наклон графика к оси площадей, отображающий тенденцию роста числа озер по мере уменьшения их площадей. В этом диапазоне графики для обеих зон при практически одинаковом общем их виде имеют различия по числу озер. Так, в тундре число озер почти в 2 раза превышает их число в таежной зоне. Этот вывод подтверждается и данными табл. 2, согласно которой при сравнимых по величине общих площадях озер численность озер в тундре более чем в 1.5 раза превышает эту величину в тайге.

В диапазоне промежуточных значений размеров озер, обозначенном цифрой "2" на рис. 3, отмеченное в диапазоне 1 различие в численности озер в разных зонах сохраняется. Однако в диапазоне 2 существенно ослабляется зависимость числа



Интервалы площадей озер, м²

Рис. 3. График распределения числа термокарстовых озер по интервалам их размеров на территориях исследованных тундровой и таежной зон на основе снимков Канопус-В и Sentinel-2. Полужирными цифрами **1**, **2** и **3** обозначены диапазоны размеров озер.

озер от их размеров по сравнению с соседними диапазонами размеров озер 1 и 3. На территории тундры в этом диапазоне, как и в диапазоне 1, число озер больше, чем в таежной зоне, что можно рассматривать как проявление большего вклада озер меньших размеров в их общую численность. Однако заметим, что эти различия в числе озер в обеих зонах постепенно исчезают по мере приближения размеров озер на графике рис. 3 к границе 2-го и 3-го диапазонов.

Проведено сравнение на количественном уровне распределений эмпирических гистограмм распределения числа озер (рис. 3) в разных зонах путем сопоставления уравнений аппроксимации зависимости логарифмов числа озер от логарифмов их площадей полиномиальным уравнением 2-й степени. Результаты аппроксимации приведены на рис. 4, представленном в преобразованных координатах, полученных переходом к десятичным логарифмам чисел на осях системы координат графика рис. 3. В поле графика на рис. 4 приведены уравнения полиномиальной аппроксимации, полученные с очень высоким уровнем коэффициента детерминации R^2 (более 0.95). Расчет относительных отклонений значений коэффициентов при линейных и квадратичных членах уравнений аппроксимации для тундровой и таежной зон показал их пренебрежимо малые значения (менее 2 и 1 % соответственно), что может служить основанием для вывода о несущественности различий в эмпирических законах распределения озер в тундре и в тайге на северо-востоке Сибирской

Арктики. Следовательно, несмотря на значительные различия в эколого-ландшафтных условиях арктических зон тундры и тайги, не наблюдается их заметного влияния на статистические закономерности распределения полей озер в двух разных природных зонах.

График на рис. 5 представляет эмпирические гистограммы распределения суммарных площадей озер по интервалам их размеров в арктических зонах тундры и тайги. Проведем анализ этих гистограмм с целью выявления особенностей распределения суммарных площадей озер по их размерам в двух разных зонах северо-востока Сибирской Арктики. Заметим, что по общему виду графиков на рис. 5 эмпирические гистограммы распределения площадей озер по их размерам для тундры и тайги практически идентичны. С целью оценки степени сходства этих гистограмм в разных зонах проведено их количественное сравнение путем сопоставления уравнений полиномиальной аппроксимации зависимостей логарифмов суммарной площади озер от логарифма размеров аналогично тому, как это было сделано выше в случае с распределением числа озер (рис. 3 и 4).

На рис. 6 приведены графики зависимостей логарифмов суммарной площади озер от логарифма их размеров для тундровой и таежной зон, построенных по аналогии с графиками на рис. 4. В поле графика рис. 6 приведены уравнения полиномиальной аппроксимации указанных зависимостей, которые получены с достаточно высоким уровнем коэффициента детерминации R². Оценка отно-



Рис. 4. Зависимость логарифма числа термокарстовых озер от логарифма их размеров.



Интервалы площадей озер, м²

Рис. 5. График распределения суммарных площадей термокарстовых озер по интервалам их размеров на исследованных территориях на основе снимков Канопус-В и Sentinel-2. Полужирными цифрами **1**, **2** и **3** обозначены диапазоны размеров озер.

сительных отклонений значений коэффициентов при линейных и квадратичных членах уравнений аппроксимации для тундровой и таежной зон показала их пренебрежимо малые значения (менее 1 и 0.5 % соответственно), что является показателем несущественности различий в эмпирических законах распределения суммарных площадей озер в тундре и в тайге исследуемой территории. Несмотря на существенность различий природных условий арктических зон тундры и тайги, их влияние на статистические закономерности распределения суммарной площади озер в двух разных природных зонах не обнаруживается.

Как видно из рис. 5, эмпирические гистограммы распределения площадей озер в зонах тундры и тайги северо-востока Сибири проявляют отдельные особенности в зависимости от их размеров. Для выявления этих особенностей в табл. 3 представлены данные об относительной величине суммарной площади озер тундровой и таежной зон в разных диапазонах размеров озер.

Согласно данным для диапазона 1 (рис. 5), вклад малых озер в общую площадь арктических озер как таежной, так и тундровой зон пренебрежимо мал и, по данным табл. 3, не превышает 0.17 и 0.20 % соответственно. Основной вклад в общую площадь озер дают большие озера, доля площади которых, по данным табл. 3 для диапазона 3, превышает 80% от общей площади озер (в тундре около 82%, в та-ежной зоне почти 85%).

Анализ данных рис. 5 позволяет сделать следующий важный вывод. Вклад озер с размерами менее $2 \times 10^{3} \,\mathrm{m^{2}}$, данные о которых получены по снимкам Канопус-В, составляет 0.49 и 0.36 % общей плошали озер тундровой и таежной зон соответственно. Следовательно, озера с размерами 2 × 10³ м² и более, площади которых измеряются по снимкам Sentinel-2, в совокупности дают суммарную площадь более 99.5% от общей площади озер на территориях как тундры, так и тайги, то данными о площадях озер, измеряемых по снимкам Канопус-В, можно пренебрегать. Поэтому в работах, связанных с использованием данных дистанционных исследований для оценки объемов накопления метана и углекислого газа в арктических озерах северо-востока Сибири, достаточно обходиться снимками Sentinel-2, не прибегая к использованию снимков высокого/сверхвысокого разрешения. Учитывая схожий характер графиков гистограмм распределения суммарной площади озер по их размерам на других арктических территориях, например, на Чукотке (Полищук, Муратов, 2023) или в Западной Сибири (Полищук и др., 2015), можно предполагать, что этот вывод будет справедлив для дистанционных иссле-



Рис. 6. Зависимость логарифма суммарной площади термокарстовых озер от логарифма их размеров.

Таблица 3. Относительная суммарная площадь озер (%) в разных диапазонах их размеров

Номер диапазона размеров озер	1	2	3
Тундровая зона	0.20	18.12	81.68
Таежная зона	0.17	15.27	84.56

дований озер с использованием снимков Sentinel-2 и на других арктических территориях.

В порядке обсуждения полученных результатов заметим: несмотря на то, что заозеренность и плотность озер на территории Северо-восточной тундры, по данным табл. 2, в 1.9 и в 2.5 раза соответственно больше, чем в зоне тайги, гистограммы распределения числа и площадей озер в тундре и в тайге по обшему виду графиков (рис. 3 и 5) отличаются незначительно. Это позволяет сделать вывод о статистической однородности пространственной структуры поля термокарстовых озер на исследованной территории тундры и тайги северовостока Сибирской Арктики. Подтверждением вывода о статистической однородности структуры поля озер являются и результаты сравнения эмпирических гистограмм распределения числа и площадей озер по размерам в двух разных природных зонах (рис. 3 и 5), изложенных выше при анализе графиков на рис. 4 и 6.

Представляет интерес провести сравнение Северо-восточной тундры с соседней территорией Чукотской тундры по этим важным показателям. Расчеты показывают, что показатели заозеренности и плотности озер в Чукотской тундре, составляющие, согласно (Полищук и Муратов, 2023), величины 0.29 км⁻² и 0.014, почти на порядок (в 8.3 и 9.4 раз соответственно) меньше, чем для территории Северо-восточной тундры. Следовательно, можно принять, что влияние различий природных свойств территорий тундры и тайги северо-востока Сибирской Арктики на характеристики полей термокарстовых озер значительно менее выражено по сравнению с влиянием этих различий для тундровых зон Северо-восточной Сибири и Чукотки.

Полученные в работе результаты исследования термокарстовых озер позволяют сформулировать некоторые оценочные суждения о закономерностях эмиссии ПГ в атмосферу из озер северо-востока Сибирской Арктики. Вследствие экспериментально обнаруженного в (Pokrovsky et al., 2011) превышения почти на порядок концентрации метана и углекислого газа в термокарстовых озерах малых размеров (менее 500 м²) по сравнению с большими озерами во многих работах, связанных с оценкой озерной эмиссии ПГ, например, (Holgerson, Raymond, 2016), прогнозировался большой вклад малых озер в общую эмиссию ПГ. Отметим, что ввиду небольшой глубины (до 0.5-1 м) термокарстовых озер различных размеров уровень эмиссии из озер, согласно (Полищук и др., 2015), пропорционален их суммарной площади. Поэтому, несмотря на очень большую численность малых арктических озер (до $10^{5}-2 \times 10^{5}$, по данным рис. 3),из-за крайне незначительной суммарной площади малых озер (менее 0.3%, по данным табл. 3) их вклад в общий объем озерного метана как в тундровой, так и в таежной зонах будет пренебрежимо малым. Этот вывод согласуется и с заключением (Polishchuk et al., 2018) о незначительном вкладе малых озер в общую эмиссию ПГ в зоне мерзлоты Западной Сибири, которое было основано на результатах дистанционных исследований по спутниковым снимкам Landsat-8 и Канопус-В.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье изложены результаты сравнительного анализа распределения по размерам термокарстовых озер в тундровой и таежной зонах северо-востока Сибирской Арктики, полученных по спутниковым снимкам Sentinel-2 и Канопус-В с различным пространственным разрешением 20 и 2.1 м соответственно, полученных в летние месяцы 2017–2021 гг. Дешифрирование озер на снимках проведено с использованием средств геоинформационной системы QGIS 3.2. Полученные данные позволили рассчитать плотность озер и степень заозеренности каждой из исследованных территорий. Показано, что на территории тундры по сравнению с зоной тайги заозеренность и плотность озер больше в 1.9 и в 2.5 раз соответственно.

С использованием полученных данных о числе и площадях озер определены гистограммы распределения озер в очень широком диапазоне их размеров от 50 до 10⁸ м² для арктических тундровой и таежной зон. Сравнение графиков гистограмм распределения числа озер по размерам в разных арктических зонах показало, что для больших озер (с размерами более 200 000 м²) графики практически идентичны для обеих территорий исследования, а численность озер с размерами менее 200 000 м² в тундре значительно превышает их величину в таежной зоне. Исследованы особенности распределения суммарных площадей озер в интервалах их размеров. Показано, что вклад малых озер с размерами менее 500 м² в общую площадь арктических озер как в тундровой, так и в таежной зонах северо-востока Сибири пренебрежимо мал и не превышает 0.20 и 0.17%, соответственно. Основной вклад в общую площадь озер дают большие озера (более 200 000 м²), вклад которых превышает 80% от общей площади озер (в тундре 82%, в таежной зоне 85%).

Учитывая, что вклад озер с размерами менее 2×10^3 м², данные о которых для построения гистограмм распределения площадей озер получены по снимкам Канопус-В, составляет всего лишь 0.49 и 0.36% общей площади озер тундровой и таежной зон соответственно, этими данными о площадях озер, измеряемых по снимкам Канопус-В, можно пренебрегать. Поэтому в работах, связанных с использованием данных дистанционных

исследований для оценки объемов накопления метана и углекислого газа в арктических озерах северо-востока Сибири, достаточно обходиться снимками Sentinel-2, не прибегая к необходимости использования снимков высокого/сверхвысокого разрешений.

Несмотря на то, что заозеренность территории тундровой зоны больше, чем таежной, графики гистограмм распределения озер в этих зонах по общему виду отличается незначительно, что позволяет сделать вывод об относительной однородности статистической структуры полей термокарстовых озер в таежной и тундровой зонах на северо-востоке Сибири. Этот вывод подтверждается и результатами количественного сравнения гистограмм распределения озер на исследуемой территории, основанными на использовании уравнений полиномиальной аппроксимации.

Учитывая, что объем накопления ПГ в термокарстовых озерах исследуемой территории, согласно (Полищук и др., 2015), пропорционален суммарной площади озер на этой территории, на основе данных табл. 2 можно предполагать лишь незначительное превышение (до 15%) объемов накопления метана и углекислого газа в тундровых озерах по сравнению с озерами таежной зоны, несмотря на полуторное превышение площади тайги по сравнению с тундровой зоной.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда по проекту № 22-11-20023.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викторов А.С., Капралова В.Н., Орлов Т.В., Трапезникова О.Н., Архипова М.В., Березин П.В., Зверев А.В., Панченко Е.Н., Садков С.А. Закономерности распределения размеров термокарстовых озер // Доклады Академии наук. 2017. Т. 474. № 5. С. 625–627. DOI: 10.7868/S0869565217170212.

Гаврилов А.В., Замолотчикова С.А. Современные природные условия развития сезонно- и многолетнемерзлых пород. Климат // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра, 1989. С. 31–48.

Гудилин И.С. Ландшафтная карта СССР (1:2500000). М.: Гидроспецгеология, 1987. 16 л.

Кравцова В.И., Родионова Т.В. Исследование динамики площади и количества термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам // Криосфера Земли. 2016. № 1. С. 81–89.

Муратов И.Н., Байсалямова О.А., Полищук Ю.М. Изучение распределения по размерам термокарстовых озер восточной части Российской Арктики на основе совмещения данных со снимков Sentinel-2 и Канопус-В // Исследование Земли из космоса. 2023. № 4. С. 52–59. DOI 10.31857/ S0205961423040061.

Полищук Ю.М., Богданов А.Н., Брыксина Н.А., Муратов И.Н., Полищук В.Ю. Интеграция космических снимков сверхвысокого и среднего разрешения для построения гистограмм распределения площадей термокарстовых озер в расширенном диапазоне их размеров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 3. С. 9–17. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-9-17.

Полищук Ю.М., Муратов И.Н. Термокарстовые озера Чукотской тундры по снимкам Sentinel-2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023.Т. 20. № 4. С. 205–213. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-4-205-213

Полищук Ю.М., Полищук В.Ю., Брыксина Н.А., Покровский О.С., Кирпотин С.Н., Широкова Л.С. Методические вопросы оценки запасов метана в малых термокарстовых озерах криолитозоны Западной Сибири // Известия Томского политехнического университета. 2015. Т. 326. № 2. С. 12–135.

Федоров А.Н., Торговкин Я.И., Шестакова А.А. и др. Мерзлотно-ландшафтная карта Республики Саха (Якутия). М-б 1: 1 500 000 / гл. ред. М.Н. Железняк. Якутск: ИМЗ СО РАН, 2018. 2 л.

Holgerson M.A., Raymond P.A. Large contribution to inland water CO_2 and CH_4 emissions from very small ponds // Nature Geoscience Letters. 2016. V. 9. P. 222–226. DOI: 10.1038/ ngeo2654.

Messager M. L., Lehner B., Grill G., Nedeva I., Schmitt O. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach // Nature Communications. 2016. V. 7. Article 13603. DOI: 10.1038/ncomms13603.

Olson D.M., Dinerstein E., Wikramanayake E.D., Burgess N.D., Powell G.V., Underwood E.C., D'amico J.A., Itoua I., Strand H.E., Morrison J.C., Loucks C.J., Allnutt T.F., Ricketts T.H., Kura Y., Lamoreux J.F., Wettengel W.W., Hedao P., Kassem K.R. Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth: A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity // BioScience. 2001. V. 51. Issue 11. P.933–938. DOI: 10.1641/0006-3568(2001)051[0933:TEOTWA]2.0.CO;2

Pokrovsky O.S., Shirokova L.S., Kirpotin S.N., Audry S., Viers J., Dupre B. Effect of permafrost thawing on the organic carbon and metal speciation in thermokarst lakes of Western Siberia // Biogeosciences. 2011. V. 8. P. 565–583. DOI: 10.5194/bg-8-565-2011.

Polishchuk Y.M., Bogdanov A.N., Muratov I.N., Polishchuk V.Y., Lim A., Manasypov R.M., Shirokova L.S. and Pokrovsky O.S. Minor contribution of small thaw ponds to the pools of carbon and methane in the inland waters of the permafrost – affected part of the Western Siberian lowland // Environmental Research Letters. 2018. V. 13. P. 1–16. DOI: 10.1088/1748-9326/aab046.

Serikova S., Pokrovsky O.S., Laudon H., Krickov I.V., Lim A.G., Manasypov R.M., Karlsson J. High carbon emissions from thermokarst lakes of Western Siberia // Nature Communications. 2019. V. 10. Article 1552. DOI: 10.1038/s41467-019-09592-1.

Veremeeva A., Nitze I., Gunter F., Rivkina E. Geomorphological and climatic drivers of thermokarst lake area increase trend (1999–2018) in the Kolyma Lowland Yedoma region, north-eastern Siberia // Remote Sensing. 2021. V. 13. 178. DOI: 10.3390/rs13020178.

Webb E.E., Liljedahl A.K. Diminishing lake area across the northern permafrost zone // Nature Geoscience. 2023. V. 16. P. 202–209. DOI: 10.1038/s41561-023-01128-z.

Zabelina S., Shirokova L., Klimov S., Chupakov A., Lim A., Polishchuk Y., Polishchuk V., Bogdanov A., Muratov I., Guerin F., Karlsson J., and Pokrovsky O. Carbon Emission from Thermokarst Lakes in NE European Tundra // Limnology and Oceanography. 2021. V. 66. P. S216–S230. DOI: 10.1002/lno.11560.

Thermokarst Lakes of Taiga and Tundra Zones of the Siberian Arctic Based on Kanopus-V and Sentinel-2 Images

I. N. Muratov¹, Yu. M. Polishchuk¹

¹Ugra Research Institute of Information Technologies, Khanty-Mansiysk, Russia

The patterns of size distribution of thermokarst lakes in the tundra and taiga Arctic zones of northeastern Siberia were studied based on space images from the Kanopus-V and Sentinel-2 satellites (with spatial resolution of 2.1 and 20 m, respectively) acquired in the summer months of 2017-2021. Lakes were interpreted on a mosaic of Sentinel-2 satellite images and on 16 test plots on Kanopus-V images in order to determine the number of lakes and their areas within each of the specified zones. Experimental histograms of distribution of the number and total areas of lakes by their sizes were obtained for the studied tundra and taiga zones in an extremely wide range of lake sizes from 50 to 10^8 m² based on the integration of data from images of different spatial resolution. The histograms of the distribution of the number of lakes as their sizes decrease. It is shown that the main contribution to the total area of lakes is made by large lakes (more than 200,000 m²), the share of which exceeds 80% of the total area of lakes (in the tundra 82%, in the taiga zone 85%). The contribution of small lakes (less than 500 m²) to the total area of Arctic lakes in both tundra and taiga zones is negligible and does not exceed 0.20–0.17%, respectively. The characteristics of lake density and the degree of lake coverage of the studied territories were studied. It is shown that the lake coverage and density in the tundra is 2 and 2.5 times higher than in the taiga zone.

Keywords: thermokarst lakes, permafrost, arctic tundra, satellite images, geographic information systems, histograms of lake size distribution, Russian Arctic

REFERENCES

Viktorov A.S., Kapralova V.N., Orlov T.V., Trapeznikova O.N., Arkhipova M.V., Berezin P.V., Zverev A.V., Panchenko E.N., Sadkov S.A. Zakonomernosti raspredeleniya razmerov termokarstovykh ozer [Consistent patterns of the size distribution of thermokarst lakes] //Doklady Earth Sciences. 2017. V. 474. № 2. P. 692694. DOI: 10.1134/S1028334X17060162.

Gavrilov A.V., Zamolotchikova S.A. Sovremennye prirodnye usloviya razvitiya sezonno- i mnogoletnemerzlykh porod. Klimat [Current natural conditions of development of seasonally and permafrost rocks. Climate] // Geokriologiya SSSR. Vostochnaya Sibir' i Dal'nii Vostok. Moscow: Nedra, 1989. P. 31–48 (In Russian).

Gudilin I.S. Landshaftnaja karta SSSR (1:2500000) (Landscape map of the USSR), Moscow: Gidrospetsgeologiya, 1987. 16 p. (In Russian).

Kravtsova V.I., Rodionova T.V. Issledovanie dinamiki ploshchadi i kolichestva termokarstovykh ozer v razlichnykh raionakh kriolitozony Rossii po kosmicheskim snimkam [Investigation of the dynamics in area and number of thermokarst lakes in various regions of Russian cryolithozone, using satellite images] // Kriosfera Zemli. 2016. № 1. P. 81–89. (In Russian).

Muratov I.N., Baysalyamova O.A., Polishchuk Y.M. Study of Thermokarst Lake Size Distribution in the Eastern Part of the Russian Arctic Based on Combining Sentinel-2 and Kanopus-V Images // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2023. V. 59. № 10. P. 1459–1464. DOI: 10.1134/S0001433823120150.

Polishchuk Y.M., Bogdanov A.N., Bryksina N.A., Muratov I.N., Polishchuk V.Y. Integratsiya kosmicheskikh snimkov sverkhvysokogo i srednego razresheniya dlya postroeniya gistogramm raspredeleniya ploshchadei termokarstovykh ozer v rasshirennom diapazone ikh razmerov [Integration of high and medium resolution space images for histograms of the thermokarst lake area distribution in the extended range of their sizes] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa. 2018. V. 16. № 3. P. 9–17. (In Russian). DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-9-17.

Polischuk Y.M., Muratov I.N. Termokarstovye ozera Chukotskoi tundry po snimkam Sentinel-2 [Thermokarst lakes of the Chukchi tundra as observed in Sentinel-2 images] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa. 2023. V. 20. № 4. P. 205–213. (In Russian).DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-4-205-213.

Polishchuk Y.M., Polishchuk V.Y., Bryksina N.A., Pokrovskii O.S., Kirpotin S.N., Shirokova L.S. Metodicheskie voprosy otsenki zapasov metana v malykh termokarstovykh ozerakh kriolitozony Zapadnoi Sibiri [Methodological issues of evaluating methane capacity in small thermokarst lakes of Western Siberiapermafrost] //Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. 2015. V. 326. № 2. P. 12–135. (In Russian). *Fedorov A.N., Torgovkin Y.I., Shestakova A.A. et al.* Merzlotnolandshaftnaya karta Respubliki Sakha (Yakutiya). Masshtab 1: 1 500 000 [Permafrost-landscape map of the Republic of Sakha (Yakutia) 1: 1 500 000] / Edited by M.N. Zheleznyak. Yakutsk: IMZ SO RAN, 2018, 2 p. (In Russian).

Holgerson M.A., Raymond P.A. Large contribution to inland water CO_2 and CH4 emissions from very small ponds //Nature Geoscience Letters. 2016. V. 9. P. 222–226.DOI: 10.1038/ngeo2654.

Messager M. L., Lehner B., Grill G., Nedeva I., Schmitt O. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach //Nature Communications. 2016. V. 7. Article 13603.DOI: 10.1038/ncomms13603.

Olson D.M., Dinerstein E., Wikramanayake E.D., Burgess N.D., Powell G.V., Underwood E.C., D'amico J.A., Itoua I., Strand H.E., Morrison J.C., Loucks C.J., Allnutt T.F., Ricketts T.H., Kura Y., Lamoreux J.F., Wettengel W.W., Hedao P., Kassem K.R. Terrestrial Ecoregions of the World: A New Map of Life on Earth: A new global map of terrestrial ecoregions provides an innovative tool for conserving biodiversity //BioScience. 2001. V. 51. Issue 11.P.933–938. DOI: 10.1641/0006-3568(2001)051[0933:TEOT-WA]2.0.CO;2.

Pokrovsky O.S., Shirokova L.S., Kirpotin S.N., Audry S., Viers J., Dupre B. Effect of permafrost thawing on the organic carbon and metal speciation in thermokarst lakes of Western Siberia // Biogeosciences. 2011. V. 8.P. 565–583. DOI: 10.5194/bg-8-565-2011.

Polishchuk Y.M., Bogdanov A.N., Muratov I.N., Polishchuk V.Y., Lim A., Manasypov R.M., Shirokova L.S. and Pokrovsky O.S. Minor contribution of small thaw ponds to the pools of carbon and methane in the inland waters of the permafrost – affected part of the Western Siberian lowland //Environmental Research Letters. 2018. V. 13.P. 1–16. DOI: 10.1088/1748-9326/ aab046.

Serikova S., Pokrovsky O.S., Laudon H., Krickov I.V., Lim A.G., Manasypov R.M., Karlsson J. High carbon emissions from thermokarst lakes of Western Siberia //Nature Communications. 2019. V. 10. Article 1552. DOI: 10.1038/s41467-019-09592-1.

Veremeeva A., Nitze I., Gunter F., Rivkina E. Geomorphological and climatic drivers of thermokarst lake area increase trend (1999–2018) in the Kolyma Lowland Yedoma region, north-eastern Siberia //Remote Sensing. 2021. V. 13. 178. DOI: 10.3390/rs13020178.

Webb E.E., Liljedahl A.K. Diminishing lake area across the northern permafrost zone //Nature Geoscience. 2023. V. 16. P. 202–209. DOI: 10.1038/s41561-023-01128-z.

Zabelina S., Shirokova L., Klimov S., Chupakov A., Lim A., Polishchuk Y., Polishchuk V., Bogdanov A., Muratov I., Guerin F., Karlsson J., and Pokrovsky O. Carbon Emission from Thermokarst Lakes in NE European Tundra //Limnology and Oceanography. 2021. V. 66. P. S216–S230. DOI: 10.1002/ lno.11560.

____ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ __ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОЦЕНКА СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ КОЭФФИЦИЕНТОВ СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ПОРОД ГЗЛП "ПЕНЗА-КАМЕНСК" С ПОМОЩЬЮ ДЗЗ И ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. А. А. Выприцкий^{1, *}, К. П. Синельникова¹

¹Федеральное государственное бюджетное научное учреждение "Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения Российской академии наук" (ФНЦ агроэкологии РАН), Волгоград, Россия

> **E-mail: vyprickiy-a@vfanc.ru* Поступила в редакцию 17.01.2024 г.

Для улучшения климатических условий, сохранения урожая сельскохозяйственных культур и защиты от лефлянии 76 лет назал было спроектировано 8 госуларственных зашитных лесных полос (ГЗЛП). общей протяженностью 5320 км. В настоящее время актуальные данные о состоянии ГЗЛП отсутствуют в открытом доступе, поэтому определение современного состояния защитных лесных полос на основе данных дистанционного зондирования является актуальной. Цель исследования — определить основные изменения коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) преобладающих пород на ГЗЛП "Пенза-Каменск" на основе данных ДЗЗ и проведенных инвентаризационных работах. Объектом исследования является государственная защитная лесная полоса "Пенза-Каменск", которая проходит по территории Волгоградской области. Картографирование проектных границ объекта исследования выполнялось по данным сверхвысокого разрешения. Определение сохранности ГЗЛП "Пенза-Каменск" проводилось по данным высокого разрешения спутника Sentinel-2 на основе вегетационного индекса NDVI). При выполнении камеральных исследований было выделено 6949.62 га проектной площади государственной защитной лесной полосы, площадь внутри контуров составила 6317,91 га, а общая сохранность исследуемого объекта равна 90.91%. Во время проведения инвентаризационных работ было описано более 59 различных видов комбинаций по определению породного состава, была вычислена средняя высота насаждений, рассчитана сомкнутость на участках и присвоены классы бонитета по таблице Орлова. В результате инвентаризации было определено, что преобладающими породами являются: Дуб черешчатый (Quercus robur L.), Ясень пенсильванский (Fraxinus pennsylvanica Marshall) и Вяз (Ulmus L.), для которых были рассчитаны КСЯ. Полученные результаты демонстрируют значительную разницу между коэффициентами преобладающих древесных пород с 6 канала по 8А, высокие значения наблюдаются в выделах с чистым породным составом вяза и смешанным составом с ним. Минимальные показатели КСЯ при анализе получены на выделах с чистыми насаждениями ясеня.

Ключевые слова: картографирование, Волгоградская область, ГЗЛП, защитные лесные полосы, КСЯ **DOI:** 10.31857/S0205961424060056, **EDN:** RQSRHU

введение

Защитное лесоразведение рассматривается как важный элемент государственной стратегии сохранения окружающей среды, рационального использования и приумножения природно-ресурсного потенциала страны, решения проблем ее экологической и продовольственной безопасности. Государственные защитные лесные полосы оказывают влияние на микроклимат прилегающей территории. Главным фактором, влияющий на улучшение температуры, влажности воздуха, испарения влаги, задержание и накопление снега, влажности почвы, является изменение режима ветра. По инициативе И.В. Сталина для сохранения урожая сельскохозяйственных культур, защиты от дефляции и улучшения водного режима и климатических условий было создано Постановление Совета Министров СССР и ЦП ВКП (б) от 20 октября 1948 года "О плане полезащитных лесонасаждений, внедрения травопольных севооборотов, строительства прудов и водоемов для обеспечения высоких и устойчивых урожаев в степных и лесостепных районах Европейской части СССР". По плану было спроектировано 8 крупных лесных государственных полос общей протяженностью 5320 км и общей площадью насаждений 117,9 тыс. га (Мартынюк и др., 2023).

Через Волгоградскую область проходят пять государственных защитных лесных полос: три водораздельные и две приречные. Возраст насаждений ГЗЛП составляет 55-70 лет. Преобладающая часть государственных защитных лесных полос имеет неудовлетворительное санитарное состояние и находится на различных стадиях распада (Чеплянский и др., 2022; Манаенков, Костин, 2007; 2009). Несмотря на то, что часть государственных зашитных лесных полос относится к Государственному лесному фонду, актуальные данные о современном состоянии ГЗЛП отсутствуют в открытом доступе. Поэтому необходимо проводить инвентаризационные работы для получения актуальных данных, в связи с достижением предельного возраста лесных насаждений и ухудшения их состояния.

В настоящее время большинство государственных и частных лесохозяйственных организаций, которые занимаются мониторингом, оценкой состояния лесных насаждений используют современные методы, а именно геоинформационные технологии. Например, анализ сомкнутости защитных лесных насаждений можно проводить на основе бисезонного индекса леса BSFI (Шинкаренко, Барталев, 2023а), определять запас древесины по данным дистанционного зондирования (Жарко и др., 2018), разработана методика определения высоты защитных лесных насаждений (Барталев и др., 2022; Mulverhill et al., 2022), проводить оценку изменения структуры лесных насаждений после пожаров (Барталев и др., 2016; Лупян и др., 2017; Берденгалиева, 2023; Bolton et al., 2017) и другие задачи. Современные исследования по определению состояния ЗЛН и ГЗЛП опираются на экспертное дешифрирование (Koshelev et al., 2021; Синельникова, 2023; Мелихова, 2022), на полевые исследования (Мартынюк и др., 2023; Турчин и др., 2021) или на материалы государственной инвентаризации лесов, которые отсутствуют в открытом доступе. Исследуемая государственная защитная лесная полоса "Пенза-Каменск" состоит из трех параллельных лент шириной 60–100 м, поэтому для проведения оценки их современного состояния, с помощью данных дистанционного зондирования, открывается возможность использовать спутниковые снимки высокого пространственного разрешения (10-15 метров).

Главной задачей исследования является определение современного состояния древесных пород в составе государственной защитной лесополосы "Пенза—Каменск" с использованием данных дистанционного зондирования и результатов полевых работ для оценки изменения сезонной динамики коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) преобладающих пород (Шестаков, Казяк, 2022; Шинкаренко, Барталев, 20236; Терехин, 2020).

ОБЪЕКТ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования в данной работе является лесные насаждения водораздельной ГЗЛП "Пенза-Каменск", которая проходит по территории Волгоградской области через 8 районов: Жирновский, Руднянский, Еланский, Даниловский, Михайловский, Новоаннинский, Кумылженский и Серафимовичский. По данным литературных источников информация о породном составе выделов оценивалась в процентном соотношении на всех пяти ГЗЛП в Волгоградской области (Турчин и др., 2021; Засоба и др., 2019), проводилась оценка состояния лесных насаждений по лесохозяйственным районам преобладающих пород на выделах ГЗЛП (Чеплянский и др., 2022). В данной работе проводился статистический анализ совместной работы полевого и камерального методов. Расположение ГЗЛП "Пенза-Каменск" довольно разнообразно, в связи со своей большой протяженностью (334 км) по Волгоградской области, а также заметные характерные изменения в рельефе и почвенно-климатических условиях (Выприцкий, 2023; Выприцкий, Шинкаренко, 2022; Выприцкий, Юферев, 2023).

Картографирование контуров проектной плошали выделов ГЗЛП проводилось с помошью геоинформационной системы QGIS 3.32. Выбор данного ресурса обусловлен бесплатным характером распространения. необходимых модулей для обработки информации и статистических данных. Выделение проектных границ проводилось на основе экспертного дешифрирования спутниковых снимков (10 м) Sentinel-2, которые были получены с сервиса "Bera-science", в комбинации каналов естественных цветов: 4(Red), 3(Green), 2(Blue) (Loupian et al., 2022). Использование выбранных данных обуславливается шириной кулис, которая колеблется от 60 метров до 100 метров. Уточнение проектных границ исследуемой ГЗЛП выполнялось по данным сверхвысокого разрешения (менее 1 м), полученных с сервиса ESRI World Imaging. Для корректировки контуров проектной площади учитывались данные карты-схем лесничеств на территорию исследования (Лесной план...).

В оценке сохранности выделов государственной защитной лесной полосы "Пенза–Каменск" использовались космические снимки высокого разрешения спутника Sentinel-2, на август-сентябрь для более высокой точности по причине окончания вегетационной активности у растительности на прилегающих к ГЗЛП сельскохозяйственных угодий, что дает возможность разделять посевы от древесно-кустарниковой растительности внутри полигонов (Рулев и др., 2016). Даты и тайлы использованных снимков: T38UMB – 21.08.2018; T37UGQ, T38ULA, T38UMA – 05.09.2019 (рис. 1). Выделение лесных насаждений внутри полигонов прово-

дилось с помощью вегетационного индекса NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) (Книжников и др., 2011). Пороговые значения для каждого тайла подбирались индивидуально в связи с разницей в датах съемки. Пороговые значения для древесно-кустарниковой растительности варьировались от 0,6 до 0,7. Сохранность полигонов рассчитывалось как отношение лесных насаждений внутри выдела на ее проектную площадь (Пат. №2437061).

По полученным картографическим данным в ранее опубликованных работах (Выприцкий, Шинкаренко, 2022; Выприцкий, Юферев, 2023) были заложены 67 временные пробные площади (ВПП) с различными почвенно-климатическими условиями по всей протяженности ГЗЛП на территории Волгоградской области, на которых по общепринятым в лесной таксации методам (Турчин и др., 2021; ОСТ 56-69-83, 1983) проводилось определение таксационных показателей насаждений ГЗЛП "Пенза-Каменск". ВПП были подобраны. как центральные точки, доступные для проведения таксационного описания кулис ГЗЛП, в котором происходило, во времена закладки лесной полосы древесного материала, начало или конец участка. В подавляющем случае рассматривались одновременно 3 кулисы (рис. 2).

На каждой ВПП проводилось определение породного состава, средней высоты (определялась с помощью эклиметр-высотомера ЭВ1У1) и сомкнутость (определялась в долях единицы от 0,1 до 1, где ноль — это отсутствие крон, а 1 — это полное смыкание). Класс бонитета определяли по бонитировочной шкале, которую разработал профессор М.М. Орлов (Орлов, 1927). Полученные данные заносили в перечетную ведомость.

При полевом исследовании выделов ГЗЛП "Пенза—Каменск" было выявлено, что средняя высота лесных насаждений составила 10,43 метров, стандартное отклонение 1,87, максимальная высота 15 метров, минимальная 5 метров. Средняя сомкнутость составляет 0,57, стандартное отклонение 0,18, максимальная сомкнутость выделов 1, минимальная 0.

Расчет сезонной динамики КСЯ проводился по мозаике спутниковых снимков Sentinel 2A/2B каналов: 2(Blue), 3(Green), 4(Red), 5-7(Vegetation Red Edge), 8(NIR), 8A (Vegetation Red Edge), 11(SWIR), 12(SWIR). Анализ КСЯ выбранных каналов обуславливается шириной кулис, которая колеблется от 60 до 100 метров. Всего в оценке использовалось два тайла — T37UGQ, T38ULA на май-сентябрь 2022 года (07.05.2022, 09.06.2022, 06.07.2022, 23.08.2022,



Рис. 1. Тайлы использованных снимков и расположение ГЗЛП "Пенза–Каменск" относительно населенных пунктов на территории Волгоградской области.



Рис. 2. Пример временных пробных площадей кулис ГЗЛП "Пенза–Каменск" на территории Волгоградской области (слева: 51°9'35" N,44°16'5" Е; справа: 49°22'52" N,42°16'43" Е).

02.09.2022), в связи с чем отсутствовала возможность для расчета КСЯ на всю протяженность защитной лесной полосы. Выбранные даты объясняются отсутствием облачности снимков на объекте исследования в каждый рассматриваемый месяц и охватом более 63% всей площади ГЗЛП.

Статистический анализ подсчета сохранности выделов, средней высоты насаждений, сомкнутости и данных КСЯ проводился с помощью Microsoft Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

По выбранной методике картографирования получены контура проектной площади и площадь лесных насаждений по данным вегетационного индекса выделов ГЗЛП "Пенза-Каменск" на территории Волгоградской области. Пример выделения проектных границ и лесной площади ГЗЛП показан на рис. 3.

По данным комитета природных ресурсов и экологии Волгоградской области информация предоставляется по всем ГЗЛП на лесничествах в совокупности, что затрудняет получение информации о площадях отдельных защитных лесных

полос. Оценка достоверности полученных результатов дешифрирования и сохранности проводилась авторами ранее по всем ГЗЛП на исследуемой области (Выприцкий, Шинкаренко, 2022), коэффициент корреляции точности дешифрирования составил 0,99.

В результате экспертного дешифрирования спутниковых снимков было установлено, что проектная площадь государственной защитной лесной полосы "Пенза–Каменск" составляет 6949,62 га, а площадь защитных лесных насаждений, расположенных внутри контуров, равна 6317,91 га, общая сохранность исследуемого объекта равна 90,91%. Высокая сохранность выделов обуславливается наиболее благоприятными почвенно-климатическими условиями для лесных насаждений на территории исследуемой области (Выприцкий, Шинкаренко, 2022). Исследования, которые проводились ранее по выявлению состояния ГЗЛП основываются только на данных о типах почв, без учета такого климатического фактора, как количество средних многолетних осадков (Чеплянский и др., 2018; Манаенков и др., 2013). Климатические условия являются основным фактором, влияющим не только на почвообразование, но и на динамику состояния древесной растительности. Совместный анализ пространственного рас-

67



Рис. 3. Пример выделения проектной и покрытой лесом площади ГЗЛП "Пенза–Каменск" с помощью NDVI.

пределения почвенных контуров, по разработанной векторной карте и распределение средних многолетних сумм осадков на территории исследования по статистической модели, позволили провести анализ изменения состояния древесной растительности в выделах ГЗЛП, который показал, что благоприятные климатические условия для произрастания лесных насаждений соответствуют почвенной климатической зоне черноземов и темно-каштановых почв. Здесь норма осадков превышает 420 мм (Выприцкий, Юферев, 2023; Почвенная карта..., 1989). Установленная ранее связь между высотой древостоев Дуба черешчатого (Quercus robur L.) в водораздельных ГЗЛП и нормой годовых сумм осадков (Манаенков, Костин, 2007) показала значимую корреляцию. В связи с этим определение взаимосвязи сохранности лесных насаждений и почвенно-климатических условий имеет большое значение для проектирования систем защиты ландшафтов от деградации. Высокая сохранность участков ГЗЛП "Пенза-Каменск" дает возможность в одинаковой мере проводить исследования изменения сезонной динамики КСЯ на протяжении всей полосы и учитывать лишь изменения в породном составе.

Общая площадь выделов, распределенных по бонитету, полученных в ходе полевых исследований и рассчитанных на преобладающую породу выдела, представлены в таблице 1.

В ходе анализа полученных данных было выявлено, что чем южнее находится выдел ГЗЛП, тем хуже условия роста для лесных насаждений. Такая закономерность подтверждается в ранее проведенных исследованиях: с севера на юг состояние водораздельных ГЗЛП ухудшается. В работах Манаенкова А.С. и Костина М.В. было выявлено, что на черноземах бонитет дубрав снижается с I–II до III–IV, а на каштановых — с III–IV до V (Манаенков, Костин, 2007; 2009).

В ходе полевых исследований и при анализе литературных источников было выявлено, что на ис-

2024

Бонитет	Проектная площадь, га	Площадь, покрытая лесными насаждениями, га	Сохранность, %	
II	85.56	82.55	96.48	
III	2067.05	1919.17	92.85	
IV	2388.49	2122.75	88.87	
V	2280.71	2073.77	90.93	
Va	127.82	119.68	93.63	
Всего	6949.63	6317.91	90.91	

Таблица 1. Распределение в ходе инвентаризационных работ по бонитету выделов ГЗЛП "Пенза–Каменск" на территории Волгоградской области

следуемых участках ГЗЛП преобладающими породами являются дуб, ясень и вяз (Чеплянский и др., 2022). При полевом исследовании описано более 59 различных видов комбинаций по породному составу 1 яруса, который был переведен в общую базу данных векторного слоя, полученного в ходе картографирования. Общая площадь выдела разделялась в соответствии с каким процентным соотношением породного состава является выдел. В статистическом анализе рассматривалось процентное распределение на площади лесных насаждений по породному составу первого яруса (табл. 2).

В ходе полевой инвентаризации было проведено описание второго и третьего яруса выделов ГЗЛП, так наиболее встречающимися породами являлись акация желтая от 2 метров до 4,5 метров, крушина от 1,8 метров до 6 метров, терн от 0,5 метра до 2 метров, скумпия от 4 метров до 7 метров, клен татарский от 2 метров до 4,5 метров, шиповник от 0,5 метров до 2 метров, ясень пенсильванский и вяз в подростах от 1,5 метров до 4,5 метров, а также груша, лох, береза, боярышник на опушках.

Расчет КСЯ проводился на всей протяженности ГЗЛП (Quercus robur L., Fraxinus pennsylvanica

Marshall. Ulmus L.). в чистом древостое, а также в 50% отношении между друг другом (505Fr, 505U, 5Fr5U) 1 яруса, которые были получены при проведении инвентаризационных работ. В результате расчета было выявлено, что значительная разница между КСЯ преобладающих древесных пород наблюдается с 6 канала (Vegetation Red Edge) по 8A (Vegetation Red Edge). Наиболее высокие значения КСЯ на протяжении исследуемого сезона наблюдаются на выделах с лесообразующей породой Ulmus L., как и в полном видовом составе, так и в 50% с Quercus robur L., Fraxinus pennsylvanica Marsh., кроме значений в первый месяц исследований. Данные результаты могут подтверждаться более поздним началом распускания листьев на Ulmus L. Минимальные значения спектральной яркости наблюдается на Fraxinus pennsylvanica Marsh. на протяжении всего периода исследований, полученные результаты подтверждаются инвентаризационными работами, а также публикациями других авторов (Сергеева, 2023) об ухудшении состояния Fraxinus pennsylvanica Marsh. в Волгоградской области в результате повреждения от ясеневой златки. Стандартные отклонения за исследуемый период по каналам представлены в таблице 3.

Таблица 2. Процентное распределение лесных насаждений ГЗЛП "Пенза–Каменск" на территории Волгоградской области по данным полевого исследования

U ¹	Fr ²	Q ³	Ap ⁴	An ⁵	\mathbf{P}^{6}	T ⁷	M ⁸	B ⁹	P y ¹⁰	Pi ¹¹
14.93	37.60	45.15	1.61	0.13	0.002	0.09	0.06	0.16	0.23	0.02

Примечание: ¹Ulmus L.; ²Fraxinus pennsylvanica Marshall; ³Quercus robur L.; ⁴Acer platanoides L.; ⁵Acer negundo L.; ⁶Populus L.; ⁷Tilia L.; ⁸Malus P. Mill.; ⁹Betula L.; ¹⁰Pyrus L.; ¹¹Pinus L.

Таблица 3. Поканальные стандартные отклонения КСЯ преобладающих древесных насаждений на ГЗЛП "Пенза-Каменск"

	2	3	4	5	6	7	8	8A	11	12
10U	0.0045	0.0094	0.0065	0.158	0.0311	0.045	0.043	0.458	0.0113	0.0117
10 Q	0.0038	0.0089	0.0045	0.0155	0.0341	0.0428	0.43	0.433	0.0116	0.0091
10Fr	0.0044	0.0073	0.006	0.0118	0.033	0.046	0.0441	0.0475	0.0133	0.0128
5Q5Fr	0.0045	0.0083	0.0059	0.0139	0.0353	0.0459	0.0452	0.0467	0.0126	0.011
5Q5U	0.0052	0.0109	0.0049	0.0188	0.0325	0.04	0.0396	0.0401	0.0135	0.0121
5Fr5U	0.005	0.0092	0.0064	0.0153	0.0374	0.0512	0.0481	0.053	0.0141	0.0117



Рис. 4. Кривые спектральной яркости основных лесообразующих пород ГЗЛП "Пенза-Каменск" по данным Sentinel-2.

За весь период исследования средние показатели указывают на характерную разницу только лишь с 6 по 8А каналы, а каналы 2-5, 11 и 12 не открывают возможности дистанционно выявить разницу КСЯ исследуемого породного состава (рис. 4). Выявленные закономерности могут быть использованы в дальнейшем выявлении породного состава на широкорядных полосах Волгоградской области, но только лишь Ulmus L. и Fraxinus pennsylvanica Marsh. в 100% отношении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного экспертного дешифрирования спутниковых снимков высокого (Sentinel-2) и сверхвысокого разрешения (ESRI World Imaging) были созданы векторные слои проектных границ ГЗЛП. С помощью вегетационного индекса NDVI получены фактические площади лесных насаждений на исследуемой ГЗЛП. Общая сохранность выделов исследуемой государственной защитной лесной полосы "Пенза–Каменск" на территории Волгоградской области составила 90,91%, что коррелируется с данными комитета природных ресурсов области. Данный результат обуславливается наиболее высокими среднемноголетними осадками для ГЗЛП на территории области (Выприцкий, Шинкаренко, 2022) и расположение 86,77% выделов на благоприятных типах почв для растительности (черноземы, темно-каштановые).

Установлено, что наибольшая площадь, покрытая лесными насаждениями, относится к IV классу бонитета (по таблице Орлова) и занимает 2122,75 га. Преобладающими породами на ГЗЛП в первом ярусе являются дуб, ясень и вяз, что составляет 2852,72 га, 2375,43 га и 943,54 га площади покрытой лесной растительностью соответственно. Рассчитаны КСЯ на лесообразующие породы и выявлены закономерности. Наиболее высокие значения на май-сентябрь наблюдаются на выделах с лесообразующими породами Вяза (Ulmus L.), как в полном видовом составе, так и в комбинации с Дубом черешчатым (Quercus robur L.) и Ясенем пенсильванским (Fraxinus pennsylvanica Marshall). Наименьшие показатели КСЯ на протяжении вегетационного периода относятся к выделам с лесообразующей породой Ясеня пенсильванского (Fraxinus pennsylvanica Marshall).

Изменение в породном составе первого яруса выделов по почвенно-климатической зональности с севера на юг не наблюдается, в связи с идентичными характеристиками условий для лесных насаждений.

В комбинациях 5Q5Fr, 5Q5U, 5Fr5U и 10Q, разница КСЯ идентична и не выявляет общих закономерностей, которые могут быть использованы в дальнейших исследованиях. Полученные результаты коэффициентов спектральной яркости открывают возможность дистанционно проводить анализ выявления породного состава на выделах ГЗЛП Вяза (Ulmus L.) и Ясеня пенсильванского (Fraxinus pennsylvanica Marshall).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания ФНЦ агроэкологии РАН № FNFE-2024-0008 "Математическое моделирование и прогнозирование процессов дефляции земель сельскохозяйственного назначения при техногенных и природных воздействиях на современном уровне лесомелиоративной защищенности".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барталев С.А., Богодухов М.А., Жарко В.О., Сидоренков В.М. Исследование возможностей использования данных ICESat-2 для оценки высоты лесов России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 4. С. 195–206. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-4-195-206.

Барталев С.А., Егоров В.А., Жарко В.О., Лупян Е.А., Плотников Д.Е., Хвостиков С.А., Шабанов Н.В. Спутниковое картографирование растительного покрова России. М.: ИКИ РАН, 2016.

Берденгалиева А.Н. Дистанционный мониторинг поврежденных пожарами сосновых насаждений на севере Волгоградского Заволжья // Вопросы степеведения. 2023. № 3. С. 104-115. DOI 10.24412/2712-8628-2023-3-104-115.

Выприцкий А. А. Анализ влияния геоморфологических характеристик территорий на сохранность государственных защитных лесных полос // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: Наука и высшее профессиональное образование. 2023. № 1(69). С. 261–271. DOI: 10.32786/2071-9485-2023-01-28.

Выприцкий А.А., Шинкаренко С.С. Анализ влияния почвенно-климатических условий на сохранность государственных защитных лесных полос на основе данных Sentinel-2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 5. С. 147–163. DOI 10.21046/2070-7401-2022-19-5-147-163.

Выприцкий А.А., Юферев В.Г. Геоинформационный анализ влияния государственных защитных лесных полос на продуктивность сельскохозяйственных угодий // Исследование Земли из космоса. 2023. № 4. С. 60–71. DOI 10.31857/ S0205961423040073.

Жарко В.О., Барталев С.А., Егоров В.А. Исследование возможностей оценки запасов древесины в лесах Приморского края по данным спутниковой системы Proba-V // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 157–168. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-157-168.

Засоба В.В., Чеплянский И.Я., Поповичев В.В. Семидесятилетний опыт создания государственных защитных лесных полос в степной зоне России // Живые и биокосные системы, 2019. № 27. С. 3.

Книжников Ю.Ф., Кравцова Ю.Ф., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований : учебник для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению "География" и специальностям "География" и "Картография" // 2-е изд., перераб. и доп. М.: Академия, 2011. (Высшее профессиональное образование. Естественные науки).

Лесной план Волгоградской области на 2009-2018 гг., утвержден постановлением Главы Администрации Волгоградской области №144 от 11.02.2009 г. URL: https:// oblkompriroda.volgograd.ru/upload/iblock/8c4/Lesnoy-plan-Volgogradskoy-oblasti.pdf.

Лупян Е.А., Барталев С.А., Балашов И.В., Егоров В.А., Ершов Д.В., Кобец Д.А., Сенько К.С., Стыценко Ф.Б., Сычугов И.Г. Спутниковый мониторинг лесных пожаров в 21 веке на территории Российской Федерации (цифры и факты по данным детектирования активного горения) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 6. С. 158–175. DOI 10.21046/2070-7401-2017-14-6-158-175.

Манаенков А.С., Костин М.В. Современное состояние и возобновительный потенциал лесообразующих пород на обыкновенном черноземе // Лесное хозяйство. 2007. № 5. С. 26–28.

Манаенков А.С., Костин М.В. Состояние и перспектива возобновления защитных лесонасаждений на южном черноземе // Лесное хозяйство. 2009. № 3. С. 18-20.

Манаенков А.С., Костин М.В., Шкуринский В.А., Сурхаев Г.А., Лепеско В.В., Кладиев А.К., Узолин А.И., Зеленяк А.К., Панов В.И., Петелько А.И. Методическое руководство по повышению долговечности широкополосных защитных лесных насаждений на юге европейской территории России. Волгоград: ВНИАЛМИ, 2013.

Мартынюк А.А., Турчин Т.Я., Чеплянский И.Я., Кулик А.К. Современное состояние государственных защитных лесных полос степной и полупустынной зон, основные направления их сохранения и реабилитации // Известия НВ АУК. 2023. 1(69). С. 78–91. DOI: 10.32786/2071-9485-2023-01-07.
Мелихова А. В. Пространственный анализ защитных лесных насаждений северной части Ергенинской возвышенности // Научно-агрономический журнал. 2022. № 3(118). С. 43–48. DOI 10.34736/FNC.2022.118.3.006.43-48.

Орлов М.М. Лесоустройство, Ленинград, 1927.

ОСТ 56-69-83 Площади пробные лесоустроительные. Метод закладки. М.: ЦБНТИ Гослесхоза СССР, 1983. 90 с. Об утверждении Лесоустроительной инструкции: приказ Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации от 29.03.2018 № 122. URL: http://docs.cntd.ru/ document/542621790 (дата обращения: 06.10.2023).

Патент № 2437061 С1 Российская Федерация, МПК G01С 11/04, A01G 23/00. Способ определения сохранности лесных насаждений: № 2010115216/28 : заявл. 19.04.2010 : опубл. 20.12.2011 / А. С. Рулев, В. Г. Юферев, В. Ю. Михалев, А. Н. Маенко ; заявитель Общество с ограниченной ответственностью "БиоЭкоЛес" (ООО "БиоЭкоЛес").

Почвенная карта Волгоградской области. М 1:400000. Киев: ПКО "Картография" ГУГК СССР. 1989.

Рулев А.С., Кошелева О.Ю., Шинкаренко С.С. Оценка лесистости агроландшафтов юга приволжской возвышенности по данным NDVI // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: наука и высшее образование. 2016. № 4 (44). С. 24–32.

Сергеева Е. С. Экологические последствия инвазии ясеневой изумрудной узкотелой златки, Agrilusplanipennis (Coleoptera: Buprestidae), на территорию Нижнего Поволжья // Куражсковские чтения: Материалы II Международной научно-практической конференции, Астрахань, 18–21 мая 2023 года. Астрахань: Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования "Астраханский государственный университет имени В.Н. Татищева". 2023. С. 18-21.

Синельникова К. П. Анализ защитных лесных насаждений на территории Донской гряды с использованием ГИС-технологий и аэрокосмических данных / К. П. Синельникова // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: Наука и высшее профессиональное образование. 2023. № 2(70). С. 299-305. DOI 10.32786/2071-9485-2023-02-34.

Терехин Э.А. Оценка нарушенности лесов лесостепной зоны в начале XXI в. по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17, № 2. С. 134–146. DOI 10.21046/2070-7401-2020-17-2-134-146.

Турчин Т.Я., Чеплянский И.Я., Ермолова А.С., Баканов И.А. Современное состояние насаждений государственной защитной лесной полосы "Воронеж–Ростов-на-Дону" в связи с типом культур и почвенными условиями // Вестник Поволжского государственного технологического университета. Сер.: Лес. Экология. Природопользование. 2021. № 3 (51). С. 41–58. DOI: 10.25686/2306-2827.2021.3.41. Чеплянский И.Я, Турчин Т.Я., Ермолова А.С. Дистанционный мониторинг государственных защитных лесных полос степной зоны европейской части России // Известия высших учебных заведений. Лесной журнал. 2022. № 3(387). С. 44–59. DOI 10.37482/0536-1036-2022-3-44-59.

Чеплянский И.Я., Засоба В.В., Поповичев В.В. Лесные и нелесные земли в государственных защитных лесных полосах в России // Актуальные проблемы лесного комплекса. 2018. № 51. С. 91–95.

Шестаков Н.А., Казяк Е.В. Анализ спектральной отражательной способности лесной растительности по мультиспектральным спутниковым данным Landsat-8, Sentinel-2 (на примере ландшафтного заказника "Озеры") // ГИС-технологии в науках о Земле : Материалы республиканского научно-практического семинара студентов и молодых ученых, Минск, 16 ноября 2022 года / Редколлегия: А.А. Сазонов (гл. ред.) [и др.]. – Минск: Белорусский государственный университет, 2022. С. 292–299.

Шинкаренко С.С., Барталев С.А. Возможности оценки сомкнутости защитных лесных насаждений на основе бисезонного индекса леса и материалов съемки БПЛА // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023а. Т. 20, № 1. С. 189–202. – DOI 10.21046/2070-7401-2023-20-1-189-202.

Шинкаренко С.С., Барталев С.А. Анализ влияния видового состава, проективного покрытия и фитомассы растительности аридных пастбищных ландшафтов на их спектрально-отражательные свойства по данным наземных измерений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 20236. Т. 20, № 3. С. 176–192. DOI 10.21046/2070-7401-2023-20-3-176-192.

Bolton D.K., Coops N.C., Hermosilla T., Wulder M.A., White J.C. Assessing variability in post-fire forest structure along gradients of productivity in the Canadian boreal using multi-source remote sensing // Journal of Biogeography. 2017. V. 44. \mathbb{N}° 6. pp. 1294–1305.

Mulverhill Ch., Coops N., Txomin Hermosilla, White J.C., Wulder M. Evaluating ICESat-2 for monitoring, modeling, and update of large area forest canopy height products // Remote Sensing of Environment. 2022. 271. 112919. 10.1016/j.rse.2022.112919.

Koshelev A.V., Tkachenko N.A., Shatrovskaya M.O. Decoding of forest belts using satellite images // IOP Conf. Ser.: Earth and Environmental Science. 2021. V. 875. Art. No. 012065. 9 p. DOI: 10.1088/1755-1315/875/1/012065

Loupian E.A., Bourtsev M.A., Proshin A.A., Kashnitskii A.V., Balashov I.V., Bartalev S.A., Konstantinova A.M., Kobets D.A., Radchenko M.V., Tolpin V.A., Uvarov I.A. Usage Experience and Capabilities of the VEGA-Science System // Remote Sensing. 2022. Vol. 14. № 1. P. 77. DOI: doi.org/10.3390/ rs14010077.

Assessment of the Current State of the Penza-Kamensk State Protective Forest Strip Using Remote Sensing and Field Research

A. A. Vypritskiy¹, K. P. Sinel'nikova¹

¹Federal State Budgetary Scientific Institution "Federal Scientific Center for Agroecology, Integrated Land Reclamation and Protective Afforestation of the Russian Academy of Sciences" (Federal Research Center for Agroecology of the Russian Academy of Sciences), Volgograd, Russia

To improve climatic conditions, preserve agricultural yields and protect against deflation, 8 state protective forest belts (SPFB), with a total length of 5320 km, were designed 76 years ago. Currently, current data on the state of forest protection areas are not publicly available, so determining the current state of protective forest belts based on remote sensing data is relevant. The purpose of the study is to determine the main changes in the spectral brightness coefficients (SBC) of the predominant rocks at the Penza-Kamensk State Forestry Plant based on remote sensing data and inventory work carried out. The object of the study is the state protective forest belt "Penza-Kamensk", which runs through the territory of the Volgograd region. Mapping of the design boundaries of the research object was carried out using ultra-high-resolution data. The determination of the safety of the Penza-Kamensk State Forestry Landscape was carried out using high-resolution data from the Sentinel-2 satellite based on the NDVI vegetation index). When performing desk research, 6949.62 hectares of the project area of the state protective forest belt were allocated, the area inside the contours was 6317.91 hectares, and the overall safety of the studied object was 90.91%. During the inventory work, more than 59 different types of combinations were described to determine the tree-species composition, the average height of the plantings was calculated, the density in the plots was calculated, and quality classes were assigned according to the Orlov table. As a result of the inventory, it was determined that the predominant species are: English oak (Quercus robur L.), Pennsylvania ash (Fraxinus pennsylvanica Marshall) and Elm (Ulmus L.), for which the CFC was calculated. The data obtained demonstrate a significant difference between the coefficients of the predominant tree species from channel 6 to 8A; high values are observed in sections with a pure elm species composition and a mixed composition. The minimum indicators of CSI in the analysis were obtained in areas with pure ash stands.

Keywords: mapping, Volgograd region, GZLP, protective forest strips, SBC

REFERENCES

Bartalev S.A., Bogodukhov M.A., Zharko V.O., Sidorenkov V.M. Issledovanie vozmozhnostey ispol'zovaniya dannykh ICE-Sat-2 dlya otsenki vysoty lesov Rossii [Investigation of the possibility of using ICESat-2 data for the altitude ecumene in Russia] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa.. 2022. Vol. 19. No. 4. pp. 195-206. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-4-195-206 (In Russian).

Bartalev S.A., Egorov V.A., Zharko V.O., Lupyan E.A., Plotnikov D.E., Khvostikov S.A., Shabanov N.V. Sputnikovoe kartografirovanie rastitel'nogo pokrova Rossii [Satellite mapping of the vegetation cover of Russia]. Moscow: IKI RAS, 2016. (In Russian).

Berdengalieva A.N. Distantsionnyy monitoring povrezhdennykh pozharami sosnovykh nasazhdeniy na severe Volgogradskogo Zavolzh'ya [Remote monitoring of pine plantations damaged by fires in the north of the Volgograd Volga region] // Voprosy stepevedeniya. 2023. No. 3. pp. 104–115. DOI: 10.24412/2712-8628-2023-3-104-115 (In Russian).

Bolton D.K., Kups N.S., Hermosilla T., Woolder M.A., White J.S. Assessment of forest structure variability after fires by productivity gradients in the boreal zone of Canada using remote sensing from several sources // Journal of Biogeography. 2017. Vol. 44. No. 6. pp. 1294-1305.

Cheplyansky I.Ya., Turchin T.Ya., Ermolova A.S. Distancionnyy monitoring gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polos stepnoy zony evropeyskoy chasti Rossii [Remote monitoring of state protective forest strips of the steppe zone of the European part of Russia] // Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Lesnoy zhurnal. 2022. No. 3(387). pp. 44-59. DOI: 10.37482/0536-1036-2022-3-44-59 (In Russian).

Cheplyansky I.Ya., Zasoba V.V., Popovichev V.V. Lesnye i nelesnye zemli v gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polosakh v Rossii [Forest and non-forest lands in state protective forest belts in Russia] // Aktual'nye problemy lesnogo kompleksa. 2018. No. 51. Pp. 91-95. (In Russian).

Knizhnikov Yu.F., Kravtsova Yu.F., Tutubalina O.V. Aerokosmicheskie metody geograficheskikh issledovaniy : uchebnik dlya studentov vysshikh uchebnykh zavedeniy, obuchayuschikhsya po napravleniyu "Geografiya" i spetsial'nostyam "Geografiya" i "Kartografiya" [Aerospace methods of geographical research : a textbook for students of higher educational institutions studying in the field of "Geography" and specialties "Geography" and "Cartography"] // 2-e izd., pererab. i dop. M.: Akademiya, 2011. (Vysshee professional'noe obrazovanie. Estestvennye nauki). (In Russian).

Koshelev A.V., Tkachenko N.A., Shatrovskaya M.O. Decoding of forest strips from satellite images // IOP Conf. Ser.: Earth and Environmental Science. 2021. V. 875. Art. No. 012065. 9 p. DOI: 10.1088/1755-1315/875/1/012065/

Lesnoy plan Volgogradskoy oblasti na 2009-2018 gg., utverzhden postanovleniem Glavy Administratsii Volgogradskoy oblasti № 144 ot 11.02.2009 g. [The forest plan of the Volgograd region for 2009-2018, approved by the decree of the Government of the Volgograd region No. 144 dated 11.02.2009.] URL: https://oblkompriroda.volgograd.ru/upload/iblock/8c4/Les-noy-plan-Volgogradskoy-oblasti.pdf (In Russian).

Lupyan E.A., Bartalev S.A., and Balashov. V., V Egorov. A., D Ershov. V., D Kobets. A., K Senko. S., Stytsenko F.B., Sychugov I.G. Sputnikovyy monitoring lesnykh pozharov v 21 veke na territorii Rossiyskoy Federatsii (tsifry i fakty po dannym detektirovaniya aktivnogo goreniya) [Satellite monitoring of forest fires in the 21st century in the territory of the Russian Federation (figures and facts based on active gorenje detection data)] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2017. Vol. 14, No. 6. Pp. 158–175. DOI 10.21046/2070-7401-2017-14-6-158-175 (In Russian).

Lupyan E.A., Burtsev M.A., Proshin A.A., Kashnitsky A.V., Balashov I.V., Bartalev S.A., Konstantinova A.M., Kobets D.A., Radchenko M.V., Tolpin V.A., Uvarov I.A. Experience in using and capabilities of the VEGA-Science system // Remote sensing. 2022. Volume. 14. No. 1. P. 77. DOI: doi.org/10.3390/ rs14010077.

Malverhill Ch., Kups N., Tksomin Hermosilla, White J.S., Woolder M. ICESat-2 assessment for monitoring, modeling and updating data on the height of forest cover over large areas // Remote sensing of the environment. 2022. 271. 112919. 10.1016/j.rse.2022.112919.

Manaenkov A.S., Kostin M.V. Sostoyanie i perspektiva vozobnovleniya zaschitnykh lesonasazhdeniy na yuzhnom chernozeme [The state and prospects of renewal of protective plantations on southern chernozem] // Lesnoe khozyaystvo. 2009. No. 3. Pp. 18–20. (In Russian).

Manaenkov A.S., Kostin M.V. Sovremennoe sostoyanie i vozobnovitel'nyy potentsial lesoobrazuyuschikh porod na obyknovennom chernozeme [The current state and renewable potential of forest-forming rocks on ordinary chernozem] // Lesnoe khozyaystvo. 2007. No. 5. Pp. 26–28. (In Russian).

Manaenkov A.S., Kostin M.V., Shkurinsky V.A., Surkhaev G.A., Lepesco V.V., Kladiev A.K., Uzolin A.I., Zelenyak A.K., Panov V.I., Petelko A.I. Metodicheskoe rukovodstvo po povysheniyu dolgovechnosti shirokopolosnych zaschitnykh lesnykh nasazhdeniy na yuge evropeyskoy territorii Rossii [Methodological guidelines for improving the durability of broadband protective forest plantations in the south of the European territory of Russia]. Volgograd: VNIALMI, 2013. (In Russian).

Martynyuk A.A., Turchin T.Ya., Cheplyansky I.Ya., Kulik A.K. Sovremennoe sostoyanie gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polos stepnoy i polupustynnoy zon, osnovnye napravleniya ikh sokhraneniya i reabilitatsii [The current state of state protective forest strips of steppe and semi-desert zones, the main directions of their conservation and rehabilitation] // Izvestiya NV AUK. 2023.1(69). Pp. 78–91. DOI: 10.32786/2071-9485-2023-01-07 (In Russian).

Melikhova A.V. Prostranstvennyy analiz zaschitnykh lesnykh nasazhdeniy severnoy chasti Ergeninskoy vozvyshennosti [Spatial analysis of protective forest plantations in the northern part of the Ergeninsky upland] // Nauchno-agronomicheskiy zhurnal. 2022. No. 3(118). Pp. 43–48. DOI: 10.34736/FNC.2022.118.3.006.43-48 (In Russian).

Orlov M.M. Lesoustroystvo[Forest Management]. Leningrad, 1927. (In Russian).

OST 56-69-83 Ploschadi probnye lesoustroite'nye. Metod zakladki. M.: TSBNTI Gosleskhoza SSSR, 1983. 90 s. Ob

utverzhdenii Lesoustroitel'noy instruktsii: prikaz Ministerstva prirodnykh resursov i ekologii Rossiyskoy Federatsii ot 29.03.2018 № 122 [OST 56-69-83 Trial forest management areas. The method of laying. M.: Central Research Institute of the State Forestry of the USSR, 1983. 90 p. On approval of the Forest Management instruction: Order of the Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation dated 03/29/2018 No. 122.] Address: http://docs.cntd.ru/document/542621790 (date of application: 06.10.2023) (In Russian).

Patent No. 2437061 C1 Russian Federation, IPC G01C 11/04, A01G 23/00. Method for determining the safety of forest plantations: No. 2010115216/28 : application. 04/19/2010 : publ. 12/20/2011 / A. S. Rulev, V. G. Yuferev, V. Yu. Mikhalev, A. N. Maenko ; applicant Limited Liability Company "BioEcoLes" (LLC "BioEcoLes"). (In Russian).

Pochvennaya karta Volgogradskoy oblasti [Soil map of the Volgograd region], Kiev: PKO "Kartografiya". GUGK SSSR, 1989, Scale 1:400 000 (In Russian).

Rulev A.S., Kosheleva O.Yu., Shinkarenko S.S. Otsenka lesistosti agrolandshaftov yuga privolzhskoy vozvyshennosti po dannym NDVI [Assessment of the forest cover of agricultural landscapes of the south of the Volga upland according to the NDVI index] // Izvestiya Nizhnevolzhskogo agrouniversitetskogo kompleksa: nauka i vysshee obrazovanie. 2016. No. 4 (44). Pp. 24–32. (In Russian).

Sergeeva E.S. Ekologicheskie posledstviya invazii yasenevoy izumrudnoy uzkoteloy zlatki, Agrilusplanipennis (Coleoptera: Buprestidae), na territoriyu Nizhnego Povolzh'ya // Kurazhskovskie chteniya: Materialy II Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferencii, Astrakhan', 18–21 maya 2023 goda. Astrakhan': Federal'noe gosudarstvennoe byudzhetnoe obrazovatel'noe uchrezhdenie vysshego obrazovaniya "Astrahanskiy gosudarstvennyyuniversitet imeni V.N. Tatishcheva". 2023. S. 18–21. (In Russian).

Shestakov N.A., Kazyak E.V. Analiz spektral'noy otrazhatel'noy sposobnosti lesnoy rastitel'nosti po mul'tispektral'nym sputnikovym dannym Landsat-8, Sentinel-2 (na primere landshaftnogo zakaznika "Ozery") [Analysis of the spectral reflectivity of forest vegetation using multispectral satellite data from Landsat-8, Sentinel-2 (using the example of the landscape reserve "Lakes")] // GIS-texnologii v naukakh o Zemle : Materialy respublikanskogo nauchno-prakticheskogo seminara studentov i molodykh uchenykh, Minsk, 16 noyabrya 2022 goda / Redkollegiya: A.A. Sazonov (gl. red.) [i dr.]. – Minsk: Belorusskiy gosudarstvennyy universitet, 2022. Pp. 292–299. (In Russian).

Shinkarenko S.S., Bartalev S.A. Analiz vliyaniya vidovogo sostava, proektivnogo pokrytiya i fitomassy rastitel'nosti aridnykh pastbischnykh landshaftov na ikh spektral'no-otrazhatel'nye svoystva po dannym nazemnykh izmereniy [Analysis of the effect of species composition, projective coverage and phytomass of vegetation of arid pasture landscapes on their spectral-reflective properties according to ground measurements] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2023b. T. 20, \mathbb{N} 3. Pp. 176–192. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-176-192 (In Russian).

Shinkarenko S.S., Bartalev S.A. Vozmozhnosti otsenki somknutosti zasschitnykh lesnykh nasazhdeniy na osnove bisezonnogo indeksa lesa i materialov s'emki BPLA [The possibilities of assessing the closeness of protective forest plantations based on the bi-seasonal forest index and UAV survey materials] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2023a. Vol. 20, No. 1. Pp. 189–202. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-189-202 (In Russian).

Sinelnikova K. P. Analiz zaschitnykh lesnykh nasazhdeniy na territorii Donskoy gryady s ispol'zovaniem GIS-tekhnologiy i aerokosmicheskikh dannykh [Analysis of protective forest plantations on the territory of the Don ridge using GIS technologies and aerospace data] // Izvestiya Nizhnevolzhskogo agrouniversitetskogo kompleksa: nauka i vysshee obrazovanie. 2023. No. 2(70). Pp. 299–305. DOI: 10.32786/2071-9485-2023-02-34 (In Russian).

Terekhin E.A. Otsenka narushennosti lesov lesostepnoy zony v nachale XXI v. po sputnikovym dannym [Assessment of forest disturbance in the forest-steppe zone at the beginning of the XXI century using satellite data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2020. T. 17, N_{2} 2. Pp. 134–146. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-134-146 (In Russian).

Turchin T.Ya., Cheplyansky I.Ya., Ermolova A.S., Bakanov I.A. Sovremennoe sostoyanie nasazhdeniy gosudarstvennoy zaschitnoy lesnoy polosy "Voronezh–Rostov-na-Donu" v svyazi s tipom kultur i pochvennymi usloviyami [The current state of plantings of the Voronezh–Rostov-on-Don State protective forest strip in connection with the type of crops and soil conditions] // Vestnik Povolzhskogo gosudarstvennogo tekhnologicheskogo univepsiteta. Ser.: Les. Ekologiya. Prirodopol'zovanie. 2021. No. 3 (51). Pp. 41–58. DOI: 10.25686/2306-2827.2021.3.41 (In Russian).

Vypritskiy A. A. Analiz vliyaniya geomorfologicheskikh kharakteristik territoriy na sokhrannost' gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polos [Analysis of the influence of geomorphological characteristics of territories on the preservation of state protective forest strips] // Izvestiya NV AUK. 2023. No. 1(69). Pp. 261-271. DOI 10.32786/2071-9485-2023-01-28 (In Russian).

Vypritskiy A.A., Shinkarenko S.S. Analiz vliyaniya pochvenno-klimaticheskikh usloviy na sokhrannost' gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polos na osnove dannykh Sentinel-2 [Analysis of the influence of soil and climatic conditions on the safety of state protective forest strips based on Sentinel-2 data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2022. Vol. 19. No. 5. Pp. 147–163. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-5-147-163 (In Russian).

Vypritskiy A.A., Yuferev V.G. Geoinformatsionnyy analiz vliyaniya gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polos na produktivnost' sel'skokhozyaystvennykh ugodiy [Geoinformation analysis of the influence of state protective forest belts on the productivity of agricultural lands] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2023. No. 4. Pp. 60–71. DOI: 10.31857/ S0205961423040073 (In Russian).

Zasoba V.V., Cheplyansky I.Ya., Popovichev V.V. Semidesyatiletniy opyt sozdaniya gosudarstvennykh zaschitnykh lesnykh polos v stepnoy zone Rossii [Seventy years of experience in creating state protective forest strips in the steppe zone of Russia] // Zhivye i biokosnye sistemy, 2019. No. 27. P. 3. (In Russian).

Zharko V.O., Bartalev S.A., Egorov V.A. Issledovanie vozmozhnostey otsenki zapasov drevesiny v lesakh Primorskogo kraya po dannym sputnikovoy sistemy Proba-V [Investigation of the possibility of a drevesina reserve in the forest of Primorsky Krai according to the data of the Proba-V satellite system] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2018. Vol. 15. No. 1. Pp. 157–168. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-157-168 (In Russian).

_____ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ _____ Космической информации

КОРРЕКЦИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ МИКРОВОЛНОВОГО СКАНЕРА/ЗОНДИРОВЩИКА МТВЗА-ГЯ, ФУНКЦИОНИРУЮЩЕГО НА КА МЕТЕОР-М №2-3

© 2024 г. И. Н. Садовский^{1,} *, Д. С. Сазонов¹

¹Институт космических исследований РАН, Москва, Россия *E-mail: ilya_nik_sad@mail.ru Поступила в редакцию 03.05.2024 г.

Работа посвящена вопросу географической привязки измерений российского сканера/зондировщика МТВЗА-ГЯ, установленного на борту космического аппарата "Метеор-М" № 2-3. Прибор был введен в эксплуатацию в августе 2023 года и продолжает работать в штатном режиме в настоящее время. Выход из строя сантиметровой линии связи на спутнике-носителе в октябре 2023 года существенно снизил область покрытия измерениями МТВЗА-ГЯ. В настоящее время они ограничены областью прямой видимости спутника наземными станциями приема. Отсутствие на территории наблюдения всесезонных четких границ перехода морская поверхность/суша делает невозможным проводить оценку качества и корректировать географическую привязку измерений МТВЗА-ГЯ. В связи с этим, в рамках представленной работы анализировались данные измерений с глобальным покрытием по земному шару, выполненных прибором в августе-сентябре 2023 года. Основываясь на положительном опыте работы с предыдущими версиями приборов МТВЗА, авторы использовали аналогичные методики оценки качества географической привязки и поиска корректирующих ее углов. При этом имеющиеся конструктивные отличия рассматриваемого образца прибора (изменение направления сканирования, изменение рабочих секторов наблюдения) потребовали внесения некоторых корректив в алгоритм реализации геопривязки. Исследования показали, что оптические оси прибора, соответствующие отдельным группам частотных каналов, имеют различную ориентации. В связи с этим, поиск корректирующих геопривязку углов выполнялся для каждой группы отдельно. При выполнении дифференцированного подхода к геопривязке разных групп частотных каналов с использованием найденных значений корректирующих углов крена, тангажа и рыскания, авторам удалось достичь следующих показателей точности: для группы каналов 10.6 – 23.8 ГГц – (4.59 ± 8.22) км; для группы каналов 31.5–48.0 ГГц–(5.51 ± 8.83) км; для группы каналов 52-91.65 ГГц - (8.03 ± 11.69) км.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, СВЧ-радиометрия, микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ, спутник, радиометр, географическая привязка данных ДЗЗ

DOI: 10.31857/S0205961424060066, EDN: RQRNNT

введение

В настоящее время сканеры/зондировщики серии MTB3A (разрабатываемые AO "Российские космические системы") являются единственными отечественными радиометрическими комплексами, функционирующими на орбите в целях решения задач дистанционного зондирования Земли. Технические характеристики приборов этой серии позволяют решать широкий круг научных и практических задач в области оперативной метеорологии и океанографии (Ермаков и др., 2021; Филей и др., 2021; Заболотских и др., 2022). При этом уже неоднократно показано (смотри, например, (Пашинов, 2018; Сазонов, 2022; Сазонов, 2023)), что потенциально достижимые точности итоговых продуктов находятся на уровне аналогичных показателей таких инMicrowave Sounder), SSMIS (англ. Special Sensor Microwave - Imager/Sounder) и AMSR-2 (англ. Advanced Microwave Scanning Radiometer). Задачи дистанционного зондирования состо-

струментов, как ATMS (англ. Advanced Technology

задачи дистанционного зондирования состояния атмосферы, в силу ее постоянной изменчивости, накладывают определенные требования на частоту обновления спутниковых данных. Так, например, оперативность имеет определяющее значение при отслеживании и прогнозировании траекторий тропических ураганов, выявления зон повышенной грозовой активности (интенсивных осадков), позволяя снизить потенциальный ущерб от них в различных частях нашей планеты. В связи с этим, число средств пассивного микроволнового зондирования атмосферы постоянно увеличивается, а также активно развивается практика совместного анализа данных, поступающих с различных платформ. Наиболее успешной в данном смысле является серия приборов SSMIS, функционирующая в настоящий момент на трех различных спутниках (в рамках программы DMSP (англ. Defense Meteorological Satellite Program)).

Необходимость наращивания российской группировки спутников метеорологического назначения отражена в текстах обновляемых Федеральных космических программ России (ФКП). Так, в соответствии с ФКП на 2006 – 2015 и 2016 – 2025 годы, в период с 2009 по 2025 гг., планировалось осуществить восемь запусков КА "Метеор-М" с микроволновыми сканерами/зондировщиками на борту (Барсуков и др., 2021). При этом, с учетом срока активного существования приборов МТВЗА (составляющего 5 лет), это позволило бы обеспечить одновременное функционирование на орбите, как минимум, двух инструментов. Оставляя вне рассмотрения проблемы реализации целевых показателей ФКП в данном направлении, а также возникновение нештатных ситуаций в рамках эксплуатации каждого отдельного экземпляра МТВЗА. поставленная задача требует особого внимания к пространственному совмещению измерений, поступающих с разных приборов.

Основной целью настоящей публикации является описание работ, выполненных авторами в рамках географической привязки данных измерений инструмента МТВЗА-ГЯ, являющегося полезной нагрузкой КА "Метеор-М" №2-3 (производства АО "Корпорация "ВНИИЭМ"), успешно выведенного на целевую орбиту 27 июня 2023 года. Используемые метолы и полходы повторяют примененные авторами для географической привязки (и ее уточнения) (Садовский и Сазонов, 2022; Садовский и Сазонов, 2023; Сазонов и Садовский, 2024) данных измерений инструмента МТВЗА-ГЯ, функционировавшего на борту КА "Метеор-М" №2-2. При этом, однако, возник ряд новых особенностей, требующих учета при реализации указанной процедуры. Их описанию и посвящена содержательная часть работы.

ОСОБЕННОСТИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ МТВЗА-ГЯ, УСТАНОВЛЕННОГО НА БОРТУ КА "МЕТЕОР-М" №2-3

Одним из ключевых отличий прибора, установленного на борту КА "Метеор-М" №2-3, имеющих отношение к реализации процедуры географической привязки данных измерений, является изменение направления сканирования антенного блока. Следует напомнить, что в предыдущих версиях зондировщика, вращение выполнялось "по" часовой стрелке относительно направления в надир. Соответственно, матрица поворота, используемая в (Садовский и Сазонов, 2022) для определения мгновенной ориентации вектора наблюдения МТВЗА-ГЯ в приборной системе координат, должна быть преобразована с учетом этого факта (с сохранением обозначений, использованных в указанной работе):

$$\mathbf{R}_{Z}(\boldsymbol{\varphi}_{i}) = \begin{vmatrix} \cos \varphi_{i} & \sin \varphi_{i} \to -\sin \varphi_{i} & 0 \\ -\sin \varphi_{i} \to \sin \varphi_{i} & \cos \varphi_{i} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}.$$

Изменение направления сканирования повлекло за собой изменения алгоритма расчета времени каждого отдельного измерения (*i*-го элемента в каждом скане) и азимутального угла поворота антенного блока МТВЗА-ГЯ (ϕ_i) в приборной системе координат. Вместо используемого ранее соотношения

$$\varphi_i = \frac{360}{2.5} \cdot 0.95236 + \frac{145}{200 - 1} \cdot ((i - 1) + 13) + \varphi_{\kappa op},$$

необходимо использовать

$$\phi_i = rac{360}{2.5} \cdot 0.6332 + rac{145}{200-1} \cdot \left((i-1) + 46
ight) + \phi_{\kappa op} \, .$$

Как и прежде, множители 360/2.5 и 145/(200-1) соответствуют угловой скорости вращения антенного блока и шагу квантования по азимутальному углу между соседними векторами наблюдения. Сохраняется и значение начального корректирующего угла $\varphi_{\kappa\sigma\sigma} = -25^{\circ}$. Смена множителя 0.95236 на 0.6332, совместно с корректировкой слагаемого +13, связаны с изменением расположения секторов измерения МТВЗА-ГЯ относительно аппаратного датчика, формирующего временную метку начала скана. Следует отметить, что введенные изменения в геометрии сканирования и, вероятно, изменение ориентации прибора на спутнике-носителе, позволили разработчикам расширить полосу обзора прибора. Ранее, неподверженными переотражениям от элементов конструкции КА оставались лишь 123 элемента разрешения каждого скана. В новой конфигурации, это число составляет 140 элементов.

Следующей особенностью, требующей учета в рамках процедуры географической привязки, является отличие оптической схемы антенного блока МТВЗА-ГЯ, установленного на борту КА "Метеор-М" №2-3, от предыдущей версии прибора. Как и ранее, антенная система МТВЗА-ГЯ представляет собой однозеркальную антенну с боковым облучением параболического зеркала размером 0.65 м, а групповой многочастотный антенный облучатель включает четыре рупора, каждый из которых оптимизирован в диапазоне 10.6 – 23.8; 31.5 – 48; 52 – 91 и 183 ГГц. (Болдырев и др., 2008). При этом, если в отношении прибора, установленного на КА "Метеор-М" №2-2, можно было утверждать (на основании результатов работы (Садовский и Сазонов, 2023)), что оптические оси антенных лучей радиометрических каналов 10.6 — 23.8 и 31.5 — 48 ГГц ориентированы практически одинаково и, соответственно, корректировку геопривязки можно считать общей для них, то для образца, установленного на КА "Метеор-М" №2-3, это условие не выполняется (этот эффект будет продемонстрирован ниже). Таким образом, как реализация самой процедуры географической привязки, так и поиск корректирующих ее углов крена, тангажа и рыскания, должны выполнять отдельно для каждой группы каналов.

Положительным, с точки зрения геопривязки, следует считать функционирование обеих поляризаций частотного канала 91.65 ГГц в версии прибора, установленного на борту КА "Метеор-М" №2-3. Это позволяет выполнять корректировку географической привязки этого частотного канала на основе достаточно простой методики, аналогичной работе с более низкочастотными каналами. описанной в (Садовский и Сазонов, 2023) (в отличие от предыдущей версии прибора, где привязка высокочастотных данных была сопряжена с необходимостью накопления долгосрочной информации о положении радиометрической границы перехода "водная поверхность – суша" из-за неработающего канала горизонтальной поляризации 91.65 ГГц (Садовский и Сазонов, 2024)).

Как уже было отмечено ранее, КА "Метеор-М" №2-3 был выведен на запланированную орбиту в конце июня 2023 года. Для запуска и перехода МТВЗА-ГЯ к штатному режиму функционирования (с учетом корректировок программ предварительной обработки данных) потребовалось около месяца, и с августа 2023 года появилась возможность доступа к данным измерений этого прибора уровня L0. К сожалению, в октябре 2023 года вышла из строя линия передачи сантиметрового диапазона КА "Метеор-М" №2-3. Как следствие – трансляция всей служебной и научной информации на Землю ведется посредством линий дециметрового и метрового диапазонов. В связи с этим, данные измерений МТВЗА-ГЯ имеют ряд существенных ограничений.

Во-первых, — это значительное снижение площади покрытия измерениями в связи с тем, что обеспечивается прием лишь в пределах прямой видимости аппарата наземными станциями (при этом инструмент выполняет измерения в течении всех суток в штатном режиме). Стандартная суточная картина покрытия данными измерений МТВЗА-ГЯ представлена на рис. 1.

С учетом траектории движения КА "Метеор-М" №2-3 и геометрии сканирования прибора, зона покрытия для восходящих полувитков оказывается сдвинутой в область более южных широт. В таком виде данные измерений пригодны для анализа процессов, имеющих место на территории РФ, однако ни о каком глобальном покрытии речи не идет. Тот факт, что результаты измерений, передаваемые на Землю, практически не содержат областей перехода "водная поверхность - суша", делает невозможной периодическую оценку качества географической привязки данных МТВЗА-ГЯ (береговая линия вдоль северного побережья РФ большую часть года покрыта льдом и имеет сильную изрезанность) в соответствии с методиками, традиционно применяемыми для этих целей.



Рис. 1. Суточный композит результатов измерений МТВЗА-ГЯ за 5 марта 2024 года. Нисходящие полувитки. Частотный канал 36.7 ГГц.

Второй проблемой является необходимость снижения количества информации, передаваемой на землю через функционирующие каналы. По разъяснениям разработчиков аппаратуры это достигается путем усреднения результатов измерений, получаемых каждые четыре отсчета одного скана для частотных каналов 10.6 – 23.8 ГГц, без сжатия – для канала 91.65 ГГц, и каждые 2 отсчета – для всех остальных частот. В свою очередь, прямое выполнение географической привязки таких данных, с учетом изменения положения спутника по орбите, приводит к невозможности визуальной оценки ее качества (за счет "полосатости" формируемых изображений), а применение автоматизированных методов не может быть выполнено с точностью, менее пространственного элемента сжатия. Нетрудно посчитать, что при линейном расстоянии между соседними элементами разрешения на поверхности в 16 км, эта величина не может быть лучше 64 км для частотных каналов ниже 23.8 ГГц и 32 км для более высоких частот. Следует отметить, что технические возможности Европейского спутникового центра ФГБУ «НИЦ "Планета"» позволяют осуществлять прием данных МТВЗА-ГЯ без сжатия, поэтому информация, проходящая через него, не подвержена указанному недостатку.

Несмотря на перечисленные ограничения, сам прибор МТВЗА-ГЯ функционирует в штатном режиме, а качество конечных продуктов, построенных на основе поступающей с него информации, зависит, в том числе, и от точности реализации процедуры их географической привязки. В связи с этим, коллективом авторов (на основе массива измерений, ограниченного периодом штатного функционирования линий передачи данных КА "Метеор-М" №2-3) была проведена работа по поиску корректирующих углов крена, тангажа и рыскания для зондировщика, установленного на этом носителе, их применению в процедуре географической привязки и последующей оценки ее точности для различных групп частотных каналов.

ПОИСК КОРРЕКТИРУЮЩИХ ГЕОПРИВЯЗКУ УГЛОВ КРЕНА, ТАНГАЖА И РЫСКАНИЯ ПРИБОРА

Как уже было сказано ранее — результаты глобальных измерений МТВЗА-ГЯ, установленного на борту КА "Метеор-М" №2-3, доступны лишь для периода с 1 августа по 7 октября 2023. Эти данные были предоставлены авторам сотрудниками АО "Российские космические системы" для выполнения работ по корректировке их географической привязки в виде набора файлов формата .hdf (*англ.* Hierarchical Data Format), прошедших первичную обработку с использованием программного комплекса предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ (созданного разработчиками аппаратуры). Каждый файл содержит результаты измерений (с применением процедур фильтрации, первичной геопривязки и калибровки до значений антенных температур) на всех частотных каналах прибора, полученных в пределах одного полувитка КА.

Визуальный анализ суточных композитных изображений, построенных на основе предоставленных даля всех частотных каналов, показал, что для большинства из них характерно явное смещение радиотеплового портрета относительно географических береговых линий. При этом максимальные отклонения соответствуют частотным каналам из группы 52 – 91 ГГц, чуть лучше – для группы каналов 31.5 – 48 ГГц, а смещения для частот 10.6 – 23.8 ГГц почти не идентифицируются глазом. Отмеченные особенности свидетельствуют о необходимости корректировки географической привязки данных измерений, а также о проведении этой операции дифференцированно для каждой частотной группы.

Для решения поставленной задачи использовался подход, детально описанный в (Садовский и Сазонов, 2023). Следует напомнить, что в нем используется предположение об отсутствии отклонений орбитальной системы координат от системы координат космического аппарата, а любые смещения точек визирования на поверхности относительно реперных географических объектов объясняются последовательным поворотом приборной системы координат относительно носителя на углы: крена. тангажа и рыскания. Результаты суточных измерений на горизонтальной поляризации для каждой частоты проходят процедуру независимой геопривязки (Садовский и Сазонов, 2022) и накладываются на регулярную сетку. После этого находится разность двух суточных композитов, отдельно сформированных для восходящих и нисходящих витков. Если геопривязка выполнена корректно, то карта их разности не будет содержать пикселей, где разница антенных температур превышает ее суточные изменения (не более 30 К для поверхности суши в отсутствии зон активных осадков). В противном случае, особенно вблизи береговых линий, будут появляться области с сильно завышенными значениями разности, по характеру которых надежно идентифицируется вызывающие эти изменения углы. Автоматизация указанной процедуры позволяет последовательно подобрать такие значения корректирующих углов крена, тангажа и рыскания каждого частотного канала, которые минимизируют количество несовпадающих пикселей в геопривязанных композитах на восходящих и нисходящих полувитках.

Для всего объема имеющихся в распоряжении авторов данных, эта процедура была проведена



Рис. 2. Результаты работы алгоритма поиска корректирующих геопривязку углов при анализе данных измерений на частоте 31.5 (H) ГГц. Каждая точка соответствует значениям, полученным в рамках обработки одного суточного композита.

для частотных каналов 10.6 (H), 18.7 (H), 23.8 (H), 31.5 (H), 36.7 (H) и 91.65 (H) ГГц. С учетом частичной потери исходных данных, среднее количество полученных значений троек корректирующих углов составило порядка 50 штук на каждый канал. Пример выполнения указанной операции для частотного канала 31.5 (H) ГГц приведен на рис. 2.

Как и в случае анализа данных прибора, функционировавшего на борту КА "Метеор-М" №2-2, получаемые значения не проявляют каких-либо временных трендов, достаточно хорошо сгруппированы. Данные, полученные для областей анализа "Австралия", "Африка", "Южная Америка" и "Средиземноморье" (на рис. 2 они обозначены различными цветами; конкретные географические границы этих регионов приведены в (Садовский и Сазонов, 2023)), также практически повторяют друг друга. При этом, более слабая функциональная зависимость целевой функции от угла рыскания, как и в указанной выше работе, приводит к наибольшей дисперсии оценок этого угла. Далее следует угол крена, имеющий схожее влияние на результаты геопривязки данных. Наименьший разброс демонстрируют восстановленные углы тангажа.

Полученные за двухмесячный период значения корректирующих углов усреднялись с последующим расчетов дисперсии каждого из них. На рис. 3 приведены результаты выполненных оценок по всем частотным каналам в графическом виде. Каждая точка на рис. 3 соответствует усредненному значению оцениваемого параметра, разброс соответствует полному значению дисперсии.

Представленные результаты наглядно демонстрируют существенные отличия в ориентации оптических осей визирования разных групп частотных каналов инструмента МТВЗА-ГЯ, установленного на КА "Метеор-М" №2–3. В азимутальной плоскости (угол рыскания), наибольшие расхождения наблюдаются в угле визирования каналов 10.6–23.8 ГГц и всех остальных, и составляют порядка 1°. В вертикальной плоскости (угол тангажа) ориентация группы каналов 52–91 ГГц отличается от каналов группы 31.5–48 ГГц также на 1°, а вот от каналов группы 10.6–23.8 ГГц – уже почти на 1.5°.

Следует отметить следующие особенности полученных результатов. Во-первых, операция определения корректирующих углов по описанной методике для канала с частотой 91.65 (Н) ГГц выполнялась авторами впервые. Примененный в работе (Сазонов и Садовский, 2024) подход имел более сложную реализацию и был вызван отсутствием результатов измерений на горизонтальной поляризации этой частоты. Его использование для анализа данных описываемого прибора оказалось невозможным по причине малого объема имеющихся данных. По этой же причине авторам не удалось провести детальный анализ получаемых результатов на этой частоте и в рамках настоящей работы, в отличие от хорошо обоснованных данных, описанных в работе (Сазонов и Садовский, 2023). В связи с этим, значения корректирующих углов для данной группы частот авторы позиционируют как ориентировочные.

Несмотря на то, что результаты поиска корректирующих углов для частотных каналов 10.6, 18.7 и 23.8 ГГц оказались близкими, авторы, на основе выводов работы (Сазонов и Садовский, 2023), исключили из дальнейшего рассмотрения частоты 10.6 и 23.8 ГГц. Напомним, что для 10.6 ГГц существенное влияние на выполнение указанной операции оказывает значительный размер пятна разрешения на поверхности (его ориентация относительно береговой линии), а для 23.8 ГГц – значимая зависимость от состояния атмосферы (наличия водяного



Рис. 3. Результаты усреднения корректирующих геопривязку углов, полученных за весь анализируемый период. Пояснения даны в тексте.

пара). Поэтому совпадение углов для группы частотных каналов 10.6 — 23.8 ГГц, демонстрируемое на рис. 3, авторы считают в некотором роде случайным, вызванным характеристиками имеющейся ограниченной выборки, а итоговые корректирующие углы этой группы предлагают определять на основе результатов, полученных лишь для канала 18.7 ГГц. Итоговые значения корректирующих углов, полученные с учетом оговоренных особенностей и в результате усреднения результатов внутри каждого частотного диапазона по всем тестовым регионам, представлены в таблице 1. Следует отметить, что приведенные значения получены для ориентации систем координат, описанной в (Сазонов и Са-

Частоты	Рыскание	Крен	Тангаж
10.6-23.8 ГГц	(+2.60 ± 0.19)°	$(-0.25 \pm 0.13)^{\circ}$	$(+0.82 \pm 0.07)^{\circ}$
31.5-48.0 ГГц	(+1.59 ± 0.16)°	$(-0.15 \pm 0.12)^{\circ}$	$(+0.43 \pm 0.07)^{\circ}$
52—91.65 ГГц	(+1.80 ± 0.42)°	(+0.34 ± 0.33)°	$(-0.52 \pm 0.14)^{\circ}$

Таблица 1. Рекомендуемые значения корректирующих углов для реализации геопривязки данных МТВЗА-ГЯ, установленного на КА "Метеор-М" № 2-3

довский, 2023). Их использование в программном комплексе предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ, как и прежде, требует дополнительного согласования с разработчиками аппаратуры (с учетом разных ориентаций осей в используемых системах координат и положительных направлений изменения корректирующих углов).

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ГЕОПРИВЯЗКИ С УЧЕТОМ КОРРЕКТИРУЮЩИХ УГЛОВ

Оценка результатов использования найденных корректирующих углов в процедуре географической привязки данных МТВЗА-ГЯ также выполнялись по технологии, подробно описанной в (Садовский и Сазонов, 2023). Для произвольно выбранного временного интервала (суточного) выполнялась процедура геопривязки и наложения на регулярную сетку с шагом 0.25°. Далее, в пределах тестовых регионов, по радиометрическим изображениям находилось положение предполагаемой береговой линии в приближении, что она располагается в точке максимального значения производной яркости, как функции координат. В пределах суточного композита выделялось 6 тестовых зон с протяженными участками гладких береговых линий, ориентированных вдоль и поперек траектории смещения подспутниковой точки. Далее, для каждого тестового участка выполнялась оценка среднего расстояния между истинной географической береговой линией и восстановленной по радиотепловому портрету. Эта операция повторялась независимо для трех частотных каналов – 18.7, 31.5 и 91.65 ГГц (случай горизонтальной поляризации) и отдельно для восходящих и нисходящих полувитков. Таким образом, за трое суток, для каждого из указанных каналов было получено в обшей сложности порядка 36 оценок. Эти значения подвергались критическому анализу путем просмотра соответствующих радиометрических изображений. Необходимость подобной операции продиктована тем фактом, что при автоматизации расчетов возникают ситуации, когда тестовая область покрыта измерениями лишь частично, что приводит к срыву работы алгоритма оценки расстояний с их последующим завышением. Помимо этого, в автоматическом режиме невозможно забраковать отдельные результаты, соответствующие смещению радиотеплового изображения по причинам, не имеющим отношения к качеству процедуры геопривязки. Сюда можно отнести маневры КА или временное изменение параметров сканирования аппаратуры, приводящие к существенным, но еще не критичным, изменениям распределения яркостных температур. В частности, такие проявления были обнаружены в данных МТВЗА-ГЯ за 4–5 сентября 2023 года. Соответствующие подтверждения (изображения) у авторов имеются, однако не приводятся в тексте с целью экономии места.

Косвенным признаком правильности выполняемых оценок (как и самой геопривязки) служит их сравнение для восходящих и нисходящих полувитков. Так, например, усредненные значения расхождения береговых линий, расположенных поперек траектории движения спутника, при наличии ошибки в угле тангажа должны иметь величины, схожие по модулю, но иметь разный знак. Аналогичное утверждение сохраняется при наличии ошибки в угле рыскания, когда береговая линия расположена вдоль траектории перемещения спутника. При достижении потенциального предела качества геопривязки модуль среднего значения должен быть меньше соответствующих значений дисперсии. Для предложенных в Таблице 1 значений углов крена, тангажа и рыскания указанные условия были выполнены.

Результаты усреднения оценок качества геопривязки для различных групп частотных каналов приведены на рис. 4. Номера вариантов соответствуют следующим случаям: 1 — географическая привязка данных выполняется без корректировки, только с учетом траектории движения КА "Метеор-М" №2-3 и схемы сканирования МТВЗА-ГЯ; 2 — анализируется результаты первичной геопривязки, выполненной программным комплексом предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ (содержаться в файлах, предоставленных сотрудниками АО "Российские космические системы"); 3 — географическая привязка данных с учетом рекомендуемых углов (Таблица 1).

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы:

1. Конструктивное исполнение прибора МТВЗА-ГЯ, установленного на борту КА "Метеор-М" №2-3, имеет различную ориентацию оптических осей групп частотных каналов 10.6 – 23.8,



Рис. 4. Результаты сравнения качества географической привязки данных МТВЗА-ГЯ, выполненной для различных вариантов ее реализации. Пояснения даны в тексте.

31.5—48.0 и 52—91.65 ГГц. В совокупности с особенностями размещения этого инструмента на носителе, без внесения корректирующих геопривязку углов, наилучшую точность позиционирования на поверхности имеют результаты измерений в каналах из частотного диапазона 31.5 — 48.0 ГГц (порядка 23 км). Для измерений на частотах 52— 91.65 ГГц этот показатель составляет порядка 35 км. Максимальные отклонения реального луча визирования от ожидаемого соответствуют частотам из диапазона 10.6—23.8 ГГц (смещение по поверхности около 40 км).

2. Корректировка географической привязки, заложенная в программном комплексе предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ, скорее всего, была выполнена сотрудниками АО "Российские космические системы" на основе анализа радиометрических изображений, полученных на частотах 10.6–23.8 ГГц. Это привело к повышению точности геопривязки до уровня 15 км для этой группы каналов. При этом, однако, в худшую сторону изменилась ситуация для частот из диапазона 31.5–48.0 ГГц (25 км) и существенно упала точность позиционирования направления визирования на частотах 52–91.65 ГГц (до 65 км).

3. При выполнении дифференцированного подхода к геопривязке разных групп частотных каналов с использованием найденных значений корректирующих углов крена, тангажа и рыскания, авторам удалось достичь следующих показателей точности: для группы каналов 10.6–23.8 ГГц – (4.59 ± 8.22) км; для группы каналов 31.5–48.0 ГГц – (5.51 ± 8.83) км; для группы каналов 52–91.65 ГГц – (8.03 ± 11.69) км. При этом обеспеченная точность геопривязки низкочастотных каналов МТВЗА-ГЯ, несмотря на ограниченность выборки данных, доступных для анализа, практически повторяет результаты работы (Садовский и Сазонов, 2023), а включение в анализ результатов измерений на горизонтальной поляризации частоты 91.65 ГГц позволило улучшить показатели работы (Сазонов и Садовский. 2024).

В качестве примера эффективности использования рекомендованных корректирующих углов, на рис. 5 приведены отдельные участки суточных композитов (район Средиземного моря), сформированных по данным измерений МТВЗА-ГЯ на частоте 31.5 (Н) ГГц, при выполнении геопривязки без их учета, и с ним.



Рис. 5. Результаты географической привязки измерений МТВЗА-ГЯ за 1 сентября 2023 года. Сверху — без учета корректирующих углов. Снизу — после введения в операцию углов из таблицы 1. Частота 31.5 ГГц, случай горизонтальной поляризации

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Введенный в эксплуатацию на борту КА "Метеор-М" №2–3 прибор МТВЗА-ГЯ является в настоящее время одним из двух российских сканирующих радиометров гидрометеорологического назначения. Несмотря на имеющиеся технические ограничения носителя, данный инструмент позволяет проводить оперативные наблюдения за состоянием подстилающей поверхности и атмосфера для территории РФ. Анализ поступающей с МТВЗА-ГЯ информации свидетельствует о необходимости корректировки географической привязки проводимых измерений. Выполнение данной операции необходимо и с учетом потенциальной возможности объединения получаемой информации с измерениями введенного в эксплуатацию другого образца МТВЗА-ГЯ – на борту КА "Метеор-М" №2–4.

Проведенные исследования показали, что в отличие от предыдущих версий прибора, установленный на борту КА "Метеор-М" №2–3 инструмент имеет существенные расхождения в ориентации оптических осей отдельных групп частотных каналов. Соответственно, обеспечение приемлемого уровня географической привязки данных измерений на всех частотах требует дифференцированного подхода к реализации данной операции. В частности, геопривязка должна выполняться независимо для групп частотных каналов 10.6 - 23.8, 31.5 - 48.0 и 52 - 91.65 ГГц.

Имеющийся у авторов настоящей публикации опыт работы с данными измерений приборов серии МТВЗА-ГЯ, позволил выполнить поиск корректирующих географическую привязку углов крена, тангажа и рыскания для указанных частотных каналов. Для этого был использован подход, основанный на минимизации расхождений результатов измерений, выполненных прибором на нисходящих и восходящих полувитках (Садовский и Сазонов, 2023). Наличие работающего канала 91.65 (Н) ГГц у рассматриваемого экземпляра МТВЗА-ГЯ позволило использовать этот же алгоритм для уточнения геопривязки на данной частоте, взамен предложенного авторами ранее (Садовский и Сазонов, 2024).

Решение поставленной задачи потребовало от авторов внесения поправок и в саму процедуру географической привязки данных измерений МТВЗА-ГЯ (Садовский и Сазонов, 2022) для учета смены направления сканирования прибора и изменения расположения рабочих секторов сканирования.

Несмотря на малый объем выборки имеющихся данных измерений, использованных при определении корректирующих углов, выполненные оценки точности геопривязки после их введения в процедуру, позволяют говорить об успешном решении поставленной задачи. Так, ошибки позиционирования элемента наблюдения на поверхности для частот из группы каналов 10.6 – 23.8 ГГц составляют порядка 4.6 км, для частот 31.5 – 48.0 ГГц – 5.6 км, а для высокочастотных каналов 52 – 91.65 ГГц достигнуто значение 8 км. Указанные средние точности географической привязки повторяют результаты аналогичной работы авторов с прибором МТВЗА-ГЯ, функционировавшем на борту КА "Метеор-М" №2–2.

В дальнейшие планы авторов по данному направлению входят следующие задачи: согласование полученных значений корректирующих геопривязку углов с разработчиками аппаратуры и их интеграция в программный комплекс предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ; выполнение процедур географической привязки данных МТВЗА-ГЯ, начавшем свою работу на КА "Метеор-М" №2-4; проведение работ по совмещению измерений, поступающих с двух, действующих в настоящий момент на орбите, образцов прибора, с последующим анализом возможности уточнения достигнутых показателей точности геопривязки каждого из них.

На основе продемонстрированных отличий в ориентации оптических осей прибора для разных групп частотных каналов, авторы в очередной раз акцентируют внимание на необходимости отказа от аппаратного совмещения лучей визирования в последующих версиях приборов серии МТВЗА. Это позволит не только выполнять независимую геопривязку каждого частотного канала на основе оригинальных измерений, не подверженных процедурам сглаживания, интерполяции, временного совмещения и т.п., но и аккуратно учитывать возникающие кроссполяризационные эффекты, что особенно важно в свете планируемых запусков приборов МТВЗА-МП.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.М. Стрельцову (АО "Российские космические системы") за своевременное и оперативное предоставление предобработанных данных измерений МТВЗА-ГЯ, использованных в работе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы "Мониторинг" (госрегистрация № 122042500031-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсуков И.А., Болдырев В.В., Гаврилов М.И., Евсеев Г.Е., Егоров А.Н., Ильгасов П.А., Панцов В.Ю., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковая СВЧ-радиометрия для решения задач дистанционного зондирования Земли// Ракетно-косм. приборостроение и информац. системы. 2021. Т. 8. Вып. 1. С. 11–23. Ермаков Д.М., Кузьмин А.В., Мазуров А.А., Пашинов Е.В., Садовский И.Н., Сазонов Д.С., Стерлядкин В.В., Чернушич А.П., Черный И.В., Стрельцов А.М., Шарков Е.А., Екимов Н.С. Концепция потоковой обработки данных российских спутниковых СВЧ-радиометров серии МТВЗА на базе ЦКП "ИКИ-Мониторинг"// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 298–303. https:// doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303. Заболотских Е. В., Балашова Е. А., Азаров С. М. Восстановление сплочённости морского льда по данным измерений МТВЗА-ГЯ//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 1. С. 27–38. https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-27-38.

Пашинов Е.В. Восстановление интегрального паросодержания атмосферы по данным прибора МТВЗА-ГЯ ("Метеор-М" № 2) над поверхностью океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 4. С. 225–235. https://doi.org/ 10.21046/2070-7401-2018-15-4-225-235.

Садовский И.Н., Сазонов Д.С. Географическая привязка данных дистанционных радиометрических измерений МТВЗА-ГЯ// Исслед. Земли из космоса. 2022.Т. 202. № 6. С. 101–112. https://doi.org/10.31857/S0205961422060100.

Садовский И.Н., Сазонов Д.С. Корректировка географической привязки данных МТВЗА-ГЯ // Исслед. Земли из космоса. 2023. № 6. С. 73–85. https://doi.org/ 10.31857/ S0205961423060076. Сазонов Д.С. Алгоритм восстановления температуры поверхности океана, скорости приводного ветра и интегрального паросодержания по данным МТВЗА-ГЯ//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 1. С. 50–64. https://doi. org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-50-64.

Сазонов Д.С. Исследование возможности восстановления интенсивности осадков по измерениям МТВЗА-ГЯ// Исслед. Земли из космоса. 2023. № 5. С. 23–35. https://doi.org/ 10.31857/S020596142305007X.

Сазонов Д.С., Садовский И.Н. Корректировка географической привязки частотных каналов 52 – 91 ГГц спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // Исслед. Земли из космоса. 2024 (в печати).

Филей, А.А., Андреев А.И., Успенский А.Б. Использование искусственных нейронных сетей для восстановления температурно-влажностного состояния атмосферы по данным спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ КА Метеор-М № 2–2 // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 6. С. 83–95. https://doi.org/10.31857/S0205961421060087.

Correction of Geographical Reference of the Microwave Scanner/Sounder MTVZA-GYa Operating on the Meteor-M Satellite No. 2–3

I. N. Sadovsky¹, D. S. Sazonov¹

¹Space Research Institute, Moscow, Russia

This work is focused on georeferencing of the measurements data of the Russian MTVZA-GYa scanner/sounder. installed on board the "Meteor-M" No. 2-3 spacecraft. This instrument was put into operation in August 2023 and continues to operate normally at present. The failure of the spacecraft's centimeter communication line in October 2023 significantly reduced the coverage area of MTVZA-GYa measurements. Currently, it is limited to direct visibility of the satellite by ground-based receiving stations. The absence of all-season clear boundaries of the "sea/land surface" transition in the observation area makes it impossible to assess the quality and correct the georeference of MTVZA-GYa measurements. In this regard, within the framework of the presented paper, measurement data with global coverage over the globe, carried out by this instrument in August-September 2023, were analyzed. Based on positive experience with previous versions of MTVZA's instruments, the authors used similar methods for assessing the georeferencing quality and searching for angles that correct it. At the same time, the existing design differences of the sample device under consideration (changed scanning directions, changed observation sectors) required some changes to be made to the algorithm for implementing georeferencing. Research has shown that the optical axes of this instrument, corresponding to individual groups of frequency channels, have different orientations. In this regard, the search for georeferencing-correcting angles was performed for each group separately. During performing a differentiated approach to georeferencing different groups of frequency channels using the found values of corrective roll, pitch and yaw angles, the authors managed to achieve the following accuracy indicators: for a group of channels 10.6-23.8 GHz - (4.59 ± 8.22) km; for a group of channels $31.5-48.0 \text{ GHz} - (5.51 \pm 8.83) \text{ km}$; for a group of channels $52 - 91.65 \text{ GHz} - (8.03 \pm 11.69) \text{ km}$.

Keywords: remote sensing, microwave radiometry, microwave scanner/sounder MTVZA-GYa, satellite, radiometer, remote sensing data georeferencing

REFERENCES

Barsukov I.A., Boldyrev V.V., Gavrilov M.I., Evseev G.E., Egorov A.N., Il'gasov P.A., Panczov V.Yu., Strel'nikov N.I., Strel'czov A.M., Chernyj I.V., Chernyavskij G.M., Yakovlev V.V. Sputnikovaya SVCh-radiometriya dlya resheniya zadach distancionnogo zondirovaniya Zemli [Satellite microwave radiometry for Earth remote sensing] // Raketno-kosm. priborostroenie i informacz. sistemy. 2021. V. 8. № 1. P. 11–23. (In Russian). https://doi.org/10.30894/issn2409-0239.2021.8.1.11.23. Ermakov D.M., Kuz'min A.V., Mazurov A.A., Pashinov E.V., Sadovsky I.N., Sazonov D.S., Sterlyadkin V.V., Chernushich A.P., Chernyj I.V., Strel'czov A.M., Sharkov E.A., Ekimov N.S. Koncepciya potokovoj obrabotki dannyh rossijskix sputnikovyh SVCh-radiometrov serii MTVZA na baze CzKP "IKI-Monitoring" [The concept of streaming data processing of Russian satellite microwave radiometers of the MTVZA series based on IKI-Monitoring Center for Collective Use]// Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2021. V. 18. № 4. P. 298–303. (In Russian). https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303.

Zabolotskikh E. V., Balashova E. A., Azarov S. M. Vosstanovlenie splochennosti morskogo l'da po dannym izmerenii MTVZA-GYA [Sea ice concentration retrieval from MTVZA GYa measurements]//Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2022. V. 19. № 1. P. 27–38. (In Russian). https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-27-38.

Pashinov E.V. Vosstanovlenie integral'nogo parosoderzhaniya atmosfery po dannym pribora MTVZA-GYa ("Meteor-M" № 2) nad poverkhnost'yu okeana [Retrieval of integrated water vapor content of the atmosphere over the ocean using MTVZA-GYa (Meteor-M No. 2) data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2018. V. 15. № 4. P. 225–235. (In Russian). https://doi.org/ 10.21046/2070-7401-2018-15-4-225-235.

Sadovsky I.N., Sazonov D.S. Geograficheskaya privyazka dannykh distantsionnykh radiometricheskikh izmerenii MTVZA-GYa [Geographic Reference of MTVZA-GYa Radiometric Remote-Sensing Data] // Issled. Zemli iz kosmosa. 2022. V. 202. № 6. P. 101–112. (In Russian). https://doi. org/10.31857/S0205961422060100.

Sadovsky I.N., Sazonov D.S. Korrektirovka geograficheskoi privyazki dannykh MTVZA-GYa [Correction Procedure for MTVZA-GYa Georeference] // Issled. Zemli iz kosmosa. 2023. № 6. P. 73–85. (In Russian). https://doi.org/ 10.31857/ S0205961423060076. Sazonov D.S. Algoritm vosstanovleniya temperatury poverkhnosti okeana, skorosti privodnogo vetra i integral'nogo parosoderzhaniya po dannym MTVZA-GYa [Algorithm for reconstructing ocean surface temperature, near-surface wind speed and integral vapor content from MTVZA-GYa data]// Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2022. V. 19. № 1. P. 50–64. (In Russian). https:// doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-50-64.

Sazonov D.S. Issledovanie vozmozhnosti vosstanovleniya intensivnosti osadkov po izmereniyam MTVZA-GYa [Study of the possibility of reconstructing precipitation intensity from MTVZA-GY measurements]// Issled. Zemli iz kosmosa. 2023. № 5. P. 23–35. (In Russian). https://doi.org/ 10.31857/ S020596142305007X.

Sazonov D.S., Sadovskii I.N. Korrektirovka geograficheskoi privyazki chastotnykh kanalov 52 – 91 GGts sputnikovogo mikrovolnovogo radiometra MTVZA-GYA [Geographical reference adjustment of MTVZA-GYa satellite microwave radiometer frequency channels 52–91 GHz]// Issled. Zemli iz kosmosa. 2024. (in print). (In Russian).

Filei A.A., Andreev A.I., Uspenskii A.B. Ispol'zovanie iskusstvennykh neironnykh setei dlya vosstanovleniya temperaturno-vlazhnostnogo sostoyaniya atmosfery po dannym sputnikovogo mikrovolnovogo radiometra MTVZA-GYa KA Meteor-M No 2–2 [Using of a neural network algorithm for retrieval temperature and humidity sounding of the atmosphere from satellite-based microwave radiometer MTVZA-GYa measurements on-board Meteor-M No. 2–2]// Issled. Zemli iz kosmosa. 2021. No 6. P. 83–95. (In Russian). https://doi. org/10.31857/S0205961421060087.

_____ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ _____ Космической информации

КОРРЕКТИРОВКА АЛГОРИТМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОСАДКОВ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ МТВЗА-ГЯ №2-2

© 2024 г. Д. С. Сазонов^{1, *}

¹Институт космических исследований РАН, Москва, Россия *E-mail: sazonov_33m7@mail.ru Поступила в редакцию 19.04.2024 г.

В настоящей работе представлен скорректированный алгоритм восстановления интенсивности осадков над поверхностью океана по данным МТВЗА-ГЯ №2-2. На основе проведенных исследований по геопривязке данных и сведении лучей антенной системы МТВЗА-ГЯ были пересчитаны весовые коэффициенты аппроксимирующих функций для индекса рассеяния и интенсивности осадков. Проведенный качественный анализ данных за 2020 год показал, что интенсивность осадков восстанавливается адекватно и сходится с измерениями других спутниковых приборов. Количественный анализ показал, что осадки по данным МТВЗА-ГЯ можно восстанавливать во всем диапазоне, однако, только в диапазоне до 25 мм/ч, можно получать достоверные данные с точностью ~50%. В диапазоне осадков более 25 мм/ч данных для сравнения мало и статистика недостоверна. Исходя из результатов качественного и статистического сравнения, представленных в работе, можно заключить, что точность восстановления интенсивности осадков по данным прибора МТВЗА-ГЯ сравнима с точностями для приборов AMSR-2 и SSMIS.

Ключевые слова: интенсивность осадков, МТВЗА-ГЯ, дистанционное зондирование, радиояркостная температура, микроволновое излучение, моделирование, регрессионное соотношение

DOI: 10.31857/S0205961424060075, EDN: RQQQWN

введение

В настоящее время, большое внимание научного сообщества направленно на исследование климатических процессов и явлений, в особенности связанных с глобальным потеплением. Большой вклад в климатические изменения вносят процессы, происходящие в атмосфере планеты. Одним из них являются осадки в виде дождя и снега. Они имеют огромное значение для метеорологии и климатологии, так как влияют на радиационный баланс Земли, распределение тепла и влаги, а также на формирование погодных явлений. Осадки – одна из главных составляющих глобальной циркуляции воды и энергии, помогающая регулировать климат.

Измерение количества и интенсивности осадков в глобальном масштабе достаточно сложная задача, связанная, в первую очередь, с неравномерностью их выпадения. И, во-вторых, с нехваткой приборов, способных детектировать и измерять осадки (особенно в открытом океане). Решением указанных проблем является использование приборов космического базирования, которые позволяют охватывать наблюдениями большие участки поверхности и атмосферы с максимальной детализацией. Основными видами приборов для измерения осадков являются радары и микроволновые радиометры. Далее в работе речь идет только о радиометрических приборах спутникового базирования.

Самыми известными радиометрическими приборам, используемыми для оценки интенсивности осадков являются: ATMS (Advanced Technology Microwave Sounder), MWRI-1 (Micro-Wave Radiation Imager 1), SSMIS (Special Sensor Microwave - Imager/ Sounder), AMSR-2 (Advanced Microwave Scanning Radiomete). Так же существуе система GMI-Core (Global Precipitation Measurement Microwave Imager), в которой собираются все доступные радиометрическиенаблюдения(Kummerowet.al., 2015; Zabolotskikh, Chapron, 2015; Zhang et.al., 2018; Surussavadee, Staelin, 2010). Среди отечественных, есть серия приборов МТВЗА (Модуль Температурного и Влажностного Зондирования Атмосферы), которые запускались на КА "Метеор-М" № 1 (17 сентября 2009 г.), № 2 (8 июля 2014 г.), № 2-2 (5 июля 2019г), № 2-3 (27 июня 2023 г.) и № 2-4 (29 февраля 2024 г.) (Болдырев и др., 2008; Чернявский и др., 2018).

В работе (Сазонов, 2023) проведено исследование возможности восстановления интенсивности осадков по измерениям МТВЗА-ГЯ № 2-2. Анализ был проведен на данных, полученных за 2020 г. Был представлен алгоритм восстановления из рассея интенсивности осадков, разработанный по аналогу модели ALG'85 (Ferraro, 1997), в которой для оценки интенсивности осадков используется индекс рассеяния на высокочастотном радиометрическом канале порядка 90ГГц. В работе проведено моделирования индекса рассеяния на основе данных MTB3A-ГЯ и его сравнение с данными реанализа GPM IMERG (Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurements) (Huffman et.al., 2019). Для восстановления интенсивности осадков предложено использовать полином четвертой степени. Полученные количественные оценки показывают, что разброс СКО (Сазо

тенсивности осадков предложено использовать полином четвертой степени. Полученные количественные оценки показывают, что разброс СКО достигает 50%, а коэффициент корреляции не превышает 0,75. Качественное сравнение указывает на существенную разницу между восстановленными осадками и данными GPM IMERG, а именно, на наличие смещения области осадков. В результате анализа был сделан вывод, что одной из причин может быть некорректное сведение лучей диаграмм направленности для различных частотных каналов прибора MTB3A-ГЯ.

В работе (Сазонов, Садовский, 2024) был выполнен анализ качества геопривязки группы каналов 52 – 91 ГГц прибора МТВЗА-ГЯ №2-2. Показано, что геопривязка группы высокачастотных каналов, выполненная программой предварительной обработки данных имеет ошибку более 40 км. Именно эта ошибка и приводит к смещению областей индекса рассеяния (осадков), указанных в работе (Сазонов, 2023). Предложенный в работе алгоритм корректировки геопривязки группы каналов 52 – 91 ГГц позволил уменьшить ее ошибку до 7,62 км.

Описанные выше результаты по корректировке геопривязки свидетельствуют о том, что алгоритм восстановления интенсивности осадков, представленный в работе (Сазонов, 2023) должны быть пересмотрен. Таким образом, целью настоящей работы является корректировка алгоритма восстановления интенсивности осадков над поверхностью океана по данным прибора МТВЗА-ГЯ №2-2. А также сравнение восстановленных осадков с данными других радиометрических приборов, в частности SSMIS и AMSR-2.

РАСЧЕТ ИНДЕКСА РАССЕЯНИЯ ПОСЛЕ КОРРЕКТИРОВКИ ГЕОПРИВЯЗКИ

Индекс Рассеяния (англ. Scattering Index) SI характеризует наличие веществ в атмосфере и на поверхности, которые рассеивают восходящее радиотепловое излучение. Применительно к радиометрическим каналам прибора МТВЗА-ГЯ индекс рассеяния для частоты 91,65ГГц вертикальной поляризации (V), может быть записан как

$$SI = F - T_{91,65}^V, (1)$$

где F — это функция, выраженная в виде суммы с весовыми коэффициентами радиояркостных температур на частотах отличных от 91,65ГГц, и характеризующая каким могло бы быть излучение на частоте 91,65ГГц в отсутствии рассеяния. $T_{91,65}^V$ — радиояркостная температура на частоте 91,65 ГГц вертикальная поляризация. Подробный алгоритм расчета функции *F* и оценка статистических показателей регрессии, приведены в работе (Сазонов, 2023).

Коэффициенты регрессии для функции *F* (2) были пересчитаны с учетом новой геопривязки для частоты 91,65ГГц. Набор слагаемых регрессии остались такими же, как и в работе (Сазонов, 2023). Изменения коснулись только значений самих коэффициентов регрессии (таблица 1).

$$F = a_0 + a_1 \cdot T_{10,6}^V + a_2 \cdot \left(T_{10,6}^V\right)^2 + a_3 \cdot T_{23,8}^V + a_4 \cdot \left(T_{23,8}^V\right)^2 + a_5 \cdot T_{31,5}^V + a_6 \cdot \left(T_{31,5}^V\right)^2 + (2) + a_7 \cdot T_{23,8}^H + a_8 \cdot \left(T_{23,8}^H\right)^2,$$

где коэффициенты $a_0 - a_8$ приведены в таблице 1.

На рис. 1 (a, δ) приведены две карты с расчетом индекса рассеяния SI для одной и той же области восходящего полувитка, (а) – для случая без корректировки, (б) – после корректировки геопривязки канала 91,65ГГц. На левом рисунке отчетливо видна область, в которой индекс рассеяния принимает отрицательные значения и находится над зоной с осадками. Аналогичная картина наблюдается и на нисходящих витках (здесь не показаны), только с той разницей, что область отрицательного рассеяния находится под зоной с осадками. Это систематически проявляется на всех доступных данных. В работе (Сазонов, 2023) было выдвинуто предположение, что лучи диаграмм направленности для различных частотных каналов прибора МТВЗА-ГЯ сведены некорректно, что и является причиной появление областей с отрицательным индексом рассеяния.

В результате расчетов по формуле (1) были полученные карты с индексом рассеяния после выполнении корректировки геопривязки (рис. 1, б). Как можно отметить области с отрицательным рассеянием уменьшились. Оставшиеся небольшие отрицательные значения укладываются в величину разброса, указанную в работе (Сазонов, 2023).

Коэффициент	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
Значение	425.264	-17.12	0.038	-4.776	0.016
Коэффициент	a ₅	a_6	a ₇	a_8	
Значение	17.42	-0.038	0.164	-0.0026	
Значение	17.42	-0.038	0.164	-0.0026	

Таблица 1. Коэффициенты аі регрессии (2)



Рис. 1. Индекс рассеяния SI (К) для восходящих витков. Данные за 06.06.2020 г. (*a*) До корректировки высокочастотных каналов, (*б*) после корректировки.

УТОЧНЕНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ОТ ИНДЕКСА РАССЕЯНИЯ

Анализ и построение зависимости интенсивности осадков I от индекса рассеяния SI проводится по алгоритму, представленному в работе (Сазонов, 2023). Алгоритм состоит из нескольких этапов. (1) Исходные данные собираются в композитное изображение за одни сутки для восходящих и нисходящих полувитков. (2) Полученные композитные карты совмещаются с картами осадков из реанализа GPM IMERG по времени. (3) Области с осадками выделяются из композитных карт. (4) Среди всех областей с осадками, для анализа выбираются только те, в которых временное расхождение между реанализом и измерениями MTB3A-ГЯ не превышают ±1 минуту.

В работе (Сазонов, 2023) для получения зависимости интенсивности осадков от индекса рассеяния SI по выбранной области все значения, как осадков, так и рассеяния были построены в ряд и отсортированы по убыванию. Эта операция проводилась из-за неточностей геопривязки и необходимости дополнительного сведения областей с рассеянием и осадками. После пересчета и уточнения геопривязки эта операция более не нужна. Теперь зависимость SI(I) строится напрямую по значениям с одинаковыми координатами точки наблюдения.

На рис. 2 приведена связь интенсивности осадков, полученных по данным реанализа GPM IMERG, с индексом рассеяния SI по данным MTB3A-ГЯ. В статистику вошли все области для нисходящих и восходящих полувитков с временным совмещением ±1 минута. Полученные графики соответствуют результатам, представленным в работе (Сазонов, 2023), и, следовательно, корректировка геопривязки выполнена правильно и данные пригодны для дальнейшего анализа.

Графики для восходящих и нисходящих витков (рис. 2) в диапазоне осадков до 20 мм/ч практически идентичны. В диапазоне осадков более 20 мм/ч (и для SI > 50) данных очень мало и поэтому статистика не достоверна. Таким образом, для построения функциональной связи SI с интенсивностью осадков данные с обоих типов витков объединены.

Предложенный в работе (Сазонов, 2023) полином 4-ой степени (3) был пересчитан в соответствии с новой статистикой. Аппроксимация построена в предположении, что погрешности реанализа и ошибки моделирования SI отсутствуют. На рис. 3 *а* приведены средние значения интенсивности осадков от SI, диапазон накопления Δ SI = 2, и СКО, которое обуславливает 68% всех точек. На рис. 3 *б* приведен график зависимости СКО восстановления интенсивности осадков от реанализа для прибора MTB3A-ГЯ. Так же выполнен расчет СКО для приборов AMSR-2 и SSMIS. Сравнение СКО этих приборов представлено в следующем разделе.

$$I = a + b \cdot SI + c \cdot SI^2 + d \cdot SI^3 + e \cdot SI^4, \quad (3)$$

где значения коэффициентов полинома приведены в таблице 2.



Рис. 2. Связь интенсивности осадков, полученных по данным реанализа GPM IMERG, с индексом рассеяния SI по данным MTB3A-ГЯ для восходящих и нисходящих витков. Статистика по всем областям, накопленным за 2020 год в диапазоне временного совмещения ± 1 минута. Шкала указывает количество измерении, попавших в диапазон Δ SI = 0,5 K и Δ I = 0,5 K м/ч.



Рис. 3. (*a*) Зависимость интенсивности осадков от индекса рассеяния SI и ее аппроксимация функцией (3). (*б*) Среднеквадратичное отклонение восстановленной интенсивности осадков от реанализа.

Коэффициент полинома	Значение коэффициента	Значение коэффициента для 95% доверительного интервала
a	0.1173	(0.0911, 0.1435)
b	0.0621	(0.05487, 0.06933)
с	0.01321	(0.01271, 0.01371)
d	-0.0002508	(-0.0002622, -0.0002394)
e	1.879e-06	(1.801e-06, 1.957e-06)

Таблица 2. Коэффициенты полинома (3)

РЕЗУЛЬТАТ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ МТВЗА-ГЯ

На рис. 4 приведена глобальная карта восстановленных по представленному ранее алгоритму интенсивность осадков. Качественное сравнение полученной карты с реанализом показало, что все зоны с осалками совпалают. Минимальный уровень восстановления осадков составил 0.4 мм/ч. Это связано с наличием шумов на радиометрическом канале (23,8 ГГц, вертикальная поляризация), что приводит к ложному детектированию осадков с малой интенсивностью. Поэтому был установлен пороговый уровень в 0.4 мм/ч, чтобы максимально отфильтровать ложные значения осадков. В сравнение, для приборов SSMI как указано в статье (Ferraro, 1997), осадки не восстанавливаются при SI < 10. В представленной модели при SI = 10 интенсивность осадков составляет ~1 мм/ч.

Представленная на рис. 4 карта осадков аналогична результатам, получаемым с приборов AMSR-2 и SSMIS. На рисунке 5 представлены карты осадков для одной и той же области для приборов AMSR-2, MTB3A-ГЯ (№2-2) и SSMIS (f18). Указанные два прибора наиболее близки по времени к измерениям MTB3A-ГЯ. Локальное время пересечения экватора для приборов составляет (среднее, по состоянию на 2020 год): AMSR-2 – 13 часов 33 мин., MTB3A-ГЯ – 15 часов 00 мин., SSMIS F18 17 часов 00 мин. Получается, что первым измеряет AMSR-2, за ним через 1,5 часа измеряет MTB3A-ГЯ и еще через 2 часа измеряет SSMIS. В нижнем ряду рис. 5 приведены данные из реанализа совмещенные по времени для каждого из приборов.

В представленной области интенсивность осадков для МТВЗА-ГЯ совпадает с данными из реанализа. Отчетливо восстановлена область с осадками более 25 мм/ч, несколько хуже восстановлена область с малой интенсивностью (<1-2 мм/ч), что может быть связано с описанной ранее фильтрацией ложных срабатываний. Также восстановленная область осадков качественно сходится и с измерениями AMSR-2 и SSMIS, несмотря на большую разницу по времени. Стоит отметить, что восстановленные осадки по AMSR-2 и SSMIS лучше сходятся с реанализом, потому что их данные этим реанализом усваиваются. в отличие от данных МТВЗА-ГЯ. Так же для совмещения данных по времени используется интерполяция между соседними по времени глобальными картами осадков из реанализа, в котором данные представлены с интервалом в 1 час. Для осадков такая разница по времени критична, и интерполированная карта на определенное время, отстоящее от времени измерений, не может отображать истинной картины происходящего, таким образом, сравнение с реанализом стоит считать условным.

Количественное сравнение между спутниковыми приборами напрямую провести невозможно ввиду того, что выпадение осадков очень динамичный и быстро меняющийся процесс. Можно провести только статистическое сравнение отклонений при восстановлении осадков. На рис. 36 приведен



Рис. 4. Восстановленная интенсивность осадков по данным МТВЗА-ГЯ №2-2. Данные за 21 июля 2020 г.

КОРРЕКТИРОВКА АЛГОРИТМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОСАДКОВ



Рис. 5. Сравнение интенсивности осадков, восстановленных по данным МТВЗА-ГЯ, с осадками по AMSR-2 и SSMIS. Данные за 21 июля 2020 г.

график зависимости СКО восстановлении интенсивности осадков от реанализа для прибора MTB3A-ГЯ. Так же выполнен расчет СКО для приборов AMSR-2 и SSMIS (анализ за весь 2020 год). СКО для AMSR-2 и SSMIS практически совпадают, что ожидаемо, за счет усвоения реанализом данных этих приборов. СКО для MTB3A-ГЯ меньше, это объясняется тем, что для вычисления коэффициентов функции (3) используется часть реанализа.

Для оценки точности восстановления интенсивности осадков стоит использовать погодные радары. К сожалению, в открытом океане таких радаров крайне мало, а использование данных с радаров на побережье проблематично из-за большого пространственного разрешения прибора МТВЗА-ГЯ. Вблизи береговой линии восстановление геопараметров не проводится. Однако, исходя из представленных результатов качественного (рис. 5) и статистического сравнения (рис. 36), можно заключить, что точность восстановления интенсивности осадков по данным прибора МТВЗА-ГЯ если не лучше, то, как минимум сравнима с точностями приборов AMSR-2 и SSMIS.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленное исследование показало огромный потенциал серии приборов МТВЗА-ГЯ для восстановления интенсивности осадков над поверхностью воды. В настоящей работе была выполнена корректировка алгоритма восстановления интенсивности осадков. Были рассчитаны глобальные карты осалков за 2020 год. Сравнение указанных карт с аналогичными результатами, полученными по приборам AMSR-2 и SSMIS, показали, что интенсивность осадков восстанавливается адекватно. Статистический анализ показал, что осадки по данным МТВЗА-ГЯ можно восстанавливать во всем диапазоне, однако, только в диапазоне до 25 мм/ч, можно получать достоверные данные с точностью ~50%. В диапазоне осадков более 25 мм/ч данных для сравнения мало и статистика недостоверна.

Наиболее важным выводом проделанного исследования является возможность восстанавливать интенсивность осадков по данным серии приборов МТВЗА-ГЯ со статистической точностью не хуже, чем у зарубежных приборов. Необходимо продолжать исследования в данном направлении и перейти к решению задачи восстановления осадков над поверхностью суши, а в дальнейшем и в береговой линии. Так же необходимо вернуться к задаче восстановления температуры поверхности океана и скорости приводного ветра по данным прибора МТВЗА-ГЯ (Сазонов, 2022). С учетом результатов настоящей работы, провести корректировку алгоритмов восстановления других геопараметров в зонах с интенсивными осадками.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность: А.М. Стрельцову (АО "Российские космические системы") за своевременное и оперативное предоставление предобработанных данных измерений МТВЗА-ГЯ, использованных в работе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (тема "Мониторинг", госрегистрация № 122042500031-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болдырев В.В., Горобец Н.Н., Ильгасов П.А., Никитин О.В., Панцов В.Ю., Прохоров Ю.Н., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковый микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 1. № 5. С. 243–248.

Сазонов Д.С. Алгоритм восстановления температуры поверхности океана, скорости приводного ветра и интегрального паросодержания по данным МТВЗА-ГЯ, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2022, Т. 19, № 1, с. 50–64. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-1-50-64 Сазонов Д.С. Исследование возможности восстановления интенсивности осадков по измерениям МТВЗА-ГЯ // Исследование земли из космоса, 2023, № 5, с. 23–35. DOI: 10.31857/S020596142305007X, EDN: XQPADE

Сазонов Д.С., Садовский И.Н. Корректировка географической привязки частотных каналов 52 – 91 ГГц спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // Исслед. Земли из космоса. 2024 (в печати).

Чернявский Г.М., Митник Л.М., Кулешов В.П., Митник М.Л., Чёрный И.В. Микроволновое зондирование океана, атмосферы и земных покровов по данным спутника "Метеор-М" № 2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. №4. С. 78–100. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-4-78-100

Chinnawat Surussavadee, David H. Staelin, NPOESS Precipitation Retrievals Using the ATMS Passive Microwave Spectrometer, IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS, 2010, VOL. 7, NO. 3, pp. 440–444, DOI: 10.1109/LGRS.2009.2038614

Ferraro R.R. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. NO. D14. Pp. 16,715–16,735.

Huffman, G.J., E.F. Stocker, D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, Jackson Tan (2019), GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [30.04.2022], DOI: 10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06

Kummerow C.D., Randel D.L., Kulie M., Wang N.Y., Ferraro R., Munchak S.J., Petkovic V. The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm to a Fully Parametric Scheme. JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLOGY, 2015, Vol. 32, NO 12, pp. 2265–2280, DOI: https://doi.org/10.1175/ JTECH-D-15-0039.1

Zabolotskikh E. and Chapron B. Validation of the New Algorithm for Rain Rate Retrieval from AMSR2 Data Using TMI Rain Rate Product. Advances in Meteorology Volume 2015, Article ID 492603, 12 pages http://dx.doi.org/10.1155/2015/492603

Zhang R., Wang Z., Hilburn K.A. Tropical Cyclone Rainfall Estimates from FY-3B MWRI Brightness Temperatures Using the WS Algorithm. Remote Sens. 2018, 10, 1770; DOI:10.3390/rs10111770

Adjustment of Precipitation Restoration Algorithm According to MTVZA-GY No. 2-2 Measurements

D. S. Sazonov¹

¹Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

This paper presents an adjusted algorithm for restoring precipitation intensity over the ocean surface based on MTVZA-GY No. 2-2 data. Based on the studies carried out on georeferencing data and convergence of the beams of the MTVZA-GY antenna system, the weighting coefficients of the approximating functions for the scattering index and precipitation intensity were recalculated. A qualitative analysis of data for 2020 showed that precipitation intensity is restored adequately and correlate with measurements from other satellite instruments. Quantitative analysis showed that precipitation according to MTVZA-GY data can be reconstructed over the entire range, however, only in the range up to 25 mm/h can reliable data be obtained with an accuracy of ~50%. In the precipitation range of more than 25 mm/h, there is not enough data for comparison and the statistics are unreliable. Based on the results of the qualitative and statistical comparison presented in the work, we can conclude that the accuracy of the precipitation intensity restoring based on the MTVZA-GY instrument data is comparable to the accuracies for the AMSR-2 and SSMIS instruments.

Keywords: remote sensing, brightness temperature, precipitation intensity, microwave radiation, modeling, regression relation

REFERENCES

Boldyrev V.V., Gorobets N.N., Il'gasov P.A., Nikitin O.V., Pantsov V.Yu., Prokhorov Yu.N., Strel'nikov N.I., Strel'tsov A.M., Chernyi I.V., Chernyavskii G.M., Yakovlev V.V. Satellite microwave scanner/sounder MTVZA-GY, Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2008. Vol. 1. No 5. Pp. 243–248. (In Russian).

Chernyavskii G.M., Mitnik L.M., Kuleshov V.P., Mitnik M.L., Chernyi I.V. Microwave sensing of the ocean, atmosphere and land surface from Meteor-M No. 2 data, Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2018. Vol. 15. No. 4. Pp. 78–100.

Chinnawat Surussavadee, David H. Staelin, NPOESS Precipitation Retrievals Using the ATMS Passive Microwave Spectrometer, IEEE GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING LETTERS, 2010, VOL. 7, NO. 3, pp. 440–444. DOI: 10.1109/ LGRS.2009.2038614

Ferraro R.R. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. NO. D14. Pp. 16,715–16,735.

Huffman, G.J., E.F. Stocker, D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, Jackson Tan (2019), GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06, Greenbelt, MD, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), Accessed: [30.04.2022]. DOI: 10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06

Kummerow C.D., Randel D.L., Kulie M., Wang N.Y., Ferraro R., Munchak S.J., Petkovic V. The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm to a Fully Parametric Scheme. JOUR-NAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLO-GY, 2015, Vol. 32, NO 12, Pp. 2265–2280. DOI: https://doi. org/10.1175/JTECH-D-15-0039.1

Sazonov D.S. Algorithm for reconstructing ocean surface temperature, near-surface wind speed and integral vapor content from MTVZA-GY data, Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2022. Vol. 19. No 1. Pp. 50– 64. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-1-50-64 (In Russian)

Sazonov D.S. Study the possibility of precipitation intensity recovery from MTVZA-GY measurements, Issled. Zemli iz kosmosa. 2023. No. 5. Pp. 23–35. DOI: 10.31857/ S020596142305007X, EDN: XQPADE (in Russian)

Sazonov D.S., Sadovskii I.N. Geographical reference adjustment of MTVZA-GY frequency channels, Issled. Zemli iz kosmosa. 2024 (in print)

Zabolotskikh E. and Chapron B. Validation of the New Algorithm for Rain Rate Retrieval from AMSR2 Data Using TMI Rain Rate Product. Advances in Meteorology Volume 2015, Article ID 492603, 12 pages http://dx.doi. org/10.1155/2015/492603

Zhang R., Wang Z., Hilburn K.A. Tropical Cyclone Rainfall Estimates from FY-3B MWRI Brightness Temperatures Using the WS Algorithm. Remote Sens. 2018, 10, 1770. DOI:10.3390/ rs10111770

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

НИЗКОЧАСТОТНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОЛЯ ВЕТРА В ОБЛАСТИ ЧИЛИЙСКОГО АПВЕЛЛИНГА

© 2024 г. А. Б. Полонский^{1,} *, А. Н. Серебренников¹

¹ФГБНУ "Институт природно-технических систем", Севастополь, Россия *E-mail: apolonsky5@mail.ru Поступина в родокцию 22.03.2024 г.

Поступила в редакцию 22.03.2024 г.

В статье анализируется влияние изменения скорости и направления приповерхностного ветра (ПВ) в северной и южной частях Чилийского апвеллинга (ЧА) на межгодовую и междекадную изменчивость экмановского индекса апвеллинга. Использованы спутниковые данные за период 1988–2022 гг. Показано, что усиление скорости ветра в северной части ЧА на протяжении 1997–2003 гг. в основном сопровождалось таким изменением направления ПВ в прибрежной зоне, которое благоприятствует интенсификации апвеллинга. Для других периодов (за исключением отдельных лет) такая закономерность не была характерна. В целом, изменение скорости ветра в северной части ЧА в несколько большей степени влияет на изменение индекса апвеллинга, чем изменение направления ПВ. В южной части ЧА изменение экмановского индекса апвеллинга в большей степени определяется изменением скорости ПВ. Обсуждается роль динамики субтропического максимума атмосферного давления в юго-восточной части ЧА. Выявлено, что долгопериодная изменчивость скорости ветра в апвеллинговой зоне реализуется в виде параболического тренда. Его можно интерпретировать как проявление мультидекадного колебания, период которого оценивается в 65–70 лет, что совпадает с типичным периодом Атлантической мультидекадной осцилляции.

Ключевые слова: экмановский индекс апвеллинга, центр масс, скорость и направление приповерхностного ветра, субтропический максимум давления, межгодовая и междекадная изменчивость

DOI: 10.31857/S0205961424060085, EDN: RQNICG

введение

Апвеллинг у западных берегов Америки и Африки, обусловленный главным образом прибрежными ветрами, направленными к экватору, является доминирующим физическим процессом, вызывающим высокую биологическую продуктивность восточных частей Тихого и Атлантического океанов. Эти регионы, характеризуемые интенсивными восходящими движениями в верхнем слое океана, образуют так называемую систему восточных пограничных апвеллингов (Eastern Boundary Upwelling System, EBUS). Одна из самых продуктивных в мире прибрежных зон приурочена к Чилийскому апвеллингу (ЧА), входящему в EBUS (Carr, Kearns, 2003; Patti et al., 2008; Pinochet et al., 2019). Согласно статистике Продовольственной и сельскохозяйственной организации ООН, этот апвеллинг отвечает за особо высокопродуктивную рыбохозяйственную деятельность в экономической зоне Чили (FAO, 2016).

В последние 35 лет в нескольких публикациях отмечалась систематическая долговременная интенсификация прибрежных апвеллингов EBUS вслед-

96

ствие глобального потепления (Bakun, 1990; Schwing and Mendelssohn, 1997; Varela et al., 2015; Aguirre et al., 2018; Ovarzún and Brierley, 2019; Abrahams et al., 2021). Увеличение интенсивности и продолжительности апвеллингов может повлиять на широкий спектр экологических и биологических процессов, в частности, через изменения химического состава воды, связанное с расширением зоны кислородного минимума вдоль восточных окраин Тихого и Атлантического океанов (Muñoz, 2023). Однако в других работах высказывается иная точка зрения на долгосрочные тенденции EBUS (в том числе, и ЧА). В них отмечается, что долговременная интенсификация EBUS сопровождается интенсивными междесятилетними (междекадными) и межгодовыми вариациями апвеллинга естественного происхождения. Это приводит к отсутствию значимой положительной тенденции в интенсивности апвеллинга в некоторые десятилетия или даже к смене знака тренда на противоположный в периоды, когда происходит ослабление подъема вод естественного происхождения (Bakun et al., 2015; Tim et al., 2015; Polonsky, Serebrennikov, 2020; Bordbar et al., 2021; Polonsky, Serebrennikov, 2022; Garc'ıa-Reyes, 2023).

В настоящей работе проанализированы многолетние тенденции, межгодовые и междесятилетние вариации поля ветра в области ЧА, определяющие пространственно-временные характеристики ветрового апвеллинга, с использованием спутниковых данных. В силу большой протяженности по широте ЧА разделен на две части, каждая из которых характеризуется своими климатическими особенностями, а именно: на северный Чилийский апвеллинг (СЧА), расположенный между 30° и 18° ю.ш., и южный Чилийский апвеллинг (ЮЧА), простирающейся к югу от 30° ю.ш. и до 42° ю.ш. (рис. 1).

Интенсивность ЧА в значительной степени зависит от положения субтропической области повышенного давления в юго-восточной части Тихого океана (Southeast Pacific Subtropical Anticyclone, SPSA), которая контролирует ветры вдоль побережья Южной Америки (Fuenzalida et al., 2008; Ancapichún et al., 2015). В осенне-зимний период Южного полушария SPSA располагается в более низких широтах – его центр находится между 27° и 29° ю.ш., что создает благоприятные условия для усиления СЧА. Весной и летом SPSA смещается к югу и его центр обнаруживается в широтной полосе 30-33° ю.ш. (Pinochet et al., 2019). Это создает условия, благоприятные для интенсификации ЮЧА (Bello et al., 2004; Aguirre et al., 2012; Strub et al., 2019; рис.1).

Временные ряды вертикальной компоненты вектора течений, рассчитанные по полям ветра в восточной части Тихого океана и приведенные в работе (Polonsky, Serebrennikov, 2021), показывают общую тенденцию усиления ЧА в промежутке между 1988 и 2002 гг. Причем основная доля общей интенсификации апвеллинга приходилась на усиление экмановских дрейфовых течений и компенсирующее восходящее движение подповерхностных вод. Из результатов этой работе следует, что с 2003 г. устойчивая интенсификация ЧА прекратилась. Полчеркивалось наличие высокоамплитулных межгодовых-междекадных изменений скорости подъема вод в области обеих частей ЧА. Это доказывает важную роль естественных вариаций в поле ветра в формировании изменчивости интенсивности ЧА. Причем, междекадные климатические вариации сопровождаются смещением субтропических центров действия атмосферы и сопутствующим изменением вдольбереговой компоненты ветра (Вершовский, Кондратович, 2007; Polonsky, Serebrennikov, 2020; 2021; 2022). А это, в свою очередь, влияет на интенсивность ЧА (Schneider et al., 2017). Таким образом, возникают два следующих вопроса:

• в какой степени изменение интенсивности сгонных ветров в области ЧА является следствием усиления ветра, а в какой — вызвана разворотом векторов ветра в прибрежной зоне из-за пространственного смещения субтропического максимума давления в юго-восточной части Тихого океана?



Рис. 1. Среднемесячная меридиональная компонента приповерхностного ветра, рассчитанная по спутниковым данным за январь 2020 г., когда апвеллинг максимально развит в ЮЧА (*a*) и за июнь 2020 г., когда он наиболее интенсивен в СЧА (δ).

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2024

 какова основная причина долгопериодных вариаций интенсивности сгонных ветров в области ЧА?

В настоящей статье эти вопросы обсуждается применительно к СЧА и ЮЧА с использованием массива спутниковых данных о поле ветра с 1988 по 2022 гг. Ее можно рассматривать как продолжение работы (Polonsky, Serebrennikov, 2022), в которой аналогичные вопросы изучались для области Бенгельского апвеллинга.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

В работе использовались спутниковые данные о приповерхностном ветре ССМР ОСW (Сгоss-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind) за период с 1988 по 2022 гг. Причем для первого, 27-летнего периода (с 1988 по 2014 гг.) использовалась версия v.2.0, REP (уточненные данные), а для следующего, 8-летнего периода (с 2015 по 2022 гг.) – версия v.2.1, NRT (данные в близком к реальному времени). Данные получены из архива PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center), NASA (Remote Sensing Systems, 2023). Пространственное разрешение этих данных по широты и долготе составляет $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. Временное разрешение – 6 часов.

Параметры усредненного суточного экмановского переноса рассчитывались для каждой точки прибрежной области ЧА. Ширина области апвеллинга выбиралась из условия ее близости к бароклинному радиусу деформации Россби для рассматриваемого региона. С учетом пространственного разрешения имеющихся данных ширина области для расчета ветровых параметров апвеллинга была принята равной 1°. Среднесуточный экмановский перенос в прибрежной зоне рассчитывался как среднее значение на каждой широте с использованием среднесуточных значений экмановского дрейфового потока в узлах координатной сетки.

Среднемесячные данные о приземном давлении для юго-восточной части Тихого океана за период с 1988 по 2022 гг. были получены из базы ре-анализа ERA5 ("ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present", Climate Data Store, 2023) и использовались для анализа межгодовой и междекадной изменчивости характеристик субтропического центра высокого давления в юго-восточной части Тихого океана. Пространственное разрешение этих данных по широты и долготе составляет 0.25° × 0.25°.

Отметим, что мы сознательно не использовали данные ре-анализа ERA5 по ветру в прибрежной зоне, которые доступны за значительно больший промежуток времени чем спутниковые данные. Это связано с тем обстоятельством, что при анализе

пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей с использованием длительных данных ре-анализа, включая ERA5, возникает следующая, достаточно хорошо известная проблема. Из-за принципиального изменения количества и качества усваиваемых данных наблюдений, особенно выраженной с начала спутниковой эры, практически невозможно разделить естественные вариации анализируемых параметров и изменчивость, обусловленную развитием и трансформашией наблюдательной системы. поставляющей данные для ассимиляции. Именно по этой причине были выполнены ре-анализы 20-го столетия, в которых усваивалось минимальной количество данных наблюдений, выполняемых практически на неизменной методической основе, начиная с 19-го века. К сожалению, эти ре-анализы мало пригодны для анализа изменчивости поля ветра в зоне Чилийского апвеллинга по нескольким причинам (в первую очередь, из-за низкого пространственного разрешения и очень малого количества высококачественных метеорологических измерений в исследуемом регионе).

Сравнительный анализ различных спутниковых данных о ветре, используемых для оценки многолетних тенденций крупнейших тихоокеанских апвеллингов (Чилийского, Перуанского и Калифорнийского), выполнен в работе (Polonsky, Serebrennikov, 2021). Он показал, что выбранный здесь массив поля ветра, доступный с 1988 г., достаточно хорошо описывает межгодовые-междекадные вариации экмановского сгона в области ЧА. Что касается вертикальных движений, связанных с завихренностью поля ветра, то они в настоящей работе анализироваться не будут из-за их относительно небольшого вклада в суммарную вертикальную скорость в области ЧА (Polonsky, Serebrennikov, 2021).

Величины экмановского транспорта (переноса) в зоне ЧА зависят как от угла между вектором касательного напряжения трения ветра и линией берега, так и от скорости ветра, определяющей величину модуля этого вектора. Угол наклона береговой линии отсчитывается от параллели, ориентированной с запада на восток, в направлении против хода часовой стрелки. Средний угол наклона береговой линии для СЧА составляет 77.6°, для ЮЧА – 80.7°. Эти углы являются наиболее благоприятными для развития сгонного апвеллинга.

Экмановский индекс апвеллинга (*EUI*) вычисляется из экмановского транспорта (*Q*), который создается вдольбереговой составляющей касательного напряжения ветра τ (Сгоррег et al., 2014). Зональная (τ_x) и меридиональная (τ_y) составляющие касательного напряжения ветра вычисляются по компонентам вектора ПВ с использованием соотношений, следующих из полуэмпирической теории

турбулентности. Для стандартной декартовой системы координат эти соотношения записываются следующим образом:

$$\tau_{\mathbf{x}} = \rho_{\mathbf{a}} \times C_d \times (U^2 + V^2)^{1/2} \times U$$

$$\tau_{\mathbf{v}} = \rho_{\mathbf{a}} \times C_d \times (U^2 + V^2)^{1/2} \times V, \qquad (1)$$

где U и V – зональная и меридиональная компоненты ветра на высоте 10 м соответственно; ρ_a – плотность воздуха при стандартных условиях (1.22 кг м⁻³); C_d – безразмерный эмпирический коэффициент, типичное значение которого равно 1.3×10^{-3} (Schwing et al., 1996).

Зональная (Q_x) и меридиональная (Q_y) компоненты дрейфового транспорта, определяемые по классическим экмановским соотношениям, рассчитываются по следующим формулам:

$$Q_{x} = \tau_{y} / (\rho_{w} \times f)$$

$$Q_{y} = -\tau_{x} / (\rho_{w} \times f),$$

где ρ_w — плотность морской воды; f — параметр Кориолиса, равный 2 × Ω × sin(θ). Здесь Ω — угловая скорость вращения Земли, θ — географическая широта места.

Экмановский индекс апвеллинга *EUI* рассчитывается по формуле:

$$EUI = -Q_x \times \sin(\varphi) + Q_y \times \cos(\varphi), \qquad (2)$$

где Q_x и Q_y — зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта; ϕ — угол наклона береговой линии к параллели.

Согласно вышеприведенным формулам, индекс экмановского апвеллинга для фиксированной географической широты, на которой угол наклона береговой линии к параллели фиксирован, и при постоянных ρ_a , ρ_w и C_d определяется произведением компонент вектора приповерхностного ветра *U* и *V* на его модуль *W*, зависящий от *U* и *V* ($W = (U^2 + V^2)^{1/2}$). Таким образом изменчивость экмановского транспорта (переноса) зависит от изменчивости зональной (*U*) и меридиональной (*V*) компонент ПВ.

В полярной системе координат вектор приповерхностного ветра фактически характеризуется модулем (W) и направлением (A). Для анализа связи изменений экмановского индекса апвеллинга (EUI) с модулем вектора ПВ (W) и его направлением (A) за весь период с 1988 г. по 2022 г. использовалась стандартная методика вычисления центров масс (Center of mass, 2023). Применение методики расчета взаимных двумерных распределений различных параметров через центры масс позволяет наглядно продемонстрировать относительную роль изменения преобладающего направления вектора ветра и его модуля в вариациях экмановского индекса апвеллинга.

В настоящей работе центры масс рассчитывались для следующих пар взаимных распределений: W и EUI, A и EUI, A и W. В первой из этих пар по оси абсцисс откладывался модуль вектора ПВ, а по оси ординат — индекс экмановского апвеллинга; m_i точка на плоскости с координатами (x_i, y_i). Соответственно, центр масс распределений расположен в точке *m_i* с координатами (*x_c*, *y_c*). Во второй паре по оси абсцисс откладывается направление вектора ветра и т.д. Распределения рассчитываются для всех точек области предполагаемого апвеллинга на основания анализа среднесуточных векторов ПВ за каждый год и в целом за весь период наблюдений. Для примера на рис. 2 приведено взаимное распределение направления и модуля вектора ПВ для всего ЧА с центром масс в точке ($A = 94.6^{\circ}$, W = 5.5 м/с), полученное с использованием спутниковых данных за весь рассматриваемый период времени. Хорошо видно, что центр масс находится выше центра максимальной плотности распределения из-за наличия некоторого количества векторов, характеризующихся направлениями, сильно отличающимися от направления векторов, близких к центру масс. Это связано со значительной пространственно-временной изменчивостью поля ветра в области ЧА.

Сравнение временного хода полученных за каждый год характеристик позволяет в явном виде проиллюстрировать влияние изменений модуля и направления вектора ПВ на вариации интенсивности экмановского апвеллинга. Для более детального



Рис. 2. Взаимное распределение направления (*A*) и модуля вектора ПВ (*W*) за 1988 – 2022 гг., рассчитанное по ежедневным значениям для всего ЧА. Шкала под рисунком показывает относительную плотность распределения. Символом "•" показан центр масс (A= 94.6°, W= 5.5 м/с).

знакомства с методикой расчета центров масс для указанных пар переменных можно обратиться к работе (Polonsky, Serebrennikov, 2022).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

Взаимные распределения экмановского индекса апвеллинга с модулем вектора приповерхностного ветра за весь период исследования, построенные по ежедневным векторам для обеих частей ЧА (рис. не приведен), показывает, что центр масс этого распределения для СЧА/ЮЧА характеризуется следующими величинами (EUI=0.54 м²/с, W=4.9 м/с) / (EUI=0.59 м²/с, W=6.0 м/с). Другими словами, среднесуточная скорость ветра в зоне СЧА, соответствующая центру масс, составляет 4.9 м/с, а средняя (в верхнем 10-метровом слое) скорость сгонного течения – 5.4 см/с. Для ЮЧА имеем качественно похожую картину, но при несколько больших величинах скорости ветра (6.0 м/с) и сгонного течения в верхнем 10-метровом слое (5.9 см/с), отвечающих центру масс.

Координаты центров масс распределений EUI и W, рассчитанные за каждый год, существенно изменяются во времени. Из рис. 3 следует, что интенсивность апвеллинга подвержена высокоамплитудной изменчивости межгодового-междекадного масштаба, а линейный тренд является плохой аппроксимацией ее долгопериодных тенденций. В целом интенсификация апвеллинга происходила с 1996 по 2002 гг. (в СЧА) и с 1997 по 2003 гг. (в ЮЧА). Начиная с 2003-2004 гг., индекс апвеллинга, как и модуль вектора ПВ для всего ЧА перестали быстро увеличиваться. Тенденция изменения инлекса апвеллинга с 2003–2004 гг. близка к нулю. а модуля вектора ПВ при этом характеризуется отрицательной величиной тенденции в основном за счет последних трех лет. На рис. 3 (справа) видно, как резко упало значение EUI в ЮЧА в 1997

г., когда наблюдался один из самых интенсивных Эль-Ниньо за весь период инструментальных наблюдений. Причем, значение W адекватно не уменьшилось. Это значит, что в этот год резко изменилось направление ПВ в неблагоприятную для развития апвеллинга сторону.

Коэффициент ранговой корреляции по Кендаллу между ежегодными величинами EUI и W для СЧА равен 0.46, а для ЮЧА – 0.66. Отметим, что непараметрический метод ранговой корреляции Кендалла применен здесь, т.к. EUI и W распределены не по нормальному закону согласно тесту Шапиро–Уилка (Shapiro and Wilk, 1965), а размер выборки небольшой (n=35). Таким образом можно констатировать, что существует значимая корреляция между рассматриваемыми параметрами (EUI и W). Причем в южной части она выше, чем в северной.

Необходимо отметить следующую особенность долгопериодной изменчивости скорости ветра в области ЧА, хорошо видную на рис.3 и 4. Она заключается в наличии явно выраженного параболического тренда в скорости ветра, которую можно интерпретировать как проявление квазипериодического сигнала с периодом около 65-70 лет при вдвое меньшей длине анализируемого ряда (Полонский, Воскресенская, 2004). Доказательством реалистичности такой интерпретации служат результаты работы (Аверьянова, Полонский, 2024), в которой показано, что Атлантическая мультидекадная осцилляция с типичным периодом около 65 лет наиболее явно проявляется в потоках тепла на нижней границе атмосферы в западной части Южной Америки, примыкающей к области ЧА. Аналогичная долгопериодная изменчивость выделяется во временном ходе экмановского индекса апвеллинга и скорости ветра как в СЧА, так и в ЮЧА (рис. 3, 4).

Зависимость *EUI* от направления приповерхностного ветра (*A*) можно проследить на взаим-



Рис. 3. Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения экмановского индекса апвеллинга (синяя кривая) и модуля вектора приповерхностного ветра за 1988 — 2022 гг., построенные по ежегодным данным для СЧА (слева) и ЮЧА (справа).

ном распределении последних для обеих частей ЧА апвеллинга (рис. 5). Средние за весь период коорди-указывают на близкую к благоприятному для развития апвеллинга величину направления сгонного ПВ (около 78°), который вызывает экмановское течение со средней скоростью (в верхнем 10-метровом слое) около 5.4 см/с. Изменения во времени (с точностью до года) центров масс этих распределений (рис. 5, слева), указывает на тот факт, что интенсификация апвеллинга, которая особенно быстро начала развиваться с 1996 г., происходила при более или менее устойчивом росте угла наклона вектора ПВ к береговой черте и приближении его к наиболее благоприятному для развития апвеллинга среднему углу. Таким образом, EUI вырос к 2002 г. как за счет увеличения W, так и за счет изменения направления ветра. Между временной изменчивостью EUI и A в зоне СЧА наблюдается корреляция по Кендаллу, равная 0.39. Примерно такая же корреляция была между вариациями *EUI* и W (0.46). Однако с 2005 и до 2015 гг. на изменения величины *EUI* в большей степени повлияла скорость (W), чем направление ПВ (сравните левые рис. 3 и 5).

Временной ход величины *EUI* и направления ПВ для ЮЧА указывает на тот факт, что он сильно отличается от соответствующего временного хода для СЧА. Средние за весь период координаты центра масс для ЮЧА (*EUI= 0.60 м²/с, A=113.6°*) свидетельствуют о том, что типичное направление ПВ в области ЮЧА существенно отличается от наиболее благоприятного для развития апвеллинга направления сгонного ПВ (около 81°). Естественно, что изменения во времени ежегодных центров масс этих распределений (рис. 5, справа) не коррелированы между собой— соответствующий коэффициент корреляции по Кендаллу незначим (составляет всего -0.08).



Рис. 4. Межгодовые изменения координат центров масс скорости ветра и параболические аппроксимирующие полиномы (показаны красным цветом) для СЧА (слева) и ЮЧА (справа). CD – коэффициент детерминации полиномиальной регрессии.



Рис. 5. Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения *EUI* (синяя кривая) и направления ПВ (красная) за 1988 – 2022 гг., построенные по ежегодным данным для СЧА (слева) и ЮЧА (справа). Коэффициент корреляции между приведенными временными рядами для СЧА составляют 0.39, а для ЮЧА он незначим.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2024



Рис. 6. Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения направления (красная кривая) и модуля вектора приповерхностного ветра (синяя) за 1988 – 2022 гг., построенные по ежегодным данным для СЧА (слева) и ЮЧА (справа).

Таким образом, вариации направления вектора ветра в южной части апвеллинга практически не влияет на изменения экмановского индекса в отличие от скорости ветра (напомним, что коэффициент корреляции между *EUI* и *W* равен 0.66).

Центры масс распределений угла направления и модуля вектора ПВ для СЧА и ЮЧА в среднем для всего исследуемого периода характеризуются соответственно следующими величинами: ($A = 69.0^{\circ}$, W = 4.9 м/c) и ($A = 113.6^{\circ}$, W = 6.0 м/c). Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения этих величин, построенные по ежегодным данным для СЧА и ЮЧА, показаны на рис. 6. Вариации этих параметров не коррелированы. Вместе с тем, хорошо видно существенное различие между относительно низкочастотными вариациями этих параметров для разных частей Чилийского апвеллинга. В СЧА с 1996 г. по 2002 г. скорость ветра (W) в целом росла, а в направлении ветра (A) преобладала межгодовая изменчивость. С 2007 г. величина A быстро росла, а W – в целом уменьшалась. В ЮЧА с 1992 г. по 2003 г. модуль скорости ветра быстро рос при не самых благоприятных для развития апвеллинга межгодовых колебаниях направления ветра в диапазон 102–123°.

Изменения ориентации вектора приводного ветра в области ЧА зависят от смещения субтропического максимума давления. Межгодовые вариации координат этого центра действия в большей мере определялись его смещениями по долготе (вдоль круга широты), а междесятилетние, напротив, по широте (рис. 7). Снова обращает на себя внимание год наиболее интенсивного Эль-Ниньо (1997 г.), когда отмечалось максимальное смещение центра действия атмосферы, особенно в зональном направлении. Что касается глубины субтропического



Рис. 7. Межгодовые изменения долготы (слева) и широты (справа) субтропического максимума давления в юго-восточной части Тихого океана.



Рис. 8. Межгодовые изменения среднегодового приземного давления в субтропическом максимуме юго-восточной части Тихого океана. Координаты исследуемого района: $-120^{\circ} \dots -70^{\circ}$ з.д. и $-52^{\circ} \dots$ -18° ю.ш. Период: 1988–2022 гг. Красным цветом показан параболический аппроксимирующий полином. CD – коэффициент детерминации этого полинома.

максимума давления, то она подвержена высокоамплитудным межгодовым колебаниям с абсолютным минимумом приводного давления в 1997 г., на фоне которых выделяется параболический тренд, отвечающий за 28% общей величины дисперсии приводного давления (рис. 8). Именно эти тенденции в значительной степени определили характер временных изменений экмановского сгона в области ЧА.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные оценки показывают, что в северной части ЧА изменения модуля вектора ветра в несколько большей степени влияют на изменения величины экмановского индекса апвеллинга. чем изменения направления ПВ и немного лучше коррелированы с ними. Соответствующие коэффициенты корреляции равны 0.46 и 0.39. В южной части ЧА изменения индекса апвеллинга и направления ПВ не коррелированы между собой, а типичный интервал изменения величины А достаточно сильно отличается от наиболее благоприятного для развития апвеллинга значения. Скорость же ветра в ЮЧА коррелирует с индексом апвеллинга на уровне 0.66. Модуль вектора ветра в области ЧА подвержен низкочастотным (мультидекадным) вариациям с типичным периодом около 65-70 лет, совпадающим с типичным периодом Атлантической мультидекадной осцилляции.

Междекадная изменчивость интенсивности ЧА в значительной степени определяется смещениями в широтном направлении субтропического максимума давления в юго-восточной части Тихого океана и вариациями его глубины. На межгодовом масштабе важную роль играют смещения этого центра действия и по широте, и по долготе. Так, например, событие Эль-Ниньо 1997 г. резко ослабило ЮЧА не за счет уменьшения скорости, а за счет изменения направления приповерхностного ветра, вызванное смещением субтропического максимума давления как в широтном, так и в долготном направлениях. Причем смещение в зональном направлении было особенно выражено.

В заключение выражаем благодарность анонимному рецензенту за полезные замечания и предложения по доработке первого варианта статьи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания Института природно-технических систем "Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость морской среды и прилегающих территорий в широком диапазоне масштабов", госрегистрация № 124020100120-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьянова Е.А., Полонский А.Б. Исследование изменчивости турбулентных потоков тепла с использованием разложения на эмпирические ортогональные функции // Заключительный отчет по НИР "Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов", регистрационный № НИОКТР 121122300074-7. 2023. С. 19–27.

Вершовский М.Г., Кондратович К. В. Южно-тихоокеанский субтропический антициклон: интенсивность и локализация // Метеорология и гидрология. 2007. №12. С. 29–34.

Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н. О статистической структуре гидрометеорологических полей в Северной Атлантике // Морской гидрофизический журнал. 2004. №1. С. 14–25.

Abrahams A., Schlegel R.W., Smit A.J. Variation and Change of Upwelling Dynamics Detected in the World's Eastern Boundary Upwelling Systems // Front. Mar. Sci. 2021. V. 8. 626411. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.626411

Aguirre C., García-Loyola S., Testa G., Silva D., Farías L. Insight into anthropogenic forcing on coastal upwelling off south-central Chile // Elementa: Sci. Anthropocene. 2018. V. 6(1). 59. https://doi.org/10.1525/elementa.314

Aguirre C., Pizarro O., Strub P.T., Garreaud, R., Barth J.A. Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile // J. Geophys. Res. Ocean. 2012. 117. https://doi. org/10.1029/2011JC007379

Ancapichún S., Garcés-Vargas J. Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile // Cienc. Mar. 2015. V. 41. P. 1–20.

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201. https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198

Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R., et al. Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // Curr. Clim. Change Rep. 2015. V. 1. P. 85–93. https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4

Bello M., Barbieri M., Salinas S., Soto L. Surgencia costera en la zona central de Chile, durante el ciclo El Niño-La Niña 1997–1999. In El Niño-La Niña 1997–2000. // Sus Efectos en Chile. CONA, Chile, Valparaíso. 2004. P. 77–94.

Bordbar M.H., Mohrholz V., Schmidt M. The Relation of Wind-Driven Coastal and Offshore Upwelling in the Benguela Upwelling System // J. of phys. Oceanography, 2021. V. 51. P. 3117–3133. https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0297.1

Carr M.E., Kearns E.J. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems // Deep Sea Res. 2003. Part II: Top. Stud. Oceanogr. V. 50. P. 3199–3221.

Center of mass, 2023. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/ Center of mass (date of access: 10.12.2023).

Climate Data Store, 2023. URL: https://cds.climate.copernicus. eu/cdsapp (date of access: 10.12.2023).

Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R. Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012 // J. Deep-Sea Research. 2014. Part I. V. 86. P. 94–111. https:// doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.007

FAO. El Estado Mundial de la Pesca y la Acuicultura 2016. Contribución a la Seguridad Alimentaria y la Nutrición Para Todos; Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura: Roma, Italia. 2016. 224 p.

Fuenzalida R., Schneider W., Garcés-Vargas J., Bravo L. Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current // J. Geophys. Res. Ocean. 2008. 113. https://doi.org/10.1029/2007JC004684

Garc'a-Reyes M., Koval G., Sydeman W.J., Palacios D., Bedriñana-Romano L., DeForest K., Montenegro Silva C., Sepu' lveda M. and Hines E. Most eastern boundary upwelling regions represent thermal refugia in the age of climate change // Front. Mar. Sci. 2023. V. 10. 1158472. https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1158472

Muñoz R., Odette A.V., Pedro A.F., Piero M., Marcus S., Gonzalo S.S. On the phenology of coastal upwelling off central-southern Chile // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2023. V. 104. 101405. https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2023.101405

Oyarzún D., Brierley C. The future of coastal upwelling in the Humboldt current from model projections // Climate Dynamics. 2019. V. 52. Issue 1–2. P. 599-615. https://doi.org/10.1007/s00382-018-4158-7

Patti B., Guisande C., Vergara A., Riveiro I., Maneiro I., Barreiro A., Bonanno A., Buscaino G., Cuttitta A., Basilone G. Factors responsible for the differences in satellite-based chlorophyll

a concentration between the major global upwelling areas // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2008. V. 76. P. 775–786. https://doi. org/10.1016/j.ecss.2007.08.005

Pinochet A., José G.-V., Carlos L., Francisco O. Seasonal Variability of Upwelling off Central-Southern Chile // Remote Sens. 2019. V. 11. 1737. https://doi.org/10.3390/RS11151737

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. On the Change in the Sea Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region: Part II. Long-Term Tendencies // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V.56. No. 9. P. 970–978. https://doi.org/10.1134/S0001433820090200

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. Influence of Different Satellite Data on Surface Winds on Coastal Upwelling. Part 2: Pacific Ocean // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2021. V. 57. No. 12. P. 1670–1679. https://doi.org/10.1134/S0001433821120173

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. What is the Reason for the Multiyear Trends of Variability in the Benguela Upwelling? // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2022. V. 58. № 12. P. 1450–1457. https://doi.org/10.1134/S0001433822120192

Remote Sensing Systems, 2023. URL: https://www.remss.com (date of access: 10.12.2023).

Shapiro S.S. and Wilk M.B. An analysis of variance test for normality (complete samples) // Biometrika, 1965. V. 52. P. 591–611

Schneider W., Donoso D., Garcés-Vargas J., Escribano R. Watercolumn cooling and sea surface salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the South Pacific High// Prog. in Oceanogr. 2017. V.151. P. 38–48 http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2016.11.004 0079-6611

Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M., Baltz K. Coastal upwelling indices west coast of North America 1946–1995 // NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC 231. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.

Schwing F.B., Mendelssohn R. Increased coastal upwelling in the California Current System. // J. of Geophys. Res.: Oceans. 1997. V. 102. Issue C2. P. 3421–3438. https://doi. org/10.1029/96JC03591

Strub P.T., James C., Montecino V., Rutllant J.A., Blanco J.L. Ocean circulation along the southern Chile transition region (38°–46° S): Mean, seasonal and interannual variability, with a focus on 2014–2016 // Prog. Oceanogr. 2019. 172. https://doi. org/10.1016/j.pocean.2019.01.004

Tim N., Zorita E., Hünicke B. Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high oceanonly simulation // Ocean Sci. 2015. V. 11. P. 483–502. https:// doi.org/10.5194/os-11-483-2015

Varela R., Álvarez I., Santos F., et al. Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? // Sci. Rep. 2015. V. 5. 10016. https://doi.org/10.1038/srep10016

Low-Frequency Wind Field Variability in the Chilean Upwelling Region A. B. Polonsky¹, A. N. Serebrennikov¹

¹Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia

This paper analyzes the impact of changes in surface wind (SW) speed and direction in the northern and southern parts of the Chilean upwelling (CA) on the interannual and interdecadal variability of the Ekman upwelling index. Satellite data were used for the period 1988 - 2022's. It is shown that the increase in wind speed in the northern part of the CA region during 1997-2004 was mainly accompanied by the change in the direction of SW in the coastal zone which favors the upwelling intensification. For other periods (with the exception of certain years) this pattern was not case. In general, wind speed changes in the northern part of the CA region impact a little bit more effectively the changes in the upwelling index than changes in the SW direction. In the southern CA part, the change in the Ekman upwelling index is mostly determined by the change in the SW speed. Longterm variability of wind speed in the upwelling zone is realized in the form of a multidecadal oscillation, the period of which is estimated at 65-70 years which coincides with the typical period of the Atlantic multidecadal oscillation.

Keywords: Ekman upwelling index, center of mass, speed and direction of the surface wind, interannual and interdecadal variability

REFERENCES

Abrahams A., Schlegel R.W., Smit A.J. Variation and Change of Upwelling Dynamics Detected in the World's Eastern Boundary Upwelling Systems // Front. Mar. Sci. 2021. V. 8. 626411. https://doi.org/10.3389/fmars.2021.626411

Aguirre C., García-Loyola S., Testa G., Silva D., Farías L. Insight into anthropogenic forcing on coastal upwelling off south-central Chile // Elementa: Sci. Anthropocene. 2018. V. 6(1). 59. https://doi.org/10.1525/elementa.314

Aguirre C., Pizarro O., Strub P.T., Garreaud, R., Barth J.A. Seasonal dynamics of the near-surface alongshore flow off central Chile // J. Geophys. Res. Ocean. 2012. 117. https://doi.org/10.1029/2011JC007379

Ancapichún S., Garcés-Vargas J. Variability of the Southeast Pacific Subtropical Anticyclone and its impact on sea surface temperature off north-central Chile // Cienc. Mar. 2015. V. 41. P. 1–20.

Averyanova E.A., Polonsky A.B. Issledovanie izmenchivosti turbulentnykh potokov tepla s ispolzovaniem razlozheniya na empiricheskie ortogonalnye funktsii // Zaklyuchitelnyy otchet po NIR "Fundamentalnye issledovaniya protsessov v klmaticheskoy sisteme, opredelyayushchikh prostranstvenno-vremennuyu ismenchivost prirodnoy sredy globalnogo i regionalnogo masshtabov", registratsionnyy № NIOKTR 121122300074-7. 2023. P. 19–27.

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201. https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198

Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R., et al. Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // Curr. Clim. Change Rep. 2015. V. 1. P. 85–93. https://doi.org/10.1007/ s40641-015-0008-4

Bello M., Barbieri M., Salinas S., Soto L. Surgencia costera en la zona central de Chile, durante el ciclo El Niño-La Niña 1997–1999. In El Niño-La Niña 1997–2000. // Sus Efectos en Chile. CONA, Chile, Valparaíso. 2004. P. 77–94.

Bordbar M.H., Mohrholz V., Schmidt M. The Relation of Wind-Driven Coastal and Offshore Upwelling in the Benguela

Upwelling System // J. of phys. Oceanography, 2021. V. 51. P. 3117–3133. https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0297.1

Carr M.E., Kearns E.J. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems // Deep Sea Res. 2003. Part II: Top. Stud. Oceanogr. V. 50. P. 3199–3221.

Center of mass, 2023. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/ Center_of_mass (date of access: 10.12.2023).

Climate Data Store, 2023. URL: https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp (date of access: 10.12.2023).

Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R. Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012 // J. Deep-Sea Research. 2014. Part I. V. 86. P. 94–111. https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.007

FAO. El Estado Mundial de la Pesca y la Acuicultura 2016. Contribución a la Seguridad Alimentaria y la Nutrición Para Todos; Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura: Roma, Italia. 2016. 224 p.

Fuenzalida R., Schneider W., Garcés-Vargas J., Bravo L. Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current // J. Geophys. Res. Ocean. 2008. 113. https://doi.org/10.1029/2007JC004684

Garc'ia-Reyes M., Koval G., Sydeman W.J., Palacios D., Bedriñana-Romano L., DeForest K., Montenegro Silva C., Sepu' lveda M. and Hines E. Most eastern boundary upwelling regions represent thermal refugia in the age of climate change // Front. Mar. Sci. 2023. V. 10. 1158472. https://doi.org/10.3389/ fmars.2023.1158472

Muñoz R., Odette A. V., Pedro A. F., Piero M., Marcus S., Gonzalo S. S. On the phenology of coastal upwelling off central-southern Chile // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 2023. V. 104. 101405. https://doi.org/10.1016/j.dynat-moce.2023.101405

Oyarzún D., Brierley C. The future of coastal upwelling in the Humboldt current from model projections // Climate Dynamics. 2019. V. 52. Issue 1–2. P. 599-615. https://doi.org/10.1007/s00382-018-4158-7

Patti B., Guisande C., Vergara A., Riveiro I., Maneiro I., Barreiro A., Bonanno A., Buscaino G., Cuttitta A., Basilone G. Factors responsible for the differences in satellite-based chlorophyll a concentration between the major global upwelling areas // Estuar. Coast. Shelf Sci. 2008. V. 76. P. 775–786. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.08.005

Pinochet A., José G.-V., Carlos L., Francisco O. Seasonal Variability of Upwelling off Central-Southern Chile // Remote Sens. 2019. V. 11. 1737. https://doi.org/10.3390/RS11151737

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. On the Change in the Sea Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region: Part II. Long-Term Tendencies // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V.56. No. 9. P. 970–978. https://doi.org/10.1134/ S0001433820090200

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. Influence of Different Satellite Data on Surface Winds on Coastal Upwelling. Part 2: Pacific Ocean // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2021. V. 57. No. 12. P. 1670–1679. https://doi.org/10.1134/S0001433821120173

Polonsky A.B., Serebrennikov A.N. What is the Reason for the Multiyear Trends of Variability in the Benguela Upwelling? // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2022. V. 58. № 12. P. 1450–1457. https://doi.org/10.1134/S0001433822120192

Polonsky A.*B., Voskresenskaya* E.*N.* O statisticheskoy strukture gidrometeorologicheskikh poley v Severnoy Atlantike // Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. 2004. №1. P. 14–25

Remote Sensing Systems, 2023. URL: https://www.remss. com (date of access: 10.12.2023).

Shapiro S.S. and Wilk M.B. An analysis of variance test for normality (complete samples) // Biometrika, 1965. V. 52. P. 591–611.

Schneider W., Donoso D., Garcés-Vargas J., Escribano R. Water-column cooling and sea surface salinity increase in the upwelling region off central-south Chile driven by a poleward displacement of the South Pacific High // Prog. in Oceanogr. 2017. V.151. P. 38–48 http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2016.11.004 0079-6611

Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M., Baltz K. Coastal upwelling indices west coast of North America 1946–1995 // NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC 231. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.

Schwing F.B., Mendelssohn R. Increased coastal upwelling in the California Current System. // J. of Geophys. Res.: Oceans. 1997. V. 102. Issue C2. P. 3421–3438. https://doi.org/10.1029/96JC03591

Strub P.T., James C., Montecino V., Rutllant J.A., Blanco J.L. Ocean circulation along the southern Chile transition region (38°–46° S): Mean, seasonal and interannual variability, with a focus on 2014–2016 // Prog. Oceanogr. 2019. 172. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.01.004

Tim N., Zorita E., Hünicke B. Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // Ocean Sci. 2015. V. 11. P. 483–502. https://doi.org/10.5194/os-11-483-2015

Varela R., Álvarez I., Santos F., et al. Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? // Sci. Rep. 2015. V. 5. 10016. https://doi.org/10.1038/srep10016

Vershovskiy M.G., Kondratovich K.V. Yuzhno-tikhookeanskiy subtropicheskiy antitsiklon: intensivnost i lokalizatsiya // Meteorologiya i gidrologiya. 2007. №12. P. 29–34.