

ISSN 0205-9614

Номер 3

Май–Июнь 2024



ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2024

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

Сравнительная оценка различных архитектур сверточных нейронных сетей для семантической сегментации нарушений лесного покрова по разновременным спутниковым снимкам

Н. С. Подопригорова, А. В. Тарасов, А. Н. Шихов, А. И. Канев

3

Физические основы исследования Земли из космоса

Модель собственного микроволнового излучения устьевых областей арктических рек с учетом попадания в пиксель радиометра поверхности суши

В. В. Тихонов, И. В. Хвостов, А. Н. Романов, Е. А. Шарков

16

Использование космической информации о Земле

Многолетняя динамика береговой линии по данным разновременных снимков Landsat 5 и 8 на примере провинции Тханьхоа, Вьетнам

*Т. З. Ле, Л. Х. Чинь, В. Р. Заблоцкий, К. В. Чан, С. Б. Чан, Т. Ф. То,
В. Ф. Ле, В. Т. Ле*

30

Летние и зимние аномалии характеристик дневной и ночной облачности над Западной Сибирью по спутниковым данным MODIS и реанализу ERA5 за период 2001–2022 гг.

А. В. Скороходов, К. В. Курьянович, В. Г. Астафуров

47

Особенности структуры и динамики вод в северной половине Японского моря в осенне-зимний период по данным спутниковых и судовых наблюдений

*А. Ф. Сергеев, В. Б. Лобанов, В. А. Горячев, Н. В. Шлык,
Е. Н. Марьина, Н. Б. Лукьянова, И. И. Горин, В. Цой, С. А. Зверев,
А. Ю. Юрцев, И. А. Прушковская, С. Ю. Ладыченко*

59

Методика расчета ежедневных площадей заливания района дельты Волги в половодье с использованием спутниковых данных

Н. С. Зилитинкевич

78

Хородинамическое картографирование открытых песков на северо-востоке Ставропольского края

В. В. Дорошенко

94

Contents

No. 3, 2024

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

Comparative Assessment of Different Architectures of Convolutional Neural Network for Semantic Segmentation of Forest Disturbances from Multi-Temporal Satellite Images

N. S. Podoprigorova, A. V. Tarasov, A. N. Shikhov, A. I. Kanev

3

Earth Research from Space Physical Ground

A Model of Microwave Emission from Mouth Regions of Arctic Rivers Providing for Radiometer Pixel Land Contamination

V. V. Tikhonov, I. V. Khvostov, A. N. Romanov, E. A. Sharkov

16

Utilization of the Earth Space Data

Long-term Coastline Monitoring in the Thanh Hoa Province (Vietnam) Using Landsat 5 and Landsat 8 data

Thi Giang Le, Le Hung Trinh, V. R. Zablotskii, Quoc Vinh Tran, Xuan Bien Tran, Thi Phuong To, Van Phu Le, Van Tho Le

30

Summer and Winter Anomalies of Day and Night Cloud Parameters over Western Siberia Using MODIS Data and ERA5 Reanalysis During 2001–2022

A. V. Skorokhodov, K. V. Kuryanovich, V. G. Astafurov

47

Features of the Structure and Dynamics of Water in the Northern Half of the Sea of Japan in Autumn-Winter Period According to Satellite Data and Ship Observation

A. F. Sergeev, V. B. Lobanov, V. A. Goryachev, N. V. Shlyk, E. N. Maryina, N. B. Lukyanova, I. I. Gorin, V. Tsoy, S. A. Zverev, A. Yu. Yurtsev, I. A. Prushkovskaya, S. Yu. Ladychenko

59

Methods of Calculation of Daily Flooded Areas in the Volga Delta During the Flood Periods Based on the Remote Sensing Data

N. S. Zilitinkevich

78

Horodynamic Mapping of Open Sands in the East of the Stavropol Region

V. V. Doroshenko

94

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА РАЗЛИЧНЫХ АРХИТЕКТУР СВЕРТОЧНЫХ
НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ ДЛЯ СЕМАНТИЧЕСКОЙ СЕГМЕНТАЦИИ
НАРУШЕНИЙ ЛЕСНОГО ПОКРОВА ПО РАЗНОВРЕМЕННЫМ
СПУТНИКОВЫМ СНИМКАМ

© 2024 г. Н. С. Подопригорова¹, А. В. Тарасов², А. Н. Шихов², *,
А. И. Канев¹

¹Московский государственный технический университет имени Н.Э. Баумана, Москва, Россия

²Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

*E-mail: and3131@inbox.ru

Поступила в редакцию 19.10.2023 г.

Алгоритмы, основанные на использовании сверточных нейронных сетей, являются наиболее эффективными для семантической сегментации изображений, в том числе для распознавания нарушений лесного покрова по спутниковым снимкам. В настоящей работе рассмотрена применимость различных модификаций сверточной нейронной сети архитектуры U-net для распознавания вырубок, гарей и ветровалов по разновременным и разносезонным спутниковым снимкам Sentinel-2. Оценка выполнена на трех тестовых участках, существенно различающихся по характеристикам насаждений и лесопользования. Наиболее высокая точность (среднее значение F-меры 0.59) получена по базовой модели U-net, а модели, которые показали наилучшие результаты при обучении (Attention U-Net и MobilNetv2 U-Net), не обеспечили повышение точности сегментации на независимых данных. Полученные оценки точности близки к ранее опубликованным для лесов со значительной долей проходных и выборочных рубок. Основными факторами, определяющими точность сегментации, являются характеристики самих нарушений (площадь участков рубок и их тип). Существенные различия также выявлены между снимками разных сезонов, причем максимальная точность распознавания по зимним парам снимков. По летним парам снимков и снимкам разных сезонов площадь нарушений существенно недооценивается моделями. Преобладающая порода в древостое оказывает менее существенное влияние, хотя для двух из трех тестовых участков максимальная точность отмечена в темнохвойных лесах, а минимальная – в лиственных лесах. Статистически значимое влияние освещенности склонов на точность распознавания по зимним парам снимков не выявлено. Точность распознавания гарей, которая оценивалась на примере 14 крупных лесных пожаров 2021–2022 гг., оказалась неудовлетворительной, что, вероятно, обусловлено разной степенью повреждения лесного покрова на гарях.

Ключевые слова: нарушения лесного покрова, рубки, гари, ветровалы, сегментация, сверточная нейронная сеть, U-net, снимки Sentinel-2, F-мера

DOI: 10.31857/S0205961424030013, EDN: FBIUOM

ВВЕДЕНИЕ

Распознавание нарушений лесного покрова по спутниковым снимкам является важнейшим элементом систем дистанционного мониторинга лесных ресурсов и поддержки принятия решений, действующих на региональном (Лупян и др., 2016), национальном (Барталев и др., 2016) или глобальном (Hansen et al., 2013) уровнях. Современные методы распознавания нарушений лесного покрова широко используют возможности машинного обучения. В частности, для сегментации и классификации спутниковых снимков успешно применяются методы опорных векторов (Mountrakis et al., 2011),

деревья решений (Hansen et al., 2013) и классификатор случайного леса (Rodriguez-Galiano et al., 2012). Но наиболее перспективными для семантической сегментации изображений, и в частности для выявления изменений на разновременных спутниковых снимках, считаются сверточные нейронные сети (СНС) (Горбачев и др., 2020). Изначально СНС разрабатывались для решения задач, не связанных с дистанционным зондированием Земли (ДЗЗ). Например, СНС архитектуры U-net была разработана для анализа биомедицинских изображений (Ronneberger et al., 2015), и только с 2018–2019 гг. началось ее успешное применение для сегментации данных ДЗЗ. Основное преимущество СНС

перед попиксельными методами состоит в том, что они обеспечивают возможность совместного анализа спектральных, геометрических и текстурных свойств объектов на изображениях (Larabi et al., 2016; Mou et al., 2019).

К настоящему времени опубликовано уже значительное число работ, посвященных сегментации нарушений лесного покрова с помощью СНС. Так, СНС успешно применяются для мониторинга рубок леса по снимкам Sentinel-2, причем особенно они эффективны для сегментации проходных и выборочных рубок (Isaïenkov et al., 2021; Тарасов и др., 2021; Канев и др., 2022), а также лесных дорог (Trigier et al., 2022). Также СНС успешно используются для сегментации рубок по снимкам сверхвысокого разрешения и по аэрофотоснимкам (Руо et al., 2022). СНС показали высокую эффективность при сегментации ветровалов как по снимкам Sentinel-2 (Scharvogel et al., 2020; Канев и др., 2022), так и по снимкам сверхвысокого разрешения и аэрофотоснимкам (Kislov, Korznikov, 2020; Kislov et al., 2021). За последние годы в мире накоплен значительный опыт сегментации с помощью СНС последствий пожаров в лесах умеренного (Knopp et al., 2020), субтропического (Al-Dabbagh et al., 2022; Lee et al., 2022) и тропического (Shirvani et al., 2023) поясов по одиночным и по разновременным снимкам Sentinel-2. Показатели точности сегментации гарей (общая точность, коэффициент Каппа и F-мера) в перечисленных работах достигают 0.95 – 0.98. В работе (Lee et al., 2022) также показано существенное преимущество СНС архитектуры U-net в сравнении с методами градиентного бустинга и случайного леса при сегментации гарей.

В большинстве перечисленных работ для сегментации снимков использовались СНС архитектуры U-net или ее модификации, такие как U-Net ++ (Al-Dabbagh et al., 2022), Attention U-net (Shirvani et al., 2023) и Residual U-Net (John and Zhang, 2022). На фоне множества работ, в которых показано успешное применение СНС для выделения нарушений лесного покрова по снимкам, меньше внимание уделяется факторам, влияющим на точность сегментации (тип нарушения, степень повреждения насаждения, преобладающая порода в древостое, освещенность склонов). С учетом этого, в настоящей работе решаются две основные задачи:

(1) с применением ранее созданных авторами (Канев и др., 2022) обучающих и проверочных наборов данных выполнено сопоставление точности сегментации рубок разных типов, гарей и ветровалов с помощью нескольких модификаций СНС архитектуры U-net;

(2) оцениваются факторы, влияющие на точность распознавания нарушений лесного покрова,

в частности тип нарушения (для вырубок), степень повреждения насаждения, преобладающая порода в древостое, освещенность склонов.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Обучающие и проверочные данные. Для обучения СНС распознаванию вырубок и ветровалов был использован набор данных, созданный на основе разновременных и разносезонных спутниковых снимков Sentinel-2 (Канев и др., 2022). Дополнительный обучающий набор был создан для распознавания гарей. Он включает 426 гарей от пожаров, наблюдавшихся в лесной зоне Европейской территории России (ЕТР), Урала и Западной Сибири в 2016–2021 гг., оцифрованных вручную по снимкам Sentinel-2. Часть контуров гарей была извлечена из данных Global Forest Change (Hansen et al, 2013), которые имеют пространственное разрешение 30 м.

Непосредственно для обучения СНС были сгенерированы тайлы размеров 256×256 пикселей, в каждом из которых содержится целевая маска (наличие или отсутствие нарушения лесного покрова) и набор входных признаков. В качестве таковых использованы наиболее информативные каналы видимого (B4), ближнего ИК (B8) и среднего ИК (B11, B12) диапазонов спектра, а также их разности. Перечень признаков и обоснование их выбора, а также особенности формирования тайлов для обучения рассмотрены в ранее опубликованных работах (Тарасов и др., 2021; Канев и др., 2022). Для обучающих тайлов гарей также была выполнена фильтрация – исключены те тайлы, где целевая маска (выгоревшая территория) покрывает более 30% от площади тайла. Это было необходимо, поскольку площади гарей значительно превышают площади вырубок и ветровалов. Всего при обучении использовано 6463 объекта разных типов, включая сплошные рубки (1937), проходные рубки (1559), выборочные рубки (393), лесные дороги (316), гари (1138) и ветровалы (1448). Тип рубок определялся на основе текстуры изображения и спектральных характеристик: для сплошных рубок характерно полное изъятие древостоя и наиболее резкое изменение яркости пикселей, для проходных рубок – наличие магистрального волокна и радиально отходящих от него волоков, а для выборочных рубок – отсутствие выраженного рисунка с магистральным волокном и наименьшее (в сравнении с другими типами рубок) изменение спектральной яркости (см. подробнее Шихов и др., 2020). Примеры приведены на рис. 1.

Основной валидационный набор данных также был создан в ходе ранее опубликованной работы (Канев и др., 2022). Вырубки и ветровалы размечены на трех тестовых участках, которые представляют собой ячейки глобальной разграфки данных

Sentinel-2 с идентификаторами T40VDJ, T40VEM и T39VWH. Они расположены на территории Пермского края и Республики Коми и существенно различаются по доле лесопокрытой территории, преобладающим породам в древостое и характеру лесопользования (рис. 2а). Для каждого участка

выбраны по 4 безоблачных сцены Sentinel-2, полученные с интервалом около полугода (зимние и летние безоблачные снимки 2021 и 2022 гг.). По разновременным снимкам были оцифрованы нарушения лесного покрова, появившиеся за этот период (всего 1796 вырубок на общей площади

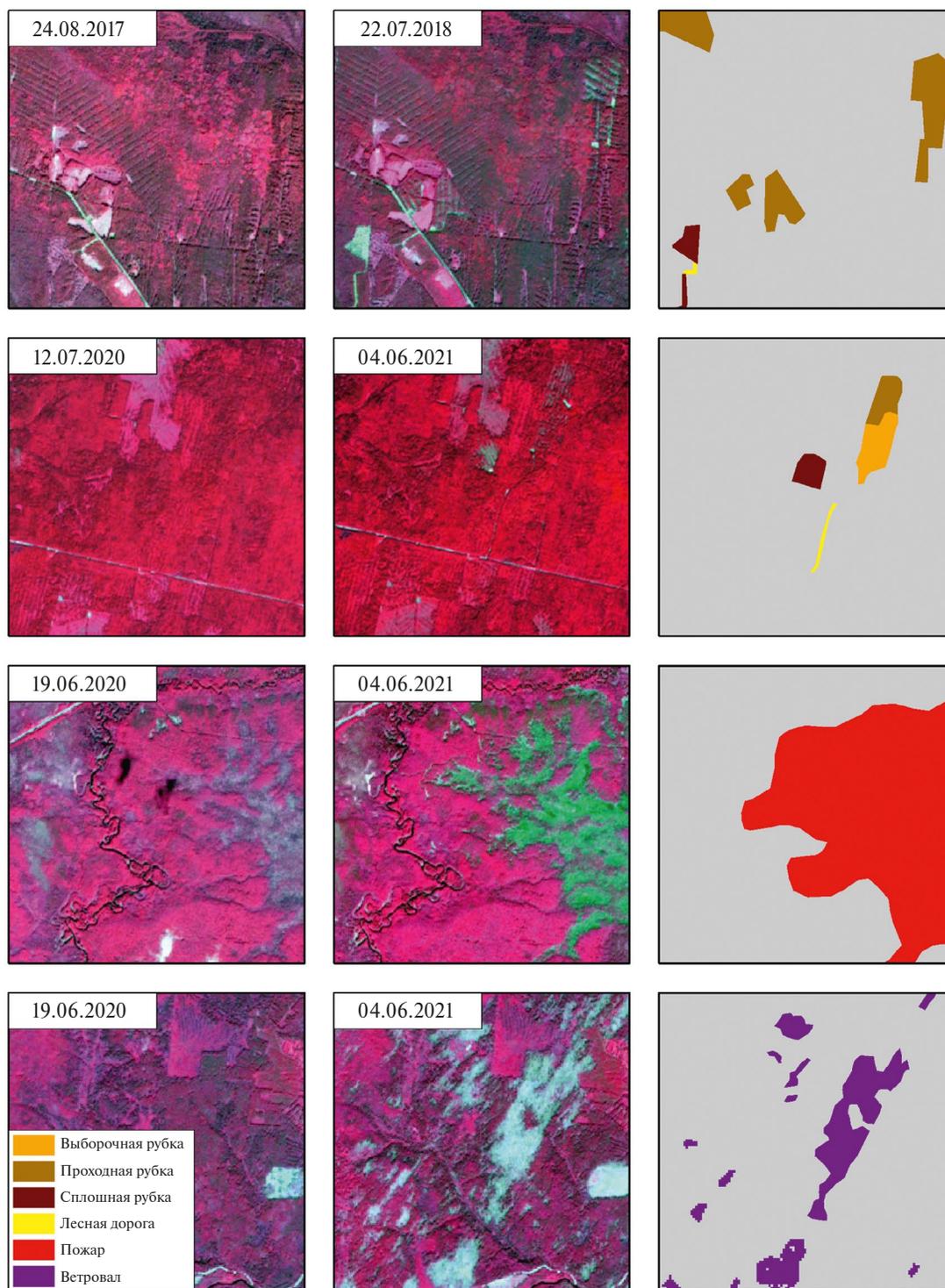


Рис. 1. Примеры размеченных данных о нарушениях лесного покрова для обучения СНС.

14695 га и 779 участков ветровалов на общей площади 1323 га). Для каждой вырубki также определен тип (сплошная, проходная, выборочная рубка или лесная дорога).

На основе этого проверочного набора данных оценивалась точность распознавания вырубki и ветровалов по парным снимкам одного сезона, полученным с интервалом около года (по три летних и зимних пары снимков), а также по разносезон-

ным снимкам, полученным с интервалом в полгода (всего 9 пар снимков). Таким образом, всего рассмотрены 15 пар снимков. Для исключения ошибок, связанных с нелесопокрытыми территориями, использовалась маска леса, созданная на основе данных проекта Global Forest Canopy Height 2020 г. (Potarov et al., 2021). Поскольку на выбранных тестовых участках за рассматриваемый период не наблюдались лесные пожары, выборка гарей была

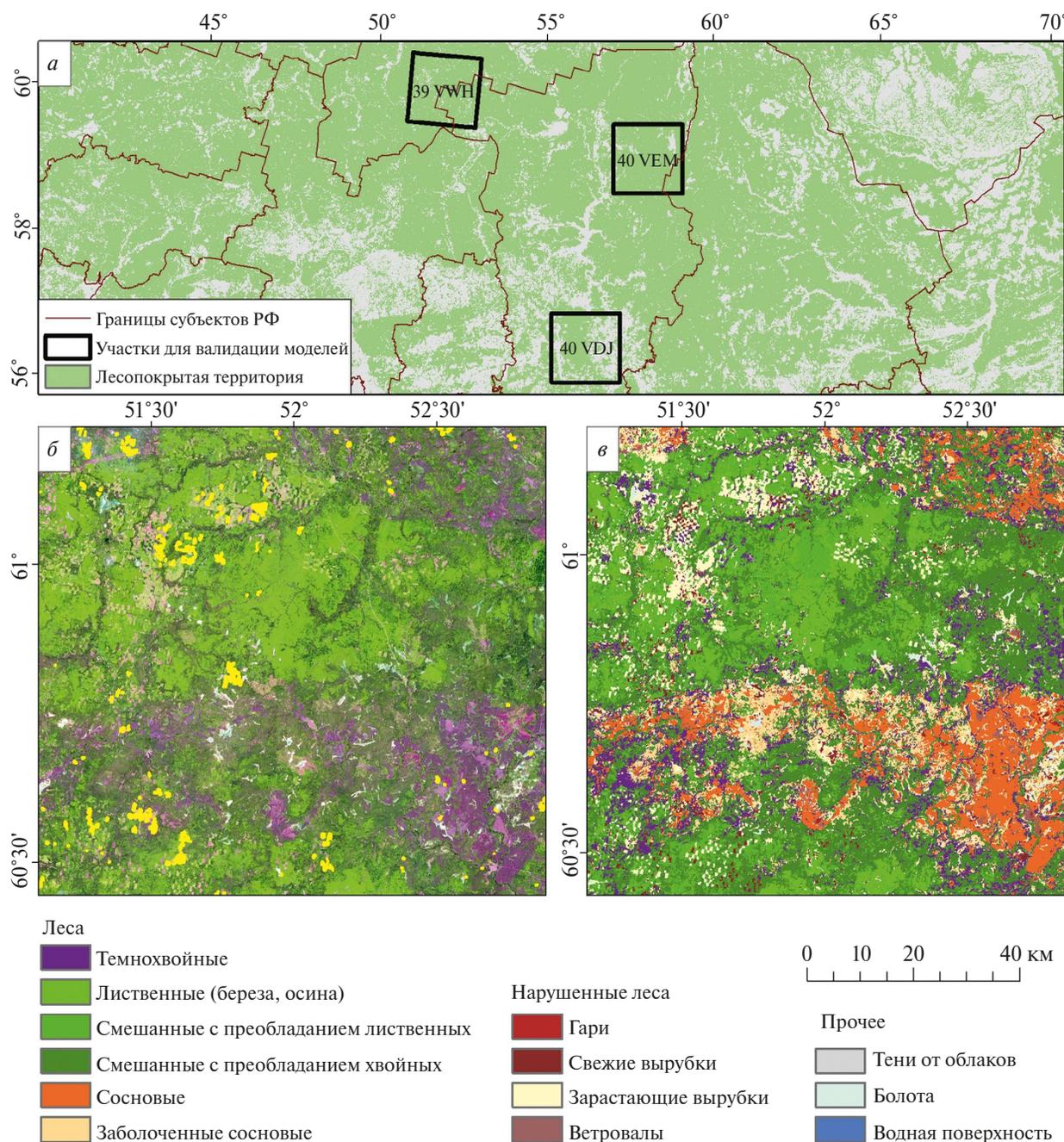


Рис. 2. Ячейки глобальной разграфки Sentinel-2, выбранные для валидации результатов распознавания нарушений лесного покрова (а), снимок Sentinel-2 на ячейку T39VWN за 13.07.2021 г. (б) и результаты классификации типов растительного покрова по данному снимку (в).

создана отдельно. Она включает 14 гарей на общей площади 31713 га (площадь отдельных гарей от 266 га до 15216 га), которые наблюдались в 2021–2022 гг. в разных районах ЕТР (в республиках Карелия, Коми и Марий Эл).

Данные для оценки факторов, влияющих на точность распознавания. Для оценки влияния преобладающей породы в древостое на точность распознавания нарушений лесного покрова для трех тестовых сцен Sentinel-2 (T40VDJ, T40VEM и T39VWH) средствами пакета ESA SNAP была выполнена классификация с применением классификатора Random Forest. Для классификации были выбраны наиболее информативные спектральные каналы: красный (B4), красный крайний (B5), ближний ИК (B8) и средний ИК (B11) безоблачных снимков летнего сезона 2021 г., которые были приведены к пространственному разрешению 20 м. Легенда классификации создана в соответствии с легендой Карты растительности России (Барталев и др., 2016). При создании обучающей выборки для классификации с геопривязанного оригинала данной карты были выбраны крупные участки лесов, соответствующие каждому из классов (темнохвойные, сосновые, смешанные с преобладанием хвойных и смешанные с преобладанием лиственных и лиственные леса). Эталоны были выбраны в пределах данных участков (по 10–15 эталонов для каждого класса, чтобы обеспечить репрезентативность). Обучающая выборка корректировалась по факту применения процедуры классификации и экспертной оценки результата. Для уточнения лесопокрываемой территории выполнено также ее маскирование на основе красного канала снимка, полученного в зимний сезон.

Оценку точности самой классификации не удалось выполнить по причине отсутствия доступных проверочных данных (например, актуальной лесоустроительной документации для данной территории). Для получения общего представления о степени неопределенности классификации рассмотрены значения метрики Precision, известной также как точность пользователя. Она рассчитывается в пакете SNAP непосредственно в процессе обучения классификатора. Для всех классов, кроме смешанных лесов, значения метрики Precision превышали 0.9, что указывает на высокую надёжность результатов классификации. Для смешанных лесов значение Precision составляет 0.75–0.9, что обусловлено частичным перемешиванием двух классов (смешанные леса с преобладанием лиственных и с преобладанием хвойных).

Результирующие растры подвергались однократному сглаживанию с помощью фильтра большинства и далее использовались для присвоения атрибута (преобладающей породы в древостое) каждому

участку нарушения лесного покрова из описанного выше валидационного набора (за исключением тех, где нарушение уже произошло на момент получения классифицируемого снимка). Всего выделено 5 классов лесов: темнохвойные, сосновые, смешанные с преобладанием хвойных, смешанные с преобладанием лиственных и лиственные (рис. 2в).

Помимо характеристик нарушений лесного покрова и преобладающей породы в древостое, на точность их распознавания по снимкам зимнего сезона могут влиять тени, обусловленные рельефом. Для оценки их возможного влияния была использована ЦМР FABDEM с пространственным разрешением 30 м (Hawker et al., 2022), по которой был построен растр освещенности (теневая отмывка). Данные об азимуте солнца и угле освещения получены из метаданных снимков Sentinel-2. Влияние освещенности анализировалось только для снимков зимнего сезона, полученных для участка T40VEM, часть территории которого приходится на горную часть Северного Урала.

Выбор архитектуры и обучение нейронных сетей. Большинство нейросетевых алгоритмов семантической сегментации изображений имеют общий принцип построения архитектуры. Сначала для выделения семантической информации изображение преобразуется в вектор признаков с помощью сети-шифровальщика (encoder), затем вектор обратно разворачивается в матрицу изображения с помощью сети-дешифровальщика (decoder). В качестве сети-энкодера часто используют различные заранее обученные свёрточные сети. Построение сети-декодера предполагает построение попиксельной карты разметки высокого разрешения по семантической карте низкого разрешения, т.е. восстановление пространственной информации (Горбачев и др., 2020). В настоящей работе для сегментации нарушений лесного покрова по спутниковым снимкам использовалась СНС архитектуры U-net с разными энкодерами (ResNet50, MobilNetv2), а также модификациями самой архитектуры (MultiRes U-Net, Attention U-Net). Некоторые из этих модификаций ранее уже показали высокую эффективность для решения аналогичных задач (Shirvani et al., 2023).

Выбор архитектуры U-net был обусловлен ее способностью сегментировать выборочные и проходные рубки как целостные объекты (Isaiev et al., 2021; Тарасов и др., 2021) и в целом успешным опытом применения для распознавания нарушений лесного покрова по спутниковым снимкам. Данная архитектура сохраняет размер входного сегментированного изображения без дополнительных преобразований, поэтому результаты сегментации можно легко совместить с исходными данными, что важно при валидации.

Архитектура MultiRes U-Net отличается от U-net прежде всего тем, что она включает операции свертки 5×5 и 7×7 параллельно с операцией свертки 3×3 , доступной в U-Net (Ibtehaz and Rahman, 2020). В результате MultiRes U-Net выигрывает по производительности и качеству при сегментации сложных изображений (имеющих шум или искажения) и дает более надежные и устойчивые результаты.

Архитектура Attention U-net отличается от обычной U-Net тем, что в нее включен так называемый “механизм внимания”, который направлен на воспроизведение способности человека концентрироваться на определенных объектах. Механизмы внимания позволяют обрабатывать фильтры по-разному в зависимости от контента (в данном случае – от свойств изображения) и облегчают обучение с использованием меньшего количества фильтров (John and Zhang, 2022).

Архитектура ResNet50 U-net представляет комбинацию архитектур ResNet50 и U-net. ResNet50 – это полностью сверточная нейронная сеть глубиной 50 слоев. Она включает 4 блока свертки и 4 последовательных по размерам части кодирования (He et al., 2016). Архитектура U-net в данном случае используется как расширение.

Архитектура MobilNetv2 U-Net представляет комбинацию архитектур MobileNetv2 и U-Net. Для выделения семантической информации изображение преобразуется в вектор признаков с помощью архитектуры MobileNetv2, оптимизированной для мобильных устройств, что повышает производительность (Sandler, 2018). Декодер использует архитектуру на базе U-Net.

При обучении данные были разделены на обучающий и проверочный поднаборы в соотношении 17:3. Все виды нарушений лесного покрова сведены к одному классу. Энкодеры и декодеры всех моделей состоят из 4-х слоев. Модели обучались в течение 200 эпох со скоростью обучения $1e^{-3}$ (после 15 эпох без изменения функции потерь скорость обучения снижается в 0.1 раза). Размер подвыборки для обучения (batch size) был равен 8. В качестве функции потерь использован коэффициент Дайса, который обеспечивает устойчивость к несбалансированности выборок. В основном значении параметров обучения соответствуют тем, которые использовались ранее в работе (Канев и др., 2023). Для оптимизации вычислений был выбран оптимизатор адаптивной оценки момента (ADAM), повышающий производительность при решении задач с разреженными градиентами. Обучение завершалось после прохождения 200 эпох, и модель с лучшим коэффициентом Дайса сохранялась для последующей работы. Для оценки результата используются общепринятые метрики: коэффициент Дайса, Sensitivity, Specifity

и F-мера. Графики обучения приведены на рис. 3, а оценки точности, полученные по проверочному поднабору – в табл. 1–2.

Все использованные модели, кроме ResNet50 U-Net, на тестовой подвыборке показали высокую точность сегментации нарушений лесного покрова, при этом у моделей Attention U-Net и MobilNetv2 U-Net точность оказалась несколько выше. Эти две модели, а также модель U-net, обученная в ходе работы (Канев и др., 2023), оценивались далее на независимом наборе данных. Также выявлены существенные различия в распознавании различных видов нарушений. По всем моделям получена низкая точность распознавания лесных дорог и ветровалов, а наиболее высокая точность характерна для гарей.

Оценка моделей на независимом наборе данных. С помощью обученных моделей, которые показали максимальную точность на тестовой подвыборке (Attention U-Net и MobilNetv2 U-Net), а также модели U-net, обученной ранее (Канев и др., 2023), была выполнена сегментация нарушений лесного покрова по вышеописанному независимому набору данных (15 пар сцен Sentinel-2). Точность оценивалась по матрице ошибок, на основе которой рассчитаны метрики Precision (точность), Recall (полнота) и F-мера. При расчете матрицы ошибок в качестве TP (True Positive) рассматривалась площадь пересечения нарушений, выделенных по модели машинного обучения и по проверочному набору данных. Пороговое значение вероятности изменений в результирующих растрах принято равным 0.2 (все пиксели, в которых значение было свыше 0.2, оценивались как изменения). Такое значение порога близко к ранее использованному (Канев и др., 2023) и в целом обеспечивает оптимальное соотношение пропусков и ложных срабатываний, хотя большинство объектов, классифицированных как нарушения, и имеют показатель вероятности, близкий к единице. Для оценки влияния преобладающей породы в древостое на точность сегментации были сопоставлены значения метрик точности для вырубок и ветровалов, выделенных в разных типах леса (эти расчеты выполнены только для пар снимков, полученных в летний сезон).

Аналогичным образом выполнена оценка точности распознавания лесных гарей на основе вышеописанного валидационного набора данных. При этом использовались данные о тепловых аномалиях NASA FIRMS, полученные со спутника SUOMI NPP (в виде термоточек). Вокруг группы термоточек, связанных с каждым оцениваемым пожаром, была построена буферная область шириной 2 км, и оценка проводилась в пределах этой области, чтобы избежать ошибочного включения других нарушений лесного покрова, не связанных с пожаром.

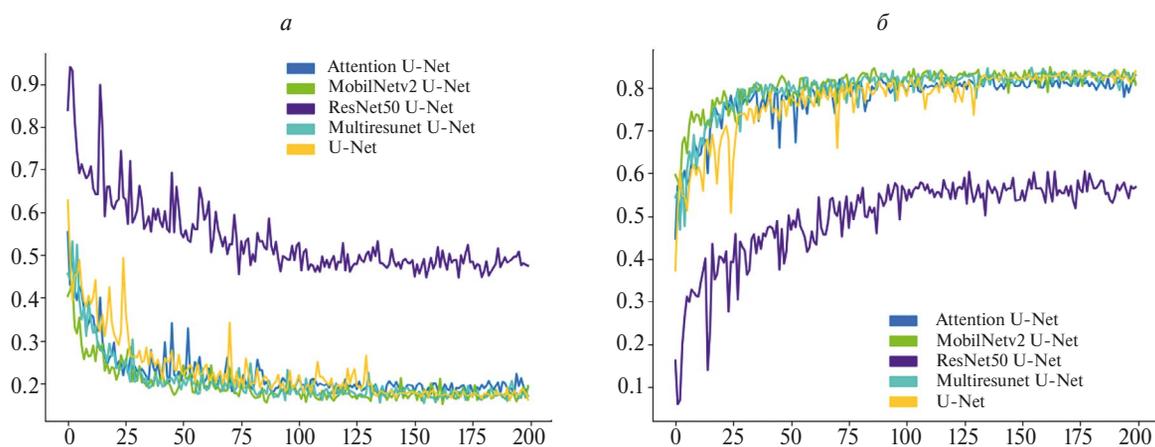


Рис. 3. Функции потерь (а) и коэффициент Дайса (б) на проверочном наборе данных (по оси X показано число эпох при обучении).

Таблица 1. Оценки точности, полученные на проверочном поднаборе данных при обучении

Модель	Коэффициент Дайса	Sensitivity	Specificity	F-мера
U-Net	0.753	0.767	0.996	0.753
Attention U-Net	0.772	0.811	0.996	0.772
MultiRes U-Net	0.737	0.682	0.998	0.737
MobilNetv2 U-Net	0.772	0.771	0.997	0.772
ResNet50 U-Net	0.402	0.415	0.991	0.402

Таблица 2. Точность распознавания (коэффициент Дайса) различных типов нарушений лесного покрова по проверочному поднабору данных

Модель	Сплошные рубки	Проходные рубки	Лесные дороги	Ветровалы	Гари	Выборочные рубки
U-Net	0.666	0.660	0.021	0.434	0.944	0.563
Attention U-Net	0.667	0.641	0.034	0.434	0.948	0.598
MultiRes U-Net	0.677	0.501	0.015	0.334	0.956	0.456
MobilNetv2 U-Net	0.689	0.651	0.050	0.343	0.961	0.623
ResNet50 U-Net	0.341	0.271	0.041	0.039	0.876	0.208

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка точности сегментации нарушений лесного покрова с помощью разных моделей СНС на независимых данных. На первом этапе выполнено общее сравнение точности сегментации (по показателю F-меры) для зимних, летних и разносезонных пар снимков. Модель U-net, обученная в рамках работы (Канев и др., 2023), показала существенно более высокую точность сегментации, чем две модифицированные модели, причем ее преимущество проявляется вне зависимости от сезона съемки. Точность сегментации вырубок и ветровалов по зимним парам снимков ожидаемо оказалась выше, чем по летним и по разносезонным парам снимков. Однако

различия не столь велики, как можно было ожидать (среднее значение F-меры по сезонам составляет 0.59, 0.51 и 0.48 соответственно). Наиболее значительные различия по точности выявлены между разными тестовыми участками, что обусловлено особенностями практики лесопользования (средней площадью участка нарушений, долей сплошных рубок), а также преобладающих пород в древостое.

Соотношение метрик Precision и Recall (точность и полнота) показывает, что в большинстве случаев модели занижают площадь нарушений лесного покрова. Наиболее существенное занижение выявлено по снимкам летнего сезона, тогда как по

зимним парам снимков площадь нарушений оказывается даже несколько завышенной (табл. 4). Это обусловлено более значительным изменением спектральной яркости поверхности на выборочных и проходных рубках на зимних снимках в сравнении с летними снимками (поскольку зимой на участках с вырубленными деревьями открывается снежная поверхность с высокой яркостью в видимом диапазоне спектра). Также значительные различия выявлены при сравнении тестовых участков. Так, для участка T40VDJ метрика Precision превышает Recall в среднем почти в два раза (т.е. имеется сильное занижение площади нарушений по снимкам любого сезона), тогда как для сцены T39VWH площадь нарушений даже несколько завышена (табл. 4). Использование в качестве дополнительного фильтра маски леса для исключения ошибочного распознавания объектов на нелесных участках в большинстве случаев не приводит к повышению точности распознавания. Лишь по одной паре снимков таким способом удалось повысить значение F-меры с 0.37 до 0.43.

Различия тестовых участков по преобладающей породе в древостое (по результатам классификации снимков Sentinel-2) и особенностям лесопользо-

вания приведены в табл. 5. На всех трех участках доминируют смешанные леса, однако на участке T40VDJ это леса с преобладанием лиственных, а на двух других участках – с преобладанием хвойных пород. При этом темнохвойные и сосновые леса на участке T40VDJ занимают менее 10% территории, тогда как на двух других участках – более 20%. Еще более значительные различия характерны для площади рубок, особенно сплошных. Средняя площадь сплошной рубки на участке T40VDJ почти в три раза меньше, чем на двух других участках. Наибольшая доля сплошных рубок от общей площади нарушений лесного покрова характерна для участка T40VEM. Как отмечено в работе (Канев и др., 2023), точность распознавания нарушений лесного покрова растет по мере увеличения их площади, а также в зависимости от их типа (максимальная характерна для сплошных рубок, а минимальная – для лесных дорог). Поэтому в данном случае различия точности распознавания для разных тестовых участков объясняются в первую очередь площадью нарушений и их распределением по типам.

Зависимость точности распознавания от преобладающей породы в древостое оценивалась только по парам снимков летнего сезона. Однознач-

Таблица 3. Общая оценка точности распознавания нарушений лесного покрова по снимкам Sentinel-2 на независимом наборе данных (приведены значения F-меры)

Тестовый участок	T40VDJ			T39VWH			T40VEM			Среднее для модели
	Зима	Лето	Переходные	Зима	Лето	Переходные	Зима	Лето	Переходные	
U-net	0.66	0.33	0.33	0.78	0.79	0.60	0.51	0.73	0.58	0.59
Attention U-Net	0.47	0.24	0.30	0.75	0.56	0.59	0.34	0.35	0.56	0.46
MobilNetv2 U-Net	0.48	0.27	0.29	0.79	0.69	0.61	0.51	0.67	0.45	0.53
Среднее по сезону	0.54	0.28	0.31	0.77	0.68	0.60	0.45	0.58	0.53	
Среднее по сцене	0.37			0.68			0.52			

Таблица 4. Соотношение метрик Precision и Recall при распознавании нарушений лесного покрова в зависимости от сезона съемки и для разных тестовых участков

Сезон съемки	Зима		Лето		Переходные	
	Precision	Recall	Precision	Recall	Precision	Recall
U-net	0.62	0.68	0.84	0.53	0.59	0.52
Attention U-Net	0.43	0.65	0.51	0.38	0.62	0.48
MobilNetv2 U-Net	0.53	0.58	0.52	0.33	0.59	0.47
Тестовый участок	T40VDJ		T39VWH		T40VEM	
Модель	Precision	Recall	Precision	Recall	Precision	Recall
U-net	0.70	0.39	0.57	0.63	0.69	0.60
Attention U-Net	0.55	0.29	0.44	0.61	0.67	0.55
MobilNetv2 U-Net	0.42	0.27	0.59	0.50	0.57	0.53

Таблица 5. Характеристика лесных насаждений и особенностей лесопользования на участках, для которых выполнена оценка точности распознавания

Тестовый участок	Характеристики насаждений		Характеристики проверочного набора (число и средняя площадь объектов)		
	Доля лесопокрытой площади, %	Преобладающие типы леса (доля от общей площади сцены, %)	Сплошные рубки	Иные типы рубок (выборочные, проходные, дороги)	Ветровалы
T39VWH	95.9	смешанные с преобладанием хвойных (30.6); смешанные с преобладанием лиственных (17.0); темнохвойные (14.1); сосновые (10.4)	179/10.3	378/9.4	88/2.4
T40VEM	92.6	смешанные с преобладанием хвойных (32.6); темнохвойные (23.2); смешанные с преобладанием лиственных (14.9); лиственные (14.0)	385/11.7	304/7.8	691/1.6
T40VDJ	70.9	смешанные с преобладанием лиственных (29.7); смешанные с преобладанием хвойных (15.7); лиственные (12.1); лесовосстановление на полях и вырубках (12.0)	352/3.3	198/6.4	1/13.1

Таблица 6. Зависимости точности распознавания нарушений лесного покрова от преобладающей породы в древостое (выделены максимальные значения F-меры для каждой сцены)

Сцена	Тип леса	Precision	Recall	F-мера
T39VWH	Темнохвойные	0.97	0.26	0.40
	Сосновые	0.72	0.73	0.72
	Смешанные с преобладанием хвойных	0.90	0.26	0.40
	Смешанные с преобладанием лиственных	0.85	0.26	0.40
	Лиственные и участки лесовосстановления	0.74	0.12	0.21
T40VEM	Темнохвойные	0.97	0.54	0.70
	Сосновые	0.69	0.70	0.69
	Смешанные с преобладанием хвойных	0.96	0.52	0.67
	Смешанные с преобладанием лиственных	0.97	0.34	0.50
	Лиственные и участки лесовосстановления	0.99	0.28	0.43
T40VDJ	Темнохвойные	0.57	0.17	0.26
	Сосновые	0.65	0.19	0.30
	Смешанные с преобладанием хвойных	0.45	0.16	0.23
	Смешанные с преобладанием лиственных	0.59	0.41	0.48
	Лиственные и участки лесовосстановления	0.94	0.34	0.50

ной зависимости выявить не удалось. Так, если на участках T39VWH и T40VEM наибольшая точность достигается в темнохвойных лесах и наименьшая — в мелколиственных (что соответствует характеру изменения спектральной яркости на вырубках в лесах с разными преобладающими породами в древостое), то на участке T40VDJ максимальное значение точности распознавания отмечено в лиственных лесах (табл. 6). Такое расхождение может быть обусловлено меньшей площадью рубок на данном участке в сравнении с двумя другими. Также не вы-

явлена статистически значимой зависимости точности распознавания нарушений лесного покрова по зимним снимкам от освещенности склонов.

Оценка точности распознавания гарей была выполнена для двух моделей: Attention U-Net и MobilNetv2 U-Net (рис. 4). В среднем точность оказалась значительно ниже, чем для рубок и ветровалов, причем модель Attention U-Net показала значительно более высокую точность (среднее значение F-меры 0.48 против 0.37 по модели

MobilNetv2 U-Net). В большинстве случаев метрика Precision превышает Recall, т.е. модели занижают площади гарей. Более выражено это для модели MobilNetv2 U-Net (среднее значение Precision составляет 0.67, а Recall – 0.33).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие моделей машинного обучения, и в частности сверточных нейронных сетей для анализа изображений, происходит быстрыми темпами. Они широко применяются для сегментации нарушений лесного покрова по спутниковым снимкам, однако в каждой работе данные имеют свою специфику, связанную с типом нарушений и их площадью, процентом изъятия древостоя, характеристиками насаждений, рельефа местности и других факторов. В настоящей работе были обучены пять различных моделей (различные модификации архитектуры СНС U-net). Три из них, которые показали наилучшие результаты при обучении, были проверены на независимых наборах данных (парных снимках Sentinel-2, полученных в разные сезоны 2021-2023 гг.), на которых были предварительно размечены границы свежих вырубок, гарей и ветровалов.

В результате установлено, что модификации архитектуры U-net, которые показали наилучшие результаты при обучении (Attention U-Net и MobilNetv2 U-Net) не обеспечили повышение

точности распознавания на независимых данных. Наиболее высокая точность (среднее значение F-меры 0.59) получена по базовой модели U-net. Стоит отметить, что такие значения точности существенно ниже, чем в ранее опубликованных зарубежных работах (Al-Dabbagh et al., 2022; Lee et al., 2022), но сопоставимы с результатами, опубликованными ранее для Украины и России (Isaienkov et al., 2021; Тарасов и др., 2021). Такое расхождение обусловлено особенностями самих нарушений лесного покрова: в первой группе работ рассмотрены в основном крупные сплошные нарушения (гары), а во второй значительную часть проверочного набора данных составляли выборочные и проходные рубки, которые отличаются относительно слабым изменением спектральных характеристик и объективной сложностью автоматической сегментации.

Основным фактором, определяющим точность распознавания нарушений лесного покрова, являются характеристики самих нарушений – площадь и тип, что было показано еще в работе (Канев и др., 2023). Точность распознавания растет по мере увеличения доли сплошных рубок. Существенные различия также выявлены между снимками разных сезонов, причем максимальна точность распознавания по зимним парам снимков. По летним парам снимков и снимкам разных сезонов площадь нарушений существенно недооценивается, что обусловлено сложностью сегментации проходных и выбо-

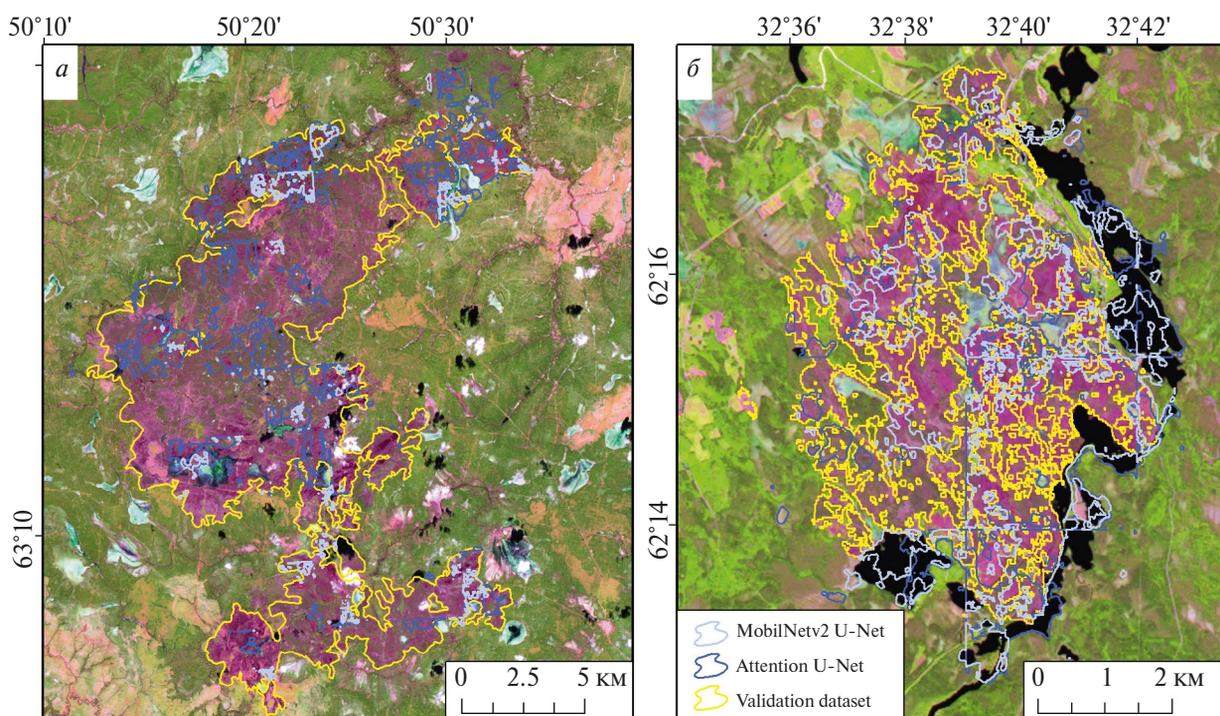


Рис. 4. Сегментация лесных гарей по снимкам Sentinel-2 с помощью моделей машинного обучения Attention U-Net и MobilNetv2 U-Net.

рочных рубок. Преобладающая порода в древостое оказывает менее существенное влияние на точность. На двух из трех тестовых участков максимальная точность отмечена в темнохвойных лесах, а минимальная — в лиственных, что соответствует характеру изменения спектральных характеристик на вырубках. Статистически значимое влияние освещенности склонов на точность распознавания по зимним парам снимков не выявлено.

Точность распознавания гарей, которая оценивалась на примере 14 крупных лесных пожаров 2021–2022 гг., оказалась неудовлетворительной, что требует доработки обучающей выборки и использованных моделей машинного обучения, и будет предметом дальнейших исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда и Пермского края (проект № 22-27-20018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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. 208 с.
- Горбачёв В.А., Криворотов И.А., Маркелов А.О., Котлярова Е.В.* Семантическая сегментация спутниковых снимков аэропортов с помощью свёрточных нейронных сетей // Компьютерная оптика. 2020. Т. 44. № 4. С. 636–645. DOI: 10.18287/2412-6179-СО-636.
- Канев А.И., Тарасов А.В., Шихов А.Н., Подопризорова Н.С., Сафонов Ф.А.* Распознавание вырубок и ветровалов по спутниковым снимкам Sentinel-2 с применением свёрточной нейронной сети U-net и факторы, влияющие на его точность // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 3. С. 136–151. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-136-151.
- Лупян Е.А., Барталев С.А., Балашиов И.В., Барталев С.С., Бурцев М.А., Егоров В.А., Ефремов В.Ю., Жарко В.О., Кашницкий А.В., Колбудаев П.А., Крамарева Л.С., Мазуров А.А., Оксоевич А.Ю., Плотников Д.Е., Прошин А.А., Сенько К.С., Уваров И.А., Хвостиков С.А., Ховратович Т.С.* Информационная система комплексного дистанционного мониторинга лесов “ВЕГА-Приморье” // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 5. С. 11–28. DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-11-28.
- Тарасов А.В., Шихов А.Н., Шабалина Т.В.* Распознавание нарушений лесного покрова по спутниковым снимкам Sentinel-2 с помощью свёрточных нейронных сетей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 3. С. 51–64. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-51-64.
- Шихов А.Н., Герасимов А.П., Пономарчук А.И., Перминова Е.С.* Тематическое дешифрирование и интерпретация космических снимков среднего и высокого пространственного разрешения: учебное пособие / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. — Электронные данные. — Пермь, 2020. — 49,6 Мб; 191 с. Режим доступа: <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/uchebnie-posobiya/shikhov-gerasimov-ponomarchuk-perminova-tematicheskoe-deshifrovanie-i-interpretaciya-kosmicheskikh-snimkov.pdf>
- Al-Dabbagh A.M., Ilyas M.* Uni-temporal Sentinel-2 imagery for wildfire detection using deep learning semantic segmentation models // Geomatics, Nat. Hazards and Risk. 2023. V. 14(1). Art. No. 2196370. DOI: 10.1080/19475705.2023.2196370.
- Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O., Townshend J.R.G.* High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change // Science. 2013. V. 342(6160). P. 850–853. DOI: 10.1126/science.1244693.
- Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J., Sampson C., Neal J.* A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed // Environ. Res. Letters. 2022. V. 17. Art. No. 024016. DOI: 10.1088/1748-9326/ac4d4f.
- He K., Zhang X., Ren S., Sun J.* Deep residual learning for image recognition // Proceedings of the IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, Las Vegas, NV, USA, 27–30 June 2016; Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE): Piscataway, NJ, USA, 2016. P. 770–778.
- John D., Zhang C.* An attention-based U-Net for detecting deforestation within satellite sensor imagery // Int. J. Applied Earth Observations Geoinf. 2022. V. 107. Art. No. 102685. DOI: 10.1016/j.jag.2022.102685.
- Ibtehaz N., Rahman M.S.* MultiResUNet: Rethinking the U-Net architecture for multimodal biomedical image segmentation. Neural networks. 2020. V. 121. P. 74–87. DOI: 10.1016/j.neunet.2019.08.025.
- Isaienkov K., Yushchuk M., Khramtsov V., Seliverstov O.* Deep Learning for Regular Change Detection in Ukrainian Forest Ecosystem with Sentinel-2 // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Rem. Sens. 2021. V. 14. P. 364–376. DOI: 10.1109/JSTARS.2020.3034186.
- Kislov D.E., Korznikov K.A.* Automatic windthrow detection using very-high-resolution satellite imagery and deep learning // Rem. Sens. 2020. V. 12(7). Art. No. 1145. DOI: 10.3390/rs12071145.
- Kislov D.E., Korznikov K.A., Altman J., Vozmishcheva A.S., Krestov P.V.* Extending deep learning approaches for forest disturbance segmentation on very high-resolution satellite images // Rem. Sens. Ecol. Conservation. 2021. V. 7(3). P. 355–368. DOI: 10.1002/rse2.194.
- Knopp L., Wieland M., Rättich M., Martinis S.* A Deep Learning Approach for Burned Area Segmentation with Sentinel-2 Data // Rem. Sens. 2020. V. 12. Art. No. 2422. DOI: 10.3390/rs12152422.
- Larabi M., Liu Q., Wang Y.* Convolutional neural network features based change detection in satellite images // Proc. 1 st Intern. Workshop Pattern Recognition, RRRP 2016. Dec. 4, 2016, Cancún, Mexico. 2016. Art. No. 100110W.
- Lee C., Park S., Kim T., Liu S., Md Reba M.N., Oh J., Han Y.* Machine Learning-Based Forest Burned Area Detection with Various Input Variables: A Case Study of South Korea // Applied Sci. 2022. V. 12. Art. No. 10077. DOI: 10.3390/app121910077.
- Mou L., Bruzzone L., Zhu X.X.* Learning spectral-spatial features via a recurrent convolutional neural network for change detection in multispectral imagery // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2019. V. 57(2). P. 924–935. DOI: 10.1109/TGRS.2018.2863224.
- Mountrakis G., Im J., Ogole C.* Support vector machines in remote sensing: A review // ISPRS J. of Photogram. Rem. Sens. 2011. V. 66(3). P. 247–259. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2010.11.001.

- Potapov P., Li X., Hernandez-Serna A., Tyukavina A., Hansen M.C., Kommareddy A., Pickens A., Turubanova S., Tang H., Silva C.E., Armston J., Dubayah R., Blair J. B., Hofton M.* Mapping global forest canopy height through integration of GEDI and Landsat data // *Rem. Sens. Environ.* 2021. V. 253. Art. No. 112165. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112165.
- Pyo J., Han K.-j., Cho Y., Kim D., Jin D.* Generalization of U-Net Semantic Segmentation for Forest Change Detection in South Korea Using Airborne Imagery // *Forests.* 2022. V. 13. Art. No. 2170. DOI: 10.3390/f13122170.
- Rodriguez-Galiano V.F., Ghimire B., Rogan J., Chica-Olmo M., Rigol-Sanchez J.P.* An assessment of the effectiveness of a random forest classifier for land-cover classification // *ISPRS J. Photogram. Rem. Sens.* 2012. V. 67(1). P. 93–104. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2011.11.002.
- Ronneberger O., Fischer P., Brox T.* U-Net: Convolutional networks for biomedical image segmentation // *arXiv*: e-print service. arXiv:1505.04597. 2015. 8 p. <https://arxiv.org/pdf/1505.04597.pdf>.
- Sandler M., Howard A.G., Zhu M., Zhmoginov A., Chen L.-C.* MobileNetV2: Inverted residuals and linear bottlenecks // *IEEE Conf. Computer Vis. Pattern Recognition (CVPR)*, 2018. P. 4510–4520.
- Shirvani Z., Abdi O., Goodman R.C.* High-Resolution Semantic Segmentation of Woodland Fires Using Residual Attention UNet and Time Series of Sentinel-2 // *Rem. Sens.* 2023. V. 15. Art. No. 1342. DOI: 10.3390/rs15051342.
- Scharvogel D., Brandmeier M., Weis M.* A Deep Learning Approach for Calamity Assessment Using Sentinel-2 Data // *Forests.* 2020. V. 11(2). Art. No. 1239. 21 p. DOI: 10.3390/f11121239.
- Trier O., Salberg A., Larsen R., Nyvoll O.T.* Detection of forest roads in Sentinel-2 images using U-Net // *Proc. Northern Lights Deep Learning Workshop*, 2022. V. 3. DOI: 10.7557/18.6246.

Comparative Assessment of Different Architectures of Convolutional Neural Network for Semantic Segmentation of Forest Disturbances from Multi-Temporal Satellite Images

N. S. Podoprigo-rova¹, A. V. Tarasov², A. N. Shikhov², A. I. Kanev¹

¹*Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia*

²*Perm State University, Perm, Russia*

Algorithms based on convolutional neural networks are the most efficient for semantic segmentation of images, including segmentation of forest cover disturbances from satellite images. In this study, we consider the applicability of various modifications of the U-net architecture of convolutional neural network for recognizing logged, burnt and windthrow areas in forests from multi-temporal and multi-seasonal Sentinel-2 satellite images. The assessment was carried out on three test sites that differ significantly in the characteristics of forest stands and forest management. The highest accuracy (average F-measure of 0.59) was obtained from the U-net model, while the models that showed the best results during training (Attention U-Net and MobilNetv2 U-Net) did not improve segmentation of independent data. The resulting accuracy estimates are close to those previously published for forests with a substantial proportion of selective logged areas. Characteristics of logged areas and windthrows, namely their area and type are the main factor determining the accuracy of semantic segmentation. Substantial differences were also revealed between the images taken in different seasons of the year, with the maximum segmentation accuracy based on winter pairs of images. According to summertime and different-season pairs of images, the area of forest disturbances is substantially underestimated. Forest species composition has a less significant effect, although for two of the three test sites, the maximum accuracy was observed in dark coniferous forests, and the minimum in deciduous forests. There was no statistically significant effect of slope lighting factor calculated from digital elevation model on segmentation accuracy based for winter pairs of images. The accuracy of segmentation of burnt areas, which was assessed using the example of 14 large forest fires in 2021–2022, is unsatisfactory, which is probably due to the varying degrees of damage to the forest cover in the burnt areas.

Keywords: forest disturbances, logging, burned areas, windthrows, segmentation, convolutional neural network, U-net, Sentinel-2 images, F-measure

REFERENCES

- Al-Dabbagh A.M., Ilyas M.* Uni-temporal Sentinel-2 imagery for wildfire detection using deep learning semantic segmentation models. *Geomatics, Nat. Hazards and Risk.* 2023. V. 14(1). Art. No. 2196370. DOI: 10.1080/19475705.2023.2196370.
- Bartalev S.A., Egorov V.A., Zharko V.O., Lupyan E.A., Plotnikov D.E., Khvostikov S.A., Shabanov N.V.* Sputnikovoe kartografirovaniye rastitel'nogo pokrova Rossii [Satellite-based mapping of the vegetation cover in Russia]. Moscow, Space Research Institute of RAS. 2016. 208 p. (In Russian).
- Gorbachev V.A., Krivorotov I.A., Markelov A.O., Kotlyarova E.V.* Semanticheskaya segmentatsiya sputnikovykh snimkov aeroportov s pomoshch'yu svertochnykh neironnykh setei [Semantic segmentation of airport satellite images using convolutional neural networks]. *Komp'yuternaya optika.* 2020. V. 44(4). P. 636–645. DOI: 10.18287/2412-6179-CO-636. (In Russian).

- Hansen M.C., Potapov P.V., Moore R., Hancher M., Turubanova S.A., Tyukavina A., Thau D., Stehman S.V., Goetz S.J., Loveland T.R., Kommareddy A., Egorov A., Chini L., Justice C.O., Townshend J.R.G. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. *Science*. 2013. V. 342(6160). P. 850–853. DOI: 10.1126/science.1244693.
- Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J., Sampson C., Neal J. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. *Environ. Res. Letters*, 2022. V. 17. Art. No. 024016. DOI: 10.1088/1748-9326/ac4d4f.
- He K., Zhang X., Ren S., Sun J. Deep residual learning for image recognition. *Proceedings of the IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition, Las Vegas, NV, USA, 27–30 June 2016; Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE): Piscataway, NJ, USA, 2016. P. 770–778.*
- John D., Zhang C. An attention-based U-Net for detecting deforestation within satellite sensor imagery. *Int. J. Applied Earth Observations Geoinf.* 2022. V. 107. Art. No. 102685. DOI: 10.1016/j.jag.2022.102685.
- Ibtehaz N., Rahman M.S. MultiResUNet: Rethinking the U-Net architecture for multimodal biomedical image segmentation. *Neural networks*. 2020. V. 121. P. 74–87. DOI: 10.1016/j.neunet.2019.08.025.
- Isaienkov K., Yushchuk M., Khramtsov V., Seliverstov O. Deep Learning for Regular Change Detection in Ukrainian Forest Ecosystem with Sentinel-2. *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Rem. Sens.* 2021. V. 14. P. 364–376. DOI: 10.1109/JSTARS.2020.3034186.
- Kanev A.I., Tarasov A.V., Shikhov A.N., Podoprigrorova N.S., Safonov F.A. Raspoznavanie vyrubok i vetrovalov po sputnikovym snimkam Sentinel-2 s primeneniem svertochnoi neironnoi seti U-net i faktory, vliyayushchie na ego tochnost' [Identification of logged and windthrow areas from Sentinel-2 satellite images using the U-net convolutional neural network and factors affecting its accuracy]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2023. V. 20(3). P. 136–151. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-136-151. (In Russian).
- Kislov D.E., Korznikov K.A. Automatic windthrow detection using very-high-resolution satellite imagery and deep learning. *Rem. Sens.* 2020. V. 12(7). Art. No. 1145. DOI: 10.3390/rs12071145.
- Kislov D.E., Korznikov K.A., Altman J., Vozmishcheva A.S., Krestov P.V. Extending deep learning approaches for forest disturbance segmentation on very high-resolution satellite images. *Rem. Sens. Ecol. Conservation*. 2021. V. 7(3). P. 355–368. DOI: 10.1002/rse2.194.
- Knopp L., Wieland M., Rättich M., Martinis S. A Deep Learning Approach for Burned Area Segmentation with Sentinel-2 Data. *Rem. Sens.* 2020. V. 12. Art. No. 2422. DOI: 10.3390/rs12152422.
- Larabi M., Liu Q., Wang Y. Convolutional neural network features based change detection in satellite images. *Proc. 1 st Intern. Workshop Pattern Recognition, RRRP 2016. Dec. 4, 2016, Cancún, Mexico. 2016. Art. No. 100110W.*
- Lee C., Park S., Kim T., Liu S., Md Reba M.N., Oh J., Han Y. Machine Learning-Based Forest Burned Area Detection with Various Input Variables: A Case Study of South Korea. *Applied Sci.* 2022. V. 12. Art. No. 10077. DOI: 10.3390/app121910077.
- Lupyan E.A., Bartalev S.A., Balashov I.V., Bartalev S.S., Burtsev M.A., Egorov V.A., Efremov V.Yu., Zharko V.O., Kashnitskii A.V., Kolbudaev P.A., Kramareva L.S., Mazurov A.A., Oksyukevich A.Yu., Plotnikov D.E., Proshin A.A., Sen'ko K.S., Uvarov I.A., Khvostikov S.A., Khovratovich T.S. Informatsionnaya sistema kompleksnogo distantsionnogo monitoringa lesov ["VEGA-Primor'e" Vega-Primorie: complex remote forest monitoring information system], *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2016. V. 13(5). P. 11–28. DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-11-28. (In Russian).
- Mou L., Bruzzone L., Zhu X.X. Learning spectral-spatial-oral features via a recurrent convolutional neural network for change detection in multispectral imagery. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2019. V. 57(2). P. 924–935. DOI: 10.1109/TGRS.2018.2863224.
- Mountrakis G., Im J., Ogole C. Support vector machines in remote sensing: A review. *ISPRS J. of Photogram. Rem. Sens.* 2011. V. 66(3). P. 247–259. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2010.11.001.
- Potapov P., Li X., Hernandez-Serna A., Tyukavina A., Hansen M.C., Kommareddy A., Pickens A., Turubanova S., Tang H., Silva C.E., Armston J., Dubayah R., Blair J.B., Hofton M. Mapping global forest canopy height through integration of GEDI and Landsat data. *Rem. Sens. Environ.* 2021. V. 253. Art. No. 112165. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112165.
- Pyo J., Han K.-j., Cho Y., Kim D., Jin D. Generalization of U-Net Semantic Segmentation for Forest Change Detection in South Korea Using Airborne Imagery. *Forests*. 2022. V. 13. Art. No. 2170. DOI: 10.3390/f13122170.
- Rodriguez-Galiano V.F., Ghimire B., Rogan J., Chica-Olmo M., Rigol-Sanchez J.P. An assessment of the effectiveness of a random forest classifier for land-cover classification. *ISPRS J. Photogram. Rem. Sens.* 2012. V. 67(1). P. 93–104. DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2011.11.002.
- Ronneberger O., Fischer P., Brox T. U-Net: Convolutional networks for biomedical image segmentation. *arXiv: e-print service. arXiv:1505.04597*. 2015. 8 p. <https://arxiv.org/pdf/1505.04597.pdf>.
- Sandler M., Howard A.G., Zhu M., Zhmoginov A., Chen L.-C. MobileNetV2: Inverted residuals and linear bottlenecks. *IEEE Conf. Computer Vis. Pattern Recognition (CVPR)*, 2018. P. 4510–4520.
- Shirvani Z., Abdi O., Goodman R.C. High-Resolution Semantic Segmentation of Woodland Fires Using Residual Attention UNet and Time Series of Sentinel-2. *Rem. Sens.* 2023. V. 15. Art. No. 1342. DOI: 10.3390/rs15051342.
- Scharvogel D., Brandmeier M., Weis M. A Deep Learning Approach for Calamity Assessment Using Sentinel-2 Data. *Forests*. 2020. V. 11(2). Art. No. 1239. 21 p. DOI: 10.3390/f11121239.
- Tarasov A.V., Shikhov A.N., Shabalina T.V. Raspoznavanie narusheni lesnogo pokrova po sputnikovym snimkam Sentinel-2 s pomoshch'yu svertochnykh neironnykh setei [Detection of forest disturbances in Sentinel-2 images with convolutional neural networks]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18(3). P. 51–64. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-51-64. (In Russian).
- Trier O., Salberg A., Larsen R., Nyvoll O.T. Detection of forest roads in Sentinel-2 images using U-Net. *Proc. Northern Lights Deep Learning Workshop*, 2022. V. 3. DOI: 10.7557/18.6246.

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**МОДЕЛЬ СОБСТВЕННОГО МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ
УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ АРКТИЧЕСКИХ РЕК С УЧЕТОМ ПОПАДАНИЯ
В ПИКСЕЛЬ РАДИОМЕТРА ПОВЕРХНОСТИ СУШИ**

© 2024 г. В. В. Тихонов^{1,2,3,*}, И. В. Хвостов², А. Н. Романов²,
Е. А. Шарков¹

¹Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

²Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

³Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 29.01.2024 г.

Представлена модель собственного микроволнового излучения устьевых областей арктических рек с учетом попадания в пиксель радиометра части окружающей их суши. На примере данных радиометра MIRAS спутника SMOS выполнено моделирование сезонной и межгодовой динамики яркостной температуры различных областей Енисейского залива. Показана необходимость учета береговой зоны при модельных расчетах яркостной температуры исследуемых областей. Сравнение модельных расчетов с данными продукта SMOS L1C показало их хорошее соответствие. Анализ модельных расчетов и спутниковых данных позволил определить положение зоны смешения пресных и соленых вод в Енисейском заливе в период ледостава, при условии учета в модели береговой зоны, попадающей в пиксель радиометра.

Ключевые слова: SMOS, яркостная температура, устьевая область, ледяной покров, береговая область, модель собственного микроволнового излучения

DOI: 10.31857/S0205961424030026, **EDN:** FBCWNR

ВВЕДЕНИЕ

В ноябре 2009 г. был запущен спутник SMOS (англ. Soil Moisture and Ocean Salinity) Европейского космического агентства (ЕКА). На спутнике находится единственная полезная нагрузка — радиометр MIRAS (англ. Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) L-диапазона (1.41 ГГц). Это первый в истории космический интерферометрический радиометр. Первоначальная задача спутника SMOS состояла в измерении влажности почвы и солёности морской поверхности (McMullan et al., 2008). Однако в дальнейшем эти задачи были дополнены новыми приложениями, такими как измерение толщины морского льда и исследование ее динамики, определение состояния почвы при замерзании/оттаивании, анализ фенологических фаз замерзающих водных объектов, оценка гидрологических изменений водно-болотных угодий и т.д. (Боярский и др., 2019; Романов и др., 2018, 2023; Тихонов и др., 2022; Oliva et al., 2020; Tikhonov et al., 2018). Работа по поиску других приложений в определении параметров земных сред, улучшению алгоритмов, совершенствованию процессов калибровки и восстановлению

изображений по данным SMOS проводится и в настоящее время (Oliva et al., 2020).

Яркостная температура поверхности Земли T_y с учетом поляризации измеряется микроволновым радиометром MIRAS в диапазоне углов визирования от 0 до 60° (Kerr et al., 2010). Максимальный пространственный охват достигается при угле 42.5°. В этом случае пространственное разрешение составляет 35×65 км (Gutierrez et al., 2017). Пересчет значений из связанной с антенной системы координат (T_x и T_y) в систему координат, связанную с T_y поверхности земли для горизонтальной (h) T_y^h и вертикальной (v) T_y^v поляризации, производится по штатным алгоритмам SMOS (Gutierrez et al., 2017) с помощью пакета SMOS-BOX версии 5.8.1 в программной среде SNAP. Данные продукта первого уровня (SMOS L1C) привязаны к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4N9. Линейный размер ячейки сетки составляет величину порядка 16 км, а площадь — около 195 км² (Sahr et al., 2003). Таким образом, значение T_y для любой ячейки сетки формируется участком подстилающей поверхности площадью от 1780 км² (по уровню 3 дБ). Получа-

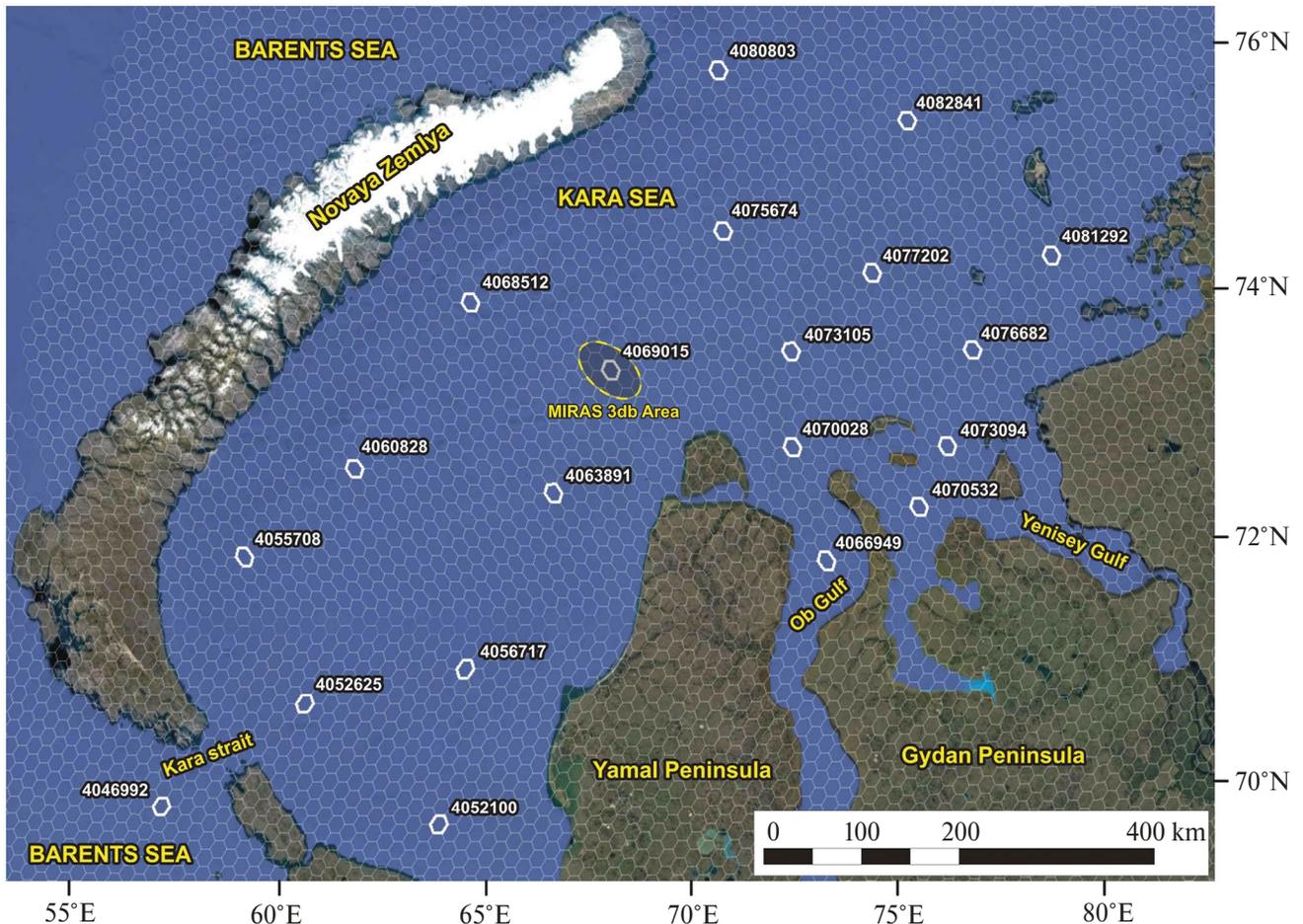


Рис. 1. Ячейки геодезической сетки DGG ISEA 4N9. В центре показан пиксель радиометра MIRAS по уровню 3 дБ (пунктирный желтый эллипс).

ется, что один пиксель радиометра MIRAS содержит в среднем порядка девяти ячеек геодезической сетки DGG ISEA 4N9. Сама же ячейка площадью 195 км² расположена в центре этого участка (рис. 1). Таким образом, если при исследовании динамики яркостной температуры водного объекта в пиксель радиометра будет попадать часть берега, этот факт необходимо учитывать при моделировании.

В работах (Тихонов и др., 2020, 2021; Tikhonov et al., 2022) представлены результаты теоретического анализа межгодовой и сезонной динамики $T_{\text{я}}$ различных областей Обской губы по данным SMOS за период 2012–2018 гг. В исследуемой акватории было выбрано 13 ячеек продукта SMOS L1C (рис. 2а). Практически для всех выбранных ячеек пиксель радиометра MIRAS захватывал только акваторию Обской губы и не содержал береговую область. Анализ модельных расчетов и сравнение их с данными SMOS L1C показало возможность определения положения и движения зоны смещения пресных и соленых вод (фронтальной зоны) в Обской губе в период ледостава.

Выполнить подобный теоретический анализ для Енисейского залива не представлялось возможным, так как южная и центральная часть данной акватории значительно уже Обской губы, а в северной части расположено несколько крупных островов (Олений, Сибирикова, Неупокоева, Вилькицкого и др.). Таким образом, для каждой выбранной ячейки продукта SMOS L1C в Енисейском зал. (рис. 2б), в пиксель радиометра MIRAS попадала береговая область. Из-за этого сезонная и межгодовая динамика $T_{\text{я}}$ по данным SMOS для ячеек в Енисейском заливе существенно отличалась от динамика $T_{\text{я}}$ для ячеек Обской губы. В связи с этим авторам работы (Тихонов и др., 2022) удалось выполнить только качественный анализ этой динамики и приблизительно оценить движение и расположение фронтальной зоны в Енисейском заливе в период ледостава. Для более точного анализа движения и места расположения фронтальной зоны в Енисейском заливе в зимний период необходима доработка модели собственного микроволнового излучения акватории, в которой учитывалось бы попадание в пиксель радиометра береговой области.

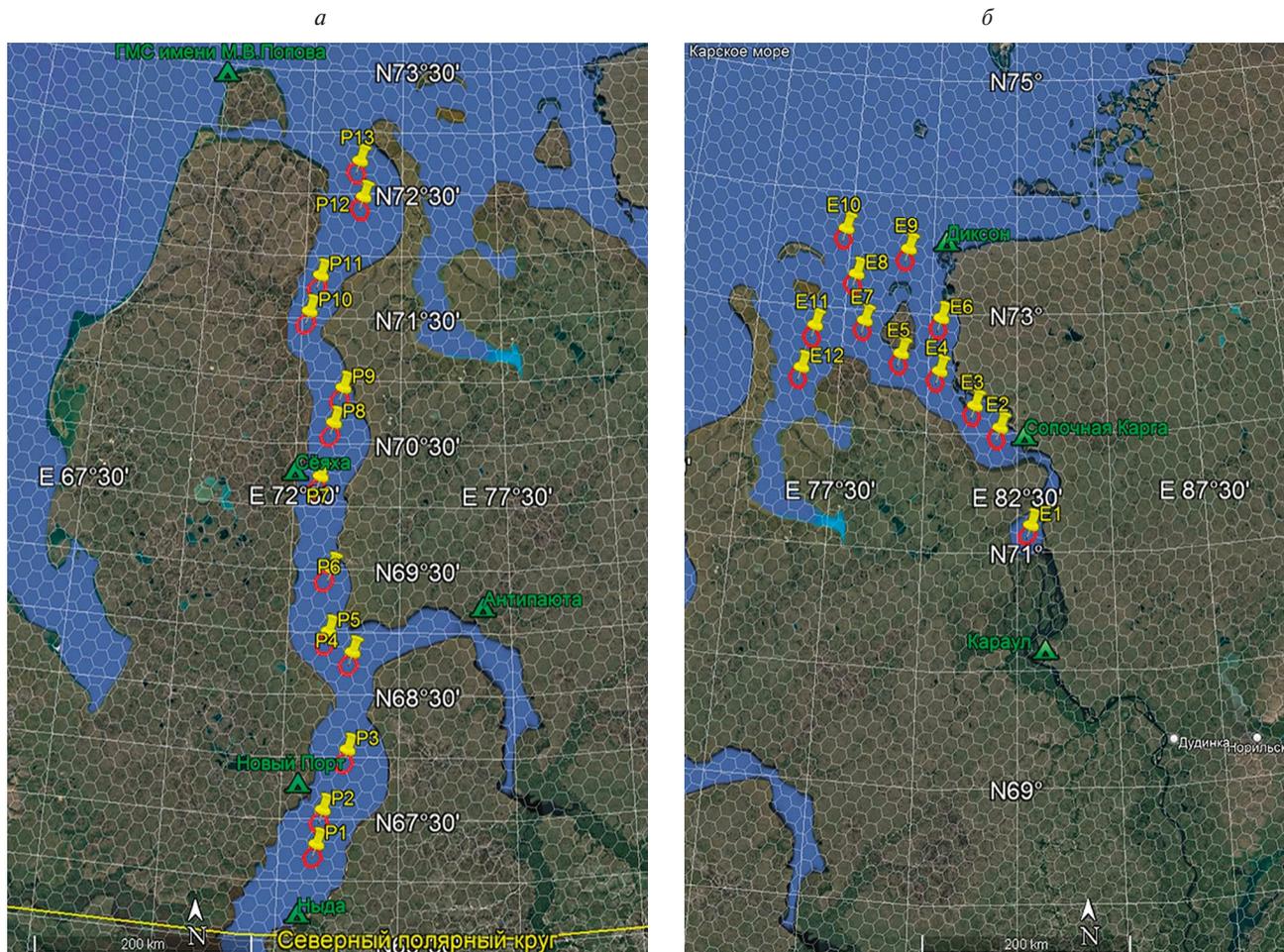


Рис. 2. Исследуемые акватории: а — Обская губа; б — Енисейский залив. Красные шестиугольники — анализируемые ячейки продукта SMOS L1C. Зелеными треугольниками обозначены действующие метеостанции.

В настоящей статье представлена модель собственного микроволнового излучения замерзающих акваторий с учетом попадания в пиксель радиометра части окружающей их суши. Исследования выполнены для различных областей Енисейского залива за период 2012–2020 гг.

РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ И СПУТНИКОВЫЕ ДАННЫЕ

Енисейский залив — это залив Карского моря, расположенный между Гыданским п-овом и п-овом Таймыр (рис. 2б). Залив имеет воронкообразную геометрию: ширина в северной части около 150 км, в районе мыса Сопочная Карга он сужается до 45 км. Длина залива до мыса Сопочная Карга порядка 225 км. Южнее Енисейский зал. сужается до 13 км в створе, образованном мысом Сопочная Карга (на правом берегу) и мысом Ошмарина (на левом берегу). Это сужение называется

“Енисейское горло”. Далее залив снова расширяется до 44 км, южнее — на 71-й параллели расположены Бреховские отмели. После них начинается дельта Енисея (Лапин, 2017). Зимой вся акватория покрывается неподвижным льдом, на севере — плавучими льдами (Брызгалов и др., 2015; Географический..., 1989).

В Енисейском зал. было выбрано 12 ячеек геодезической сетки DGG ISEA 4N9 по всей акватории (см. рис. 2б). По этим ячейкам были получены данные SMOS L1C (продукт MIR_SCLF1C) (Gutierrez et al., 2017). Непрерывный архив данных SMOS L1C за период с 2012 г. по настоящее время хранится на серверах ЕКА.

Из исследований для достижения максимальной достоверности были исключены следующие измерения:

- 1) значения, связанные с влиянием радиочастотных помех;

2) данные с погрешностью определения $T_{я}^h$ и $T_{я}^v$ более 5 К;

3) данные с коэффициентом поляризации ($T_{я}^h/T_{я}^v$) вне диапазона 0.01–0.99.

В результате синтезирования апертуры радиометра MIRAS и сопутствующих вычислительных преобразований на значение яркостной температуры каждой ячейки оказывает влияние излучение участков поверхности, удаленных от ее центра на сотни километров, но с несравненно меньшим весом, чем в центре. Условно принято считать границей диаграммы направленности антенны (ДНА) по уровню 3 дБ очертания эллипсов на подстилающей поверхности. Значения осей таких эллипсов составляют от 30 до 65 км и приводятся в продуктах SMOS L1C. Ориентация эллипсов меняется от витка к витку, поэтому для любой близкой к берегу ячейки в каждом конкретном измерении содержится разная доля сигнала от суши. Даже при постоянных характеристиках поверхности воды и суши измеряемые радиометром значения $T_{я}$ в такой ячейке будут показывать “колебательную динамику”. Таким образом, для каждой конкретной ячейки Енисейского зал. ситуация разная. Нами была выполнена оценка минимальной и максимальной доли площади суши в конусе ДНА по уровню 3 дБ при различной возможной ориентации проекции ДНА на поверхности в каждой ячейке. Результаты этой оценки представлены в табл. 1.

Таблица 1. Оценка удельной площади суши в каждой ячейке продукта SMOS L1C

Ячейка	Доля площади суши в конусе ДНА по уровню 3 дБ	
	минимальная	максимальная
E01	0.38	0.46
E02	0.00	0.12
E03	0.07	0.38
E04	0.00	0.21
E05	0.07	0.40
E06	0.02	0.25
E07	0.00	0.08
E08	0.00	0.00
E09	0.00	0.01
E10	0.00	0.01
E11	0.00	0.00
E12	0.00	0.23

МОДЕЛЬ

Яркостная температура однородного участка Земли $T_{я,y}$, измеряемая космическим радиометром на орбите, может быть определена из уравнения переноса излучения (см., например, Шарков, 2014):

$$T_{я,y}^{h,v} = T_{пов}^{h,v} \exp(-\xi_{\theta}) + T_a + R_{пов}^{h,v} T_a \exp(-\xi_{\theta}) + R_{пов}^{h,v} T_{кос} \exp(-2\xi_{\theta}), \quad (1)$$

где $T_{пов}$ — яркостная температура поверхности; $R_{пов}$ — отражательная способность поверхности; T_a — яркостная температура атмосферы; $T_{кос}$ — яркостная температура космического излучения; ξ_{θ} — интегральное поглощение в кислороде и водяном паре.

Если в пиксель радиометра попадает подстилающая поверхность двух типов, например, акватория и прибрежная территория (рис. 3), то ее яркостную температуру на орбите Земли можно вычислить из следующего выражения (Zwally et al., 1983):

$$T_{я}^{h,v} = k T_{я_бер}^{h,v} + (1 - k) T_{я_яч}^{h,v}, \quad (2)$$

где k — относительная удельная площадь, занятая прибрежной территорией; $T_{я_бер}$ — яркостная температура прибрежной территории; $T_{я_яч}$ — яркостная температура центральной ячейки E_1 , полностью расположенной в акватории (см. рис. 2б и 3). В свою очередь, $T_{я_бер}$ и $T_{я_яч}$ рассчитываются отдельно из выражения (1).

Для анализа сезонных вариаций яркостной температуры устьевых областей и заливов была использована модель излучения слоисто-неоднородной неизотермической среды, подробно представленная в работе (Шарков, 2014). Модель была адаптирована для случая излучающей системы “речная/морская вода – ледяной покров – снежный покров – атмосфера”.

В период ледостава излучающей системой являлась многослойная среда, представляющая собой водную поверхность (пресную или морскую), над которой расположен тонкий слой влажного льда (из-за контакта с водой), над ним слой льда (влажный или сухой в зависимости от температурных условий), покрытый снегом, а над ними — толстый слой атмосферы (рис. 4). Как показано в работе (Demir et al., 2022), такая конфигурация позволяет хорошо описать модельно собственное микроволновое излучение ледяного покрова. В зависимости от гидрологического режима моделируемой области ледяной покров может быть как пресноводным, так и морским. Яркостная температура поверхности ячейки $T_{пов_яч}$, полностью расположенной в акватории, в соответствии с таким модельным представлением, определяется из следующих выражений:

$$\begin{aligned}
T_{\text{пов_яч}}^{\text{v}} &= \sum_{j=1}^3 \frac{T_j |W_j|^2}{|1 - r_j^- r_j^+ \exp(2i\psi_j)|^2} \left[\begin{aligned} &(1 - \exp(-2\text{Im} \psi_j)) \cdot \left(1 + |r_j^- \exp(i\psi_j)|^2\right) + \\ &+ 4 \frac{\text{Im} \psi_j}{\text{Re} \psi_j} \text{Re}(r_j^- \exp(i\psi_j)) \text{Im}(\exp(i\psi_j)) \cdot \left(\frac{|k_{z_j}|^2 - k_x^2}{|k_j|^2} \right) \end{aligned} \right] \times \\
&\times \frac{\text{Re} Z_j}{\text{Re} Z_0} + T_4 |W_4|^2 \frac{\text{Re} Z_4}{\text{Re} Z_0}, \\
T_{\text{пов_яч}}^{\text{h}} &= \sum_{j=1}^3 \frac{T_j |W_j|^2}{|1 - r_j^- r_j^+ \exp(2i\psi_j)|^2} \left[\begin{aligned} &(1 - \exp(-2\text{Im} \psi_j)) \cdot \left(1 + |r_j^- \exp(i\psi_j)|^2\right) + \\ &+ 4 \frac{\text{Im} \psi_j}{\text{Re} \psi_j} \text{Re}(r_j^- \exp(i\psi_j)) \text{Im}(\exp(i\psi_j)) \end{aligned} \right] \times \\
&\times \frac{\text{Re} Z_j}{\text{Re} Z_0} + T_4 |W_4|^2 \frac{\text{Re} Z_4}{\text{Re} Z_0},
\end{aligned} \tag{3}$$

где индекс j обозначает слои среды, слой подстилающей поверхности ($j = 4$) имеет полубесконечную толщину; k_j — волновой вектор в слое j ; T_j — термодинамическая температура слоя j ; r_j^+ , r_j^- — коэффициенты отражения от верхней и нижней границы слоя j соответственно; ψ_j — на-

бег фазы волны поперек слоя j ; W_j — коэффициенты пропускания от внутренней стороны верхней границы слоя j на границу “снег — атмосфера”; Z_j — волновой импеданс слоя j . Характеристики каждого слоя, входящие в выражения (3), вычисляются из формул:

$$\begin{aligned}
W_j &= \prod_{m=1}^j \frac{Z_{m-1}^{\text{in}+} + Z_{m-1}}{Z_{m-1}^{\text{in}+} + Z_m} \exp(i\psi_{m-1}), \quad Z_j^{\text{in}+} = Z_j \frac{Z_{j-1}^{\text{in}+} - iZ_j \text{tg} \psi_j}{Z_j - iZ_{j-1}^{\text{in}+} \text{tg} \psi_j}, \quad Z_j^{\text{in}-} = Z_j \frac{Z_{j+1}^{\text{in}-} - iZ_j \text{tg} \psi_j}{Z_j - iZ_{j+1}^{\text{in}-} \text{tg} \psi_j}, \\
\psi_j &= k_{z_j} h_j, \quad k_{z_j} = k_j \cos \theta_j, \quad k_x = k_0 \sin \theta_0, \quad k_j = \frac{2\pi \sqrt{\varepsilon_j}}{\lambda}, \quad \cos \theta_j = \sqrt{\frac{\varepsilon_j - \varepsilon_0 \sin^2 \theta_0}{\varepsilon_j}}, \\
r_j^+ &= \frac{Z_{j-1}^{\text{in}+} - Z_j}{Z_{j-1}^{\text{in}+} + Z_j}, \quad r_j^- = \frac{Z_{j+1}^{\text{in}-} - Z_j}{Z_{j+1}^{\text{in}-} + Z_j}, \quad Z_j = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_j} \cos \theta_j} & \text{— горизонтальная поляризация,} \\ \cos \theta_j / \sqrt{\varepsilon_j} & \text{— вертикальная поляризация,} \end{cases}
\end{aligned} \tag{4}$$

где $Z_j^{\text{in}+}$ — входной импеданс в слое j на нижней границе для волны, распространяющейся вверх; $Z_j^{\text{in}-}$ — входной импеданс в слое j на верхней границе для волны, распространяющейся вниз; h_j — толщина слоя j ; λ — длина волны излучения; θ_0 — угол наблюдения (см. рис. 4); ε_j — комплексная диэлектрическая проницаемость слоя j . Таким образом, собственное излучение всей системы определяется термодинамической температурой и комплексной диэлектрической проницаемостью каждого слоя.

В период открытой воды излучающей системой являлась поверхность воды (пресной или соленой).

В этом случае на рис. 4 исчезают слои 1, 2 и 3, а выражениях (3) остается только последнее слагаемое, которое представляет собой произведение излучательной способности водной поверхности на ее термодинамическую температуру, что соответствует формуле для собственного микроволнового излучения подстилающей поверхности (Ulaby, Long, 2014).

Комплексная диэлектрическая проницаемость слоев (льда и снега) определялась по квазиволновой модели эффективной диэлектрической проницаемости дисперсной среды, которая подробно



Рис. 3. Южная часть Енисейского зал. Пиксель радиометра MIRAS (желтый эллипс) с центральной ячейкой E1 (красный шестиугольник).

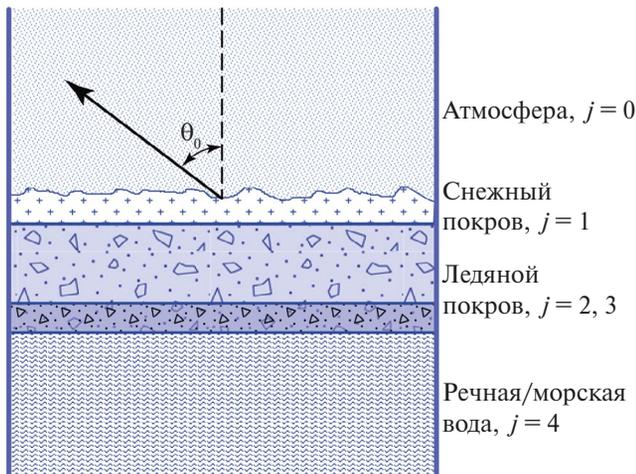


Рис. 4. Модельное представление излучающей системы “речная/морская вода – ледяной покров – снежный покров – атмосфера”.

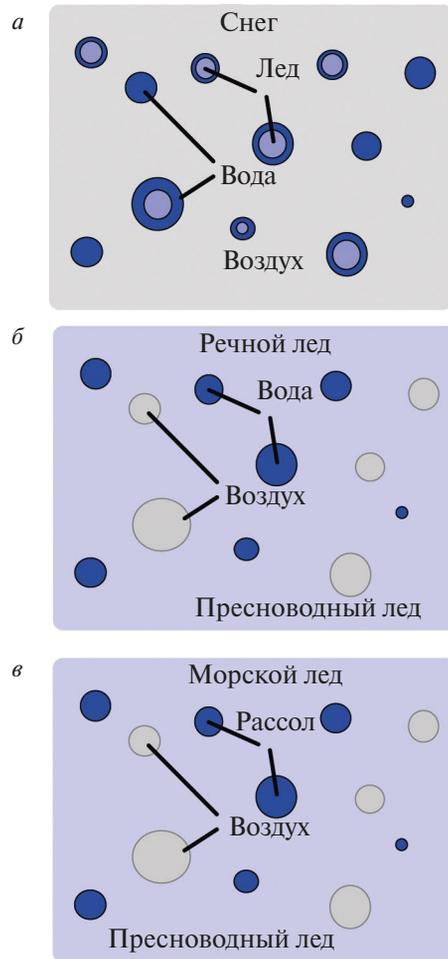


Рис. 5. Модельное представление: а – снега; б – речного льда; в – морского льда.

рассмотрена в работе (Tikhonov et al., 2018). Согласно модели: снежный покров представляется воздушной средой, содержащей сферические ледяные зерна, покрытые пленкой воды, и капли воды; речной лед – сплошной пресноводный лед, содержащий сферические включения воздуха и воды; морской лед – сплошной пресноводный лед, содержащий сферические включения воздуха и рассола (рис. 5).

Эффективная диэлектрическая проницаемость $\epsilon_{эф}$, согласно таким модельным представлениям, определяется из выражений следующего вида:

для снега –

$$\epsilon_{эф}^{сн\epsilon} = \epsilon_{возд} \left[1 - \frac{4\pi n_{лед} (\epsilon_{лед}^{вод} + 2\epsilon_{возд}) \langle f_{\omega} \rangle_{лед}}{2\epsilon_{эф}^{сн\epsilon} + \epsilon_{лед}^{вод}} - \frac{4\pi n_{вод} (\epsilon_{вод} + 2\epsilon_{п.лед}) \langle f_{\omega} \rangle_{вод}}{2\epsilon_{эф}^{сн\epsilon} + \epsilon_{вод}} \right]^{-1}, \quad (5a)$$

для речного льда —

$$\epsilon_{\text{эф}}^{\text{р.лед}} = \epsilon_{\text{п.лед}} \left[1 - \frac{4\pi n_{\text{возд}} (\epsilon_{\text{возд}} + 2\epsilon_{\text{п.лед}}) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{\text{возд}}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}}^{\text{р.лед}} + \epsilon_{\text{возд}}} - \frac{4\pi n_{\text{вод}} (\epsilon_{\text{вод}} + 2\epsilon_{\text{п.лед}}) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{\text{вод}}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}}^{\text{р.лед}} + \epsilon_{\text{вод}}} \right]^{-1}, \quad (56)$$

для морского льда —

$$\epsilon_{\text{эф}}^{\text{м.лед}} = \epsilon_{\text{п.лед}} \left[1 - \frac{4\pi n_{\text{возд}} (\epsilon_{\text{возд}} + 2\epsilon_{\text{п.лед}}) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{\text{возд}}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}}^{\text{м.лед}} + \epsilon_{\text{возд}}} - \frac{4\pi n_{\text{рас}} (\epsilon_{\text{рас}} + 2\epsilon_{\text{п.лед}}) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{\text{рас}}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}}^{\text{м.лед}} + \epsilon_{\text{рас}}} \right]^{-1}, \quad (57)$$

где k — волновое число; $n_{\text{лед}}$, $n_{\text{вод}}$, $n_{\text{возд}}$ и $n_{\text{рас}}$ — концентрации ледяных зерен, капель воды, частиц воздуха и капель рассола соответственно; $\epsilon_{\text{лед}}^{\text{вод}}$ — эффективное значение диэлектрической проницаемости ледяной частицы, покрытой оболочкой воды; $\epsilon_{\text{вод}}$, $\epsilon_{\text{возд}}$, $\epsilon_{\text{п.лед}}$ и $\epsilon_{\text{рас}}$ — диэлектрическая проницаемость воды, воздуха, пресноводного льда и рассола соответственно; $\langle f_{\omega} \rangle_{\text{лед}}$, $\langle f_{\omega} \rangle_{\text{вод}}$, $\langle f_{\omega} \rangle_{\text{возд}}$ и $\langle f_{\omega} \rangle_{\text{рас}}$ — усредненная по размерам частиц амплитуда рассеяния вперед ледяной частицы с оболочкой воды, капли воды, частицы воздуха и капли рассола соответственно. Амплитуда рассеяния вперед рассчитывается по теории Ми. Предполагалось, что размеры всех включений подчинены логарифмически-нормальному распределению.

При расчетах в качестве входных параметров модели были использованы данные, полученные с ближайших к исследуемым ячейкам метеостанций (см. рис. 2б). Кроме этого привлекались среднестатистические параметры снега, пресноводного и морского льда, характерные для арктического региона (Снег, 1986; Crabeck et al., 2016; Encyclopaedia..., 2011; Frantz et al., 2019; Lepparanta, 2023; Petrich, Eicken, 2010; Timco, Frederking, 1996).

Яркостная температура поверхности прибрежной территории $T_{\text{пов_бер}}$ определялась из выражения для собственного микроволнового излучения подстилающей поверхности (Ulaby, Long, 2014):

$$T_{\text{пов_бер}}^{\text{h,v}} = \chi_{\text{бер}}^{\text{h,v}} T, \quad (6)$$

где $\chi_{\text{бер}}$ — излучательная способность прибрежной территории; T — термодинамическая температура поверхности.

Для расчета по формуле (6) яркостной температуры прибрежной территории необходимо знать излучательную способность подстилающей поверхности и ее сезонные изменения.

Прилегающие к Енисейскому зал. территории представляют собой холмистые равнины, сложенные морскими и ледниковыми отложениями, с большим количеством термокарстовых озер и болот. Эти территории полностью расположены в зоне многолетней мерзлоты. Толщина активного слоя почвы составляет величину порядка 60–90 см (Долгополова, 2018; Ran et al., 2022). Ландшафт представляет собой арктическую пустыню на севере, сменяющуюся южнее мохово-лишайниковой и кустарниковой тундрой (Географический..., 1989). В связи с этим для определения сезонных значений $\chi_{\text{бер}}$ были использованы результаты, полученные в работах (Романов и др., 2018; Matzler, 1994). В работе (Романов и др., 2018) представлены результаты лабораторных экспериментов по определению диэлектрических свойств и излучательной способности мхов, лишайников, почв, торфа и т.п., привезенных из данного региона. Эксперименты проводились при различных температурных и влажностных характеристиках этих сред на частоте 1.4 ГГц. В другой работе (Matzler, 1994) представлены результаты многочисленных натуральных экспериментов по измерению излучательной способности различных земных поверхностей (теплые и мерзлые почвы, влажный и сухой снежный покров и т.п.), выполненных на полигонах Швейцарских Альп и Швейцарского плато. В результате компиляции этих данных были получены значения $\chi_{\text{бер}}$, характерные для каждого сезона (табл. 2).

Таблица 2. Усредненные значения излучательной способности для береговой зоны

Сезон	Излучательная способность, $\theta = 42.5^\circ$	
	v-поляризация	h-поляризация
Лето/осень	0.86	0.75
Зима	0.97	0.88
Весна	0.75	0.65
Оттепель	0.93	0.78

Поскольку растительность на прилегающей к Енисейскому зал. территории либо отсутствует, либо представлена сочетанием мхов и лишайников, то для диапазона 1.4 ГГц излучательная способность поверхности в летний и осенний период практически не изменяется. Зимой активный слой почвы, реки и озера промерзают насквозь, вся территория покрыта снежным покровом толщиной 30 см и более, из-за чего излучательная способность возрастает и имеет максимальные сезонные значения для этого региона. Весной после окончания процесса таяния вся территория сильно увлажняется, что и вызывает сильное уменьшение излучательной способности поверхности. Отдельно выделена ситуация, когда в зимний период наступает кратковременная оттепель. В этот момент поверхностный слой снежного покрова немного подтаивает, в нем появляется жидкая вода, вследствие чего происходит сильное увеличение излучательной способности (Tikhonov et al., 2018).

Таким образом, используя разработанные модели и полученные данные, из выражений (3) и (6) вычислялась яркостная температура поверхности акватории (ячейки) и берега ($T_{пов_яч}$ и $T_{пов_бер}$, соответственно). Далее, используя полученные значения $T_{пов_яч}$ и $T_{пов_бер}$, из формулы (1) определялись $T_{я_яч}$ и $T_{я_бер}$. Из уравнения (2) с учетом разного “веса” k (см. табл. 1) для $T_{я_яч}$ и $T_{я_бер}$ вычислялась яркостная температура исследуемой области Енисейского зал. Полученные модельные расчеты сравнивались с данными продукта SMOS L1C за период 2012–2020 гг. для всех ячеек Енисейского зал. (см. рис. 2 б). Результаты этого сравнения представлены в следующем разделе.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 6 представлено сравнение модельных расчетов яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации с данными SMOS L1C

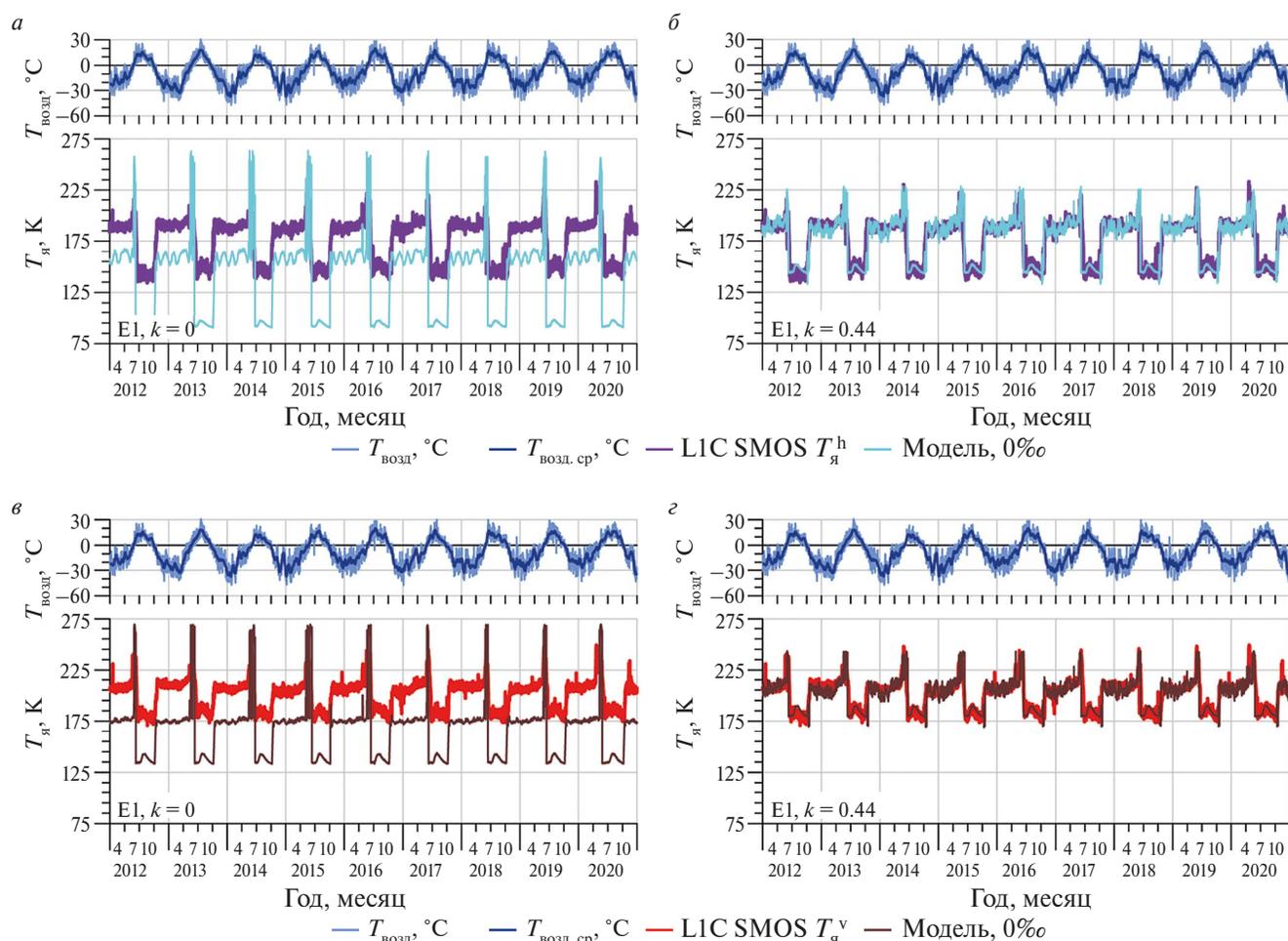


Рис. 6. Динамика $T_{я}$ на горизонтальной (а, б) и вертикальной (в, з) поляризации для участка E1. Модельный расчет: а, в — без учета береговой зоны в пикселе радиометра ($k = 0$); б, з — с учетом береговой зоны в пикселе радиометра ($k = 0.44$). Расчет выполнен для солёности воды подо льдом 0‰. Фиолетовый и красный цвет — данные продукта SMOS L1C, голубой и коричневый цвет — модельный расчет.

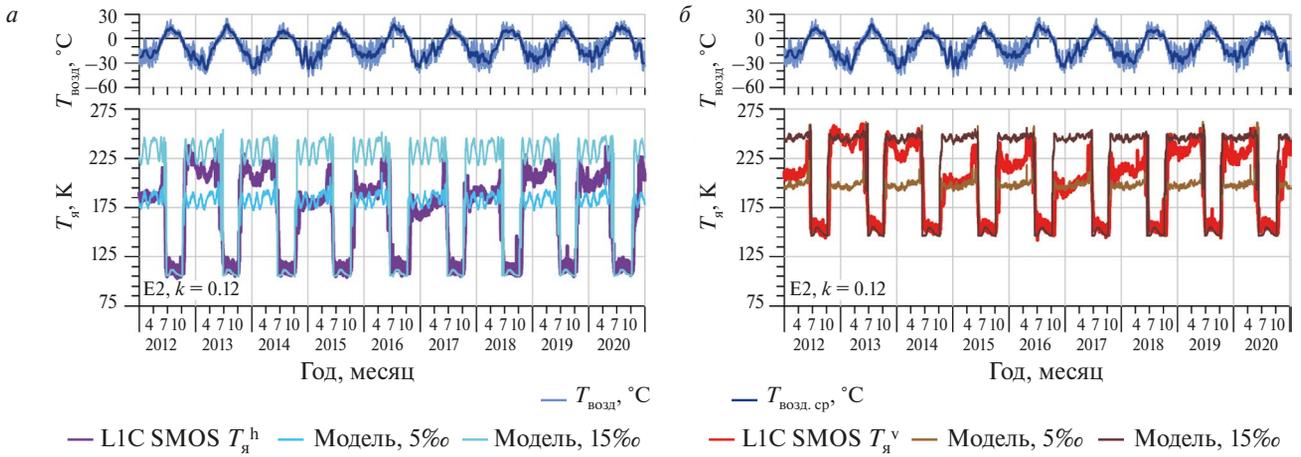


Рис. 7. Динамика $T_{я}$ на горизонтальной (а) и вертикальной (б) поляризации для участка E2. Модельный расчет выполнен для удельной площади береговой зоны $k = 0.12$ и солёности воды подо льдом 5 и 15‰. Фиолетовый и красный цвет — данные продукта SMOS L1C, голубой и коричневый цвет — модельный расчет.

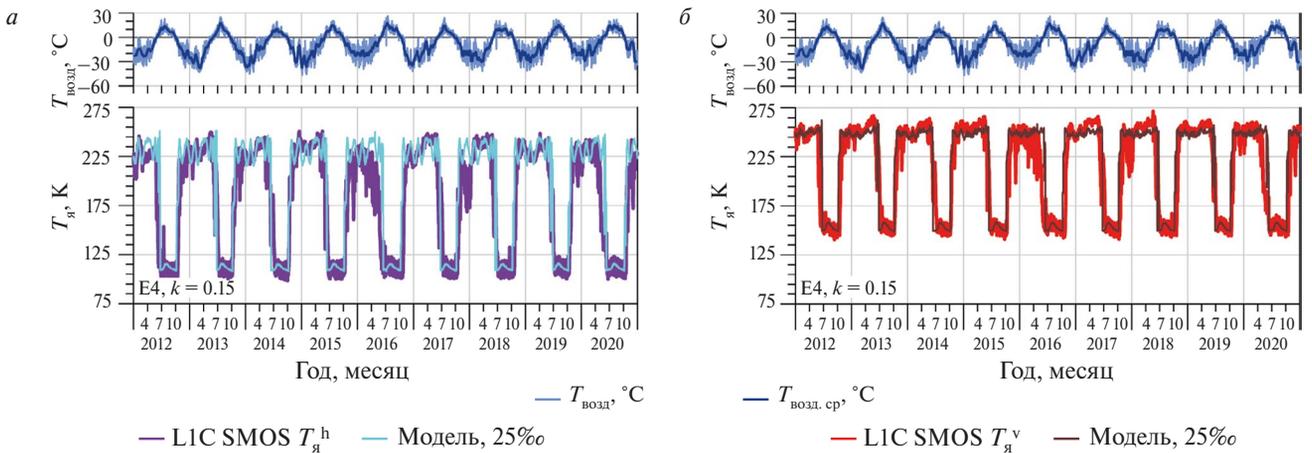


Рис. 8. Динамика $T_{я}$ на горизонтальной (а) и вертикальной (б) поляризации для участка E4. Модельный расчет выполнен для удельной площади береговой зоны $k = 0.15$ и солёности воды подо льдом 25‰. Фиолетовый и красный цвет — данные продукта SMOS L1C, голубой и коричневый цвет — модельный расчет.

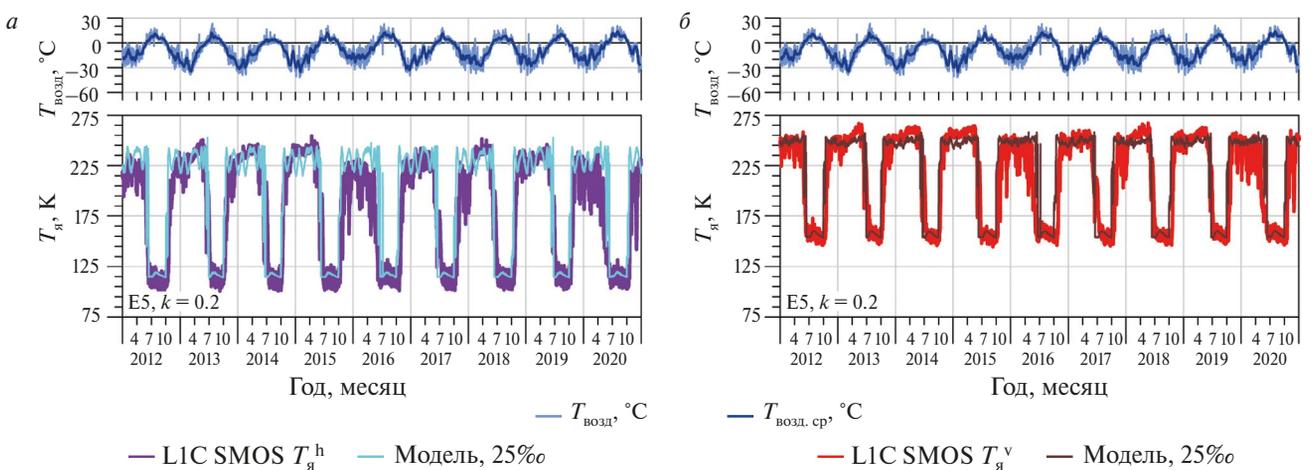


Рис. 9. Динамика $T_{я}$ на горизонтальной (а) и вертикальной (б) поляризации для участка E5. Модельный расчет выполнен для удельной площади береговой зоны $k = 0.2$ и солёности воды подо льдом 25‰. Фиолетовый и красный цвет — данные продукта SMOS L1C, голубой и коричневый цвет — модельный расчет.

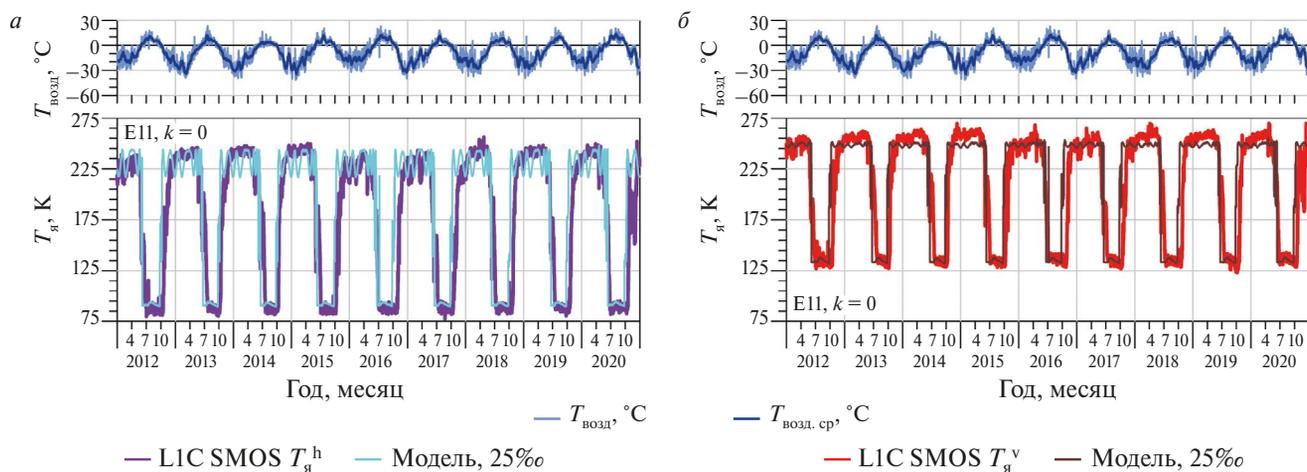


Рис. 10. Динамика $T_{я}$ на горизонтальной (а) и вертикальной (б) поляризации для участка E11. Модельный расчет выполнен для удельной площади береговой зоны $k = 0$ и солёности воды подо льдом 25‰ . Фиолетовый и красный цвет — данные продукта SMOS L1C, голубой и коричневый цвет — модельный расчет.

для участка E1. Расчет выполнен для двух случаев: при $k = 0$ (без учета берега) и при $k = 0.44$ с учетом попадания в пиксель береговой зоны. Выбранное значение $k = 0.44$ соответствует данным, представленным в табл. 1. Модельный расчет выполнен для солёности воды подо льдом равной 0‰ , что соответствует реальным гидрологическим условиям данной области (Лапин, 2017; Тихонов и др., 2022). Рисунок б хорошо демонстрирует необходимость учета берега, попадающего в пиксель радиометра, при модельных расчетах яркостной температуры исследуемых участков. Особенно это заметно для весенне-летнего периода, когда сходит снежный и ледяной покров — яркостная температура открытой водной поверхности сильно отличается от яркостной температуры поверхности берега (тундровая растительность, открытая почва, болота). В зимний период различие в значениях коэффициента излучения мхов, лишайников, замёрзшей поверхности земли, покрытой снежным покровом, и ледяного покрова акватории значительно меньше (Романов и др., 2018; Emery, Camps, 2017; Ulaby, Long, 2014).

На рис. 7–10 представлены результаты расчета еще для четырех ячеек в Енисейском зал. (E2, E4, E5 и E11). Для участка E2 (см. рис. 7) расчет выполнялся при $k = 0.12$, что соответствует значениям табл. 1. Для данного участка вычисления проводились при двух значениях солёности под ледяным покровом: 5 и 15‰ . В данной области, в районе мыса Сопочная Карга (см. рис. 2б), в зимний период находится зона смешения пресных и соленых вод (Лапин, 2017). Поэтому солёность в этой области подо льдом очень нестабильна от сезона к сезону и определяется величиной зимнего стока Енисея и динамикой вод Карского моря. Модельные расчеты это хорошо подтверждают. Например, в зимний

период 2014/15 гг. солёность воды подо льдом была 5‰ , а в зимний период 2012/13 г. — практически все время 15‰ .

Ячейки E4, E5 и E11 находятся в области, которая подвержена сильному влиянию вод Карского моря. Здесь солёность воды подо льдом находится в районе $22\text{--}27\text{‰}$ (Коник и др., 2021), что хорошо подтверждается модельным расчетом, выполненным для солёности воды 25‰ . Пиксель ячейки E4 может захватывать, согласно табл. 1, от 0 до 21% береговой зоны. Модельный расчет динамики $T_{я}$ для ячейки E4 был выполнен при $k = 0.15$ (см. рис. 8).

Пиксель, в котором расположена ячейка E5, может захватывать, согласно табл. 1, от 7 до 40% берега. Модельный расчет динамики $T_{я}$ для ячейки E5 был выполнен при $k = 0.2$ (см. рис. 9). На участке E5 в зимний период практически всегда присутствует стабильный ледяной покров. Вариации $T_{я}$ в период ледостава обуславливаются колебаниями температуры воздуха.

Ячейка E11 расположена далеко от берега (см. рис. 2б) и он уже не влияет на изменение яркостной температуры ячейки. Модельный расчет для этой области был выполнен при $k = 0$ (см. рис. 10). Из рисунка видно, что модельный расчет хорошо соответствует данным продукта SMOS L1C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что разработанная модель может с успехом применяться для интерпретации данных спутниковой микроволновой радиометрии прибрежных областей арктических морей и устьев арктических рек. Полученные результаты могут быть использованы для оценки

гидрологического режима прибрежных акваторий Арктики в зимнее время, а также климатических изменений прилегающих территорий по данным спутниковой микроволновой радиометрии.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы “Мониторинг” (гос. регистрация № 122042500031-8) (Тихонов В.В., Шарков Е.А.), а также темы “Природные и природно-хозяйственные системы Сибири в условиях современных вызовов: диагностика состояний, адаптивные возможности, потенциал экосистемных услуг” (госзадание № FUFZ-2021-0007) (Хвостов И.В., Романов А.Н.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боярский Д.А., Романов А.Н., Хвостов И.В., Тихонов В.В., Шарков Е.А.* Оценка глубины промерзания почвенного покрова по данным спутника SMOS // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 2. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0205-9614201923-13>.
- Брызгалов В.А., Никаноров А.М., Косменко Л.С., Решетняк О.С.* Устьевые экосистемы крупных рек России: антропогенная нагрузка и экологическое состояние. Ростов н/Д: ЮФУ, 2015. 164 с.
- Географический энциклопедический словарь. Географические названия / под ред. Трешникова А.Ф. М: Советская энцикл., 1989. 592 с.
- Долгополова Е.Н.* Роль многолетнемерзлых пород в формировании гидролого-морфологического режима устьев рек водосбора Северного Ледовитого океана // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 32. № 4. С. 70–85. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-70-85.
- Коник А.А., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Педченко А.П.* Оценка изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 2. С. 241–250.
- Лапин С.А.* Особенности формирования пресноводного стока в эстуарных системах Оби и Енисея // Тр. ВНИРО. 2017. Т. 156. С. 139–150.
- Романов А.Н., Хвостов И.В., Уланов П.Н., Ковалевская Н.М., Кириллов В.В., Плуталова Т.Г., Кобелев В.О., Печкин А.С., Сеницкий А.И., Сысоева Т.Г., Хворова Л.А.* Космический мониторинг арктических и субарктических территорий Ямало-Ненецкого автономного округа. Барнаул: ООО “Пять плюс”, 2018. 120 с.
- Романов А.Н., Хвостов И.В., Тихонов В.В., Шарков Е.А.* Оценка гидрологических изменений водно-болотных угодий российской Арктики, Субарктики и северной тайги по данным микроволнового дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 4. С. 12–24. DOI: 10.31857/S020596142204008X.
- Романов А.Н., Хвостов И.В., Рябинин И.В., Тихонов В.В., Шадуйко О.М.* Связь сезонных вариаций радиояркостных температур акватории Карского моря с гидролого-климатическими изменениями в Арктике // Изв. вузов. Физика. 2023. № 4. С. 34–47. DOI: 10.17223/00213411/66/4/4.
- Снег: справ. / под ред. Грей Д.М., Мэйл Д.Х. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 752 с.
- Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю., Сеницкий А.И.* Особенности собственного излучения Обской губы в L-диапазоне в период ледостава // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 3. С. 59–76. <https://doi.org/10.31857/S0205961420030070>.
- Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Алексеева Т.А., Сеницкий А.И., Тихонова М.В., Шарков Е.А., Комарова Н.Ю.* Межгодовые вариации собственного микроволнового излучения Обской губы в период ледостава и их связь с гидрологическими и климатическими изменениями региона // Современные проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 6. С. 185–199. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199.
- Тихонов В.В., Хвостов И.В., Алексеева Т.А., Романов А.Н., Афанасьева Е.В., Соколова Ю.В., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю.* Анализ гидрологического режима устьевых областей Енисея, Печоры и Хатанги в зимний период по данным спутника SMOS // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 6. С. 47–62. DOI: 10.31857/S0205961422060124.
- Шарков Е.А.* Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
- Crabeck O., Galley R., Delille B., Else B., Geilfus N.-X., Lemes M., Roches M.D., Francus P., Tison J.-L., Rysgaard S.* Imaging air volume fraction in sea ice using non-destructive X-ray tomography // The Cryosphere. 2016. V. 10. No. 3. P. 1125–1145. DOI: 10.5194/tc-10-1125-2016.
- Demir O., Johnson J.T., Jezek K.C., Andrews M.J., Ayotte K., Spreen G., Hendricks S., Kaleschke L., Oggier M., Granskog M.A., Fong A., Hoppmann M., Matero I., Scholz D.* Measurements of 540–1740 MHz Brightness Temperatures of Sea Ice During the Winter of the MOSAiC Campaign // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2022. V. 60. Article 5302011. 11 p. DOI: 10.1109/TGRS.2021.3105360.
- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Amsterdam, Netherlands; Cambridge, MA: Elsevier Inc. 2017. 856 p.
- Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers / eds. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. Dordrecht: Springer, 2011. 1253 p.
- Frantz C.M., Light B., Farley S.M., Carpenter S., Lieblappen R., Courville Z., Orellana M.V., Junge K.* Physical and optical characteristics of heavily melted “rotten” Arctic sea ice // The Cryosphere. 2019. V. 13. No. 3. P. 775–793. DOI: 10.5194/tc-13-775-2019.
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. DEIMOS Engenharia. Lisboa, Portugal. 2017. <https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
- Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S.* The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // Proc. IEEE. 2010. V. 98. No. 5. P. 666–687. DOI: 10.1109/JPROC.2010.2043032.
- Lepparanta M.* Freezing of Lakes and the Evolution of their Ice Cover. Cham: Springer Nature Switzerland AG, 2023. 361 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-25605-9>.

- Matzler C. Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1994. V. 54. P. 241–260. <https://doi.org/10.1007/BF01030063>.
- McMullan K.D., Brown M.A., Martín-Neira M., Rits W., Ekholm S., Marti J., Lemanczyk J. SMOS: The payload // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2008. V. 46. No. 3. P. 594–605. DOI: 10.1109/TGRS.2007.914809.
- Oliva R., Martín-Neira M., Corbella I., Closa J., Zurita A., Cabot F., Khazaal A., Richaume P., Kainulainen J., Barbosa J., Lopes G., Tenerelli J., Díez-García R., González-Gambau V., Crapolicchi R. SMOS Third Mission Reprocessing after 10 Years in Orbit // *Remote Sensing*. 2020. V. 10. No. 12. P. 1645. 24 p. <https://doi.org/10.3390/rs12101645>.
- Petrich C., Eicken H. Growth, Structure and Properties of Sea Ice // *Sea Ice* / eds. Thomas D.N., Dieckmann G.S. Chichester: Blackwell Publishing Ltd, 2010. P. 23–77.
- Ran Y., Li X., Cheng G., Che J., Juha A., Olli K., Jan H., Miska L., Jin H., Jaroslav O., Masahiro H., Yu Q., Chang X. New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 865–884. <https://doi.org/10.5194/essd-14-865-2022>.
- Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid System // *Cartography and Geographic Information Science*. 2003. V. 30. No. 2. P. 121–134. DOI: 10.1559/152304003100011090.
- Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E. Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. No. 8. P. 2727–2740. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>.
- Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu. Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Российская Арктика (Russian Arctic)*. 2022. No. 2(17). P. 44–71. DOI: 10.24412/2658-4255-2022-2-44-71.
- Timco G.W., Frederking R.M.W. A review of sea ice density // *Cold Regions Science and Technology*. 1996. V. 24. No. 1. P. 1–6. [https://doi.org/10.1016/0165-232X\(95\)00007-X](https://doi.org/10.1016/0165-232X(95)00007-X).
- Ulaby F.T., Long D.G. Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. Ann Arbor, Michigan: Univ. of Michigan Press, 2014. 984 p.
- Zwally H.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Campbell W.J., Carsey F.D., Gloersen P. Antarctic Sea Ice 1973–1976 from Satellite Passive-Microwave Observations. NASA Spec. Publ. Ser. 459. 1983. 206 p.

A Model of Microwave Emission from Mouth Regions of Arctic Rivers Providing for Radiometer Pixel Land Contamination

V. V. Tikhonov^{1,2,3}, I. V. Khvostov², A. N. Romanov², E. A. Sharkov¹

¹Space Research Institute of the RAS, Moscow, Russia

²Institute for Water and Environmental Problems of the SB RAS, Barnaul, Russia

³Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

The paper presents a model of microwave emission from mouth regions of Arctic rivers taking into account radiometer pixel contamination by land. Modeling of seasonal and interannual dynamics of brightness temperature of different regions of the Yenisei Bay is performed on the example of MIRAS radiometer data from the SMOS satellite. The necessity of considering the coastal zone in brightness temperature modeling in the studied regions is shown. Comparison of the model calculations with SMOS LIC data has shown a good agreement. Analysis of model calculations and satellite data has allowed us to determine the location of the fresh and salt water mixing zone in the Yenisei Bay during the ice period, provided that the model takes into account the coastal zone captured by the radiometer pixel.

Keywords: SMOS, brightness temperature, estuary, ice cover, coastal area, model of microwave emission

REFERENCES

- Boyarskii D.A., Romanov A.N., Khvostov I.V., Tikhonov V.V., Sharkov E.A. Otsenka glubiny promerzaniya pochvennogo pokrova po dannym sputnika SMOS [On Evaluating the Depth of Soil Freezing Based on SMOS Satellite Data] // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019. V. 55. No. 9. P. 996–1004. <https://doi.org/10.1134/S0001433819090147>.
- Bryzgalo V.A., Nikanorov A.M., Kosmenko L.S., Reshetniak O.S. Ust'evye ekosistemy krupnykh rek Rossii: antropogennaia nagruzka i ekologicheskoe sostoianie [Estuary ecosystems of Russia's major rivers: anthropogenic pressure and ecological status]. Rostov on the Don: SFedU, 2015. 164 p. (In Russian).
- Geograficheskii entsiklopedicheskii slovar'. Geograficheskie nazvaniia [Geographical Encyclopedic Dictionary. Geographical names] / ed. Treshnikov A. F. M.: Soviet Encyclopedia, 1989. 592 p. (In Russian).
- Dolgoplova E.N. Rol' mnogoletnemerzlykh porod v formirovaniy gidrologo-morfologicheskogo rezhima ust'ev rek vodosbora Severnogo Ledovitogo okeana [The role of permafrost in the formation of the hydrological and morphological regime of river mouths in the Arctic Ocean watershed area] // *Arctic: ecology and economy*. 2018. V. 32. No. 4. P. 55–70. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-4-70-85. (In Russian).
- Konik A.A., Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Pedchenko A.P. Otsenka izmenchivosti kharakteristik Stokovoi frontal'noi

- zony Karskogo moria na osnove kompleksirovaniia dannykh sputnikovogo distantsionnogo zondirovaniia [Assessment of the variability of the River Plums frontal zone in the Kara Sea on the basis of integration of satellite remote sensing data] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18. No. 2. P. 241–250. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250. (In Russian).
- Lapin S.A.* Osobennosti formirovaniia presnovodnogo stoka v estuariykh sistemakh Obi i Eniseia [Features of freshwater flow formation in estuary systems of the Ob and the Yenisei] // *Trudy VNIRO*. 2017. V. 156. P. 139–150. (In Russian).
- Romanov A.N., Khvostov I.V., Ulanov P.N., Kovalevskaja N.M., Kirillov V.V., Plutalova T.G., Kobelev V.O., Pechkin A.S., Sinickij A.I., Syssoeva T.G., Hvorova L.A.* Kosmicheskij monitoring arkticheskikh i subarkticheskikh territorij Jamalo-Nenetskogo avtonomnogo okruga [Space monitoring of Arctic and subarctic territories of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug]. Barnaul: Five Plus LLC, 2018. 120 p. (In Russian).
- Romanov A.N., Khvostov I.V., Tikhonov V.V., Sharkov E.A.* Assessing Hydrological Changes in Wetland Areas of the Russian Arctic, Subarctic, and Northern Taiga Based on Microwave Remote Sensing Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2022. V. 58. No. 9. P. 1100–1110. DOI: 10.1134/S0001433822090201.
- Romanov A.N., Khvostov I.V., Ryabinin I.V., Tikhonov V.V., Shaduyko O.M.* Svjaz' sezonnykh variacij radiojarkostnykh temperatur akvatorii Karskogo morja s gidrologo-klimaticheskimi izmenenijami v Arktike [Relationship between seasonal variations in radio-brightness temperatures in the Kara Sea area and hydrological-climate changes in the Arctic] // *Izvestiya vuzov. Fizika*. 2023. № 4. P. 34–47. DOI: 10.17223/00213411/66/4/4.
- Sneg: spravochnik [Handbook of Snow]* / ed. Gray D.M., Male D.H. New Jersey: The Blackburn Press. 1981. 776 p.
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu., Sinitskiy A.I.* Features of the Intrinsic L-Band Radiation of the Gulf of Ob during the Freeze-Up Period // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020. V. 56. No. 9. P. 936–949. <https://doi.org/10.1134/S0001433820090236>.
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu.* Mezhdogodovye variatsii sobstvennogo mikrovolnovogo izlucheniia Obskoi guby v period ledostava i ikh svjaz' s gidrologicheskimi i klimaticheskimi izmenenijami regiona [Interannual variation of microwave radiation of the Gulf of Ob during the freezing season and relationship to hydrological and climate changes in the region] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18. No. 6. P. 185–199. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199. (In Russian).
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Romanov A.N., Afanasyeva E.V., Sokolova J.V., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu.* Analysis of the Winter Hydrological Regime of the Yenisei, Pechora, and Khatanga Estuaries Using SMOS Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2022. V. 58. No. 12. P. 1519–1531. DOI: 10.1134/S0001433822120234.
- Sharkov E.A.* Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations. Berlin: Springer/PRAXIS, 2003. 613 p.
- Crabeck O., Galley R., Delille B., Else B., Geilfus N.-X., Lemes M., Roches M.D., Francus P., Tison J.-L., Rysgaard S.* Imaging air volume fraction in sea ice using non-destructive X-ray tomography // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. No. 3. P. 1125–1145. DOI: 10.5194/tc-10-1125-2016.
- Demir O., Johnson J.T., Jezek K.C., Andrews M.J., Ayotte K., Spreen G., Hendricks S., Kaleschke L., Oggier M., Granskog M.A., Fong A., Hoppmann M., Matero I., Scholz D.* Measurements of 540–1740 MHz Brightness Temperatures of Sea Ice During the Winter of the MOSAiC Campaign // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2022. V. 60. Article 5302011. 11 p. DOI: 10.1109/TGRS.2021.3105360.
- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Amsterdam, Netherlands; Cambridge, MA: Elsevier Inc. 2017. 856 p.
- Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* / eds. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. Dordrecht: Springer, 2011. 1253 p.
- Frantz C.M., Light B., Farley S.M., Carpenter S., Lieblappen R., Courville Z., Orellana M.V., Junge K.* Physical and optical characteristics of heavily melted “rotten” Arctic sea ice // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. No. 3. P. 775–793. DOI: 10.5194/tc-13-775-2019.
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. DEIMOS Engenharia. Lisboa, Portugal. 2017. <https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
- Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S.* The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // *Proc. IEEE*. 2010. V. 98. No. 5. P. 666–687. DOI: 10.1109/JPROC.2010.2043032.
- Lepparanta M.* Freezing of Lakes and the Evolution of their Ice Cover. Cham: Springer Nature Switzerland AG, 2023. 361 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-25605-9>.
- Matzler C.* Passive Microwave Signatures of Landscapes in Winter // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1994. V. 54. P. 241–260. <https://doi.org/10.1007/BF01030063>.
- McMullan K.D., Brown M.A., Martín-Neira M., Rits W., Ekholm S., Marti J., Lemanczyk J.* SMOS: The payload // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2008. V. 46. No. 3. P. 594–605. DOI: 10.1109/TGRS.2007.914809.
- Oliva R., Martín-Neira M., Corbella I., Closa J., Zurita A., Cabot F., Khaazaal A., Richaume P., Kainulainen J., Barbosa J., Lopes G., Tenerelli J., Díez-García R., González-Gambau V., Crapolicchi R.* SMOS Third Mission Reprocessing after 10 Years in Orbit // *Remote Sensing*. 2020. V. 10. № 12. P. 1645. 24 p. <https://doi.org/10.3390/rs12101645>.
- Petrich C., Eicken H.* Growth, Structure and Properties of Sea Ice // *Sea Ice* / eds. Thomas D.N., Dieckmann G.S. Chichester: Blackwell Publishing Ltd, 2010. P. 23–77.
- Ran Y., Li X., Cheng G., Che J., Juha A., Olli K., Jan H., Miska L., Jin H., Jaroslav O., Masahiro H., Yu Q., Chang X.* New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 865–884. <https://doi.org/10.5194/essd-14-865-2022>.
- Sahr K., White D., Kimerling A.J.* Geodesic Discrete Global Grid System // *Cartography and Geographic Information Science*. 2003. V. 30. No. 2. P. 121–134. DOI: 10.1559/152304003100011090.

- Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E.* Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. No. 8. P. 2727–2740. <https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>.
- Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu.* Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Rossiiskaya Arktika [Russian Arctic]*. 2022. No. 2(17). P. 44–71. DOI: 10.24412/2658-4255-2022-2-44-71.
- Timco G.W., Frederking R.M.W.* A review of sea ice density // *Cold Regions Science and Technology*. 1996. V. 24. No. 1. P. 1–6. [https://doi.org/10.1016/0165-232X\(95\)00007-X](https://doi.org/10.1016/0165-232X(95)00007-X).
- Ulaby F.T., Long D.G.* *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*. Ann Arbor, Michigan: Univ. of Michigan Press, 2014. 984 p.
- Zwally H.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Campbell W.J., Carsey F.D., Gloersen P.* *Antarctic Sea Ice 1973-1976 from Satellite Passive-Microwave Observations*. NASA Spec. Publ. Ser. 459. 1983. 206 p.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ ПО ДАННЫМ РАЗНОВРЕМЕННЫХ СНИМКОВ LANDSAT 5 И 8 НА ПРИМЕРЕ ПРОВИНЦИИ ТХАНЬХОА, ВЬЕТНАМ

© 2024 г. Т. З. Ле¹, Л. Х. Чинь², *, В. Р. Заблоцкий³, К. В. Чан¹, С. Б. Чан⁴, Т. Ф. То⁵,
В. Ф. Ле², В. Т. Ле⁶

¹Вьетнамская сельскохозяйственная академия, Ханой, Вьетнам

²Технический университет им. Ле Куи Дон, Ханой, Вьетнам

³Московский государственный университет геодезии и картографии, Москва, Россия

⁴Ханойский университет природных ресурсов и окружающей среды, Ханой, Вьетнам

⁵Университет Тхань Донг, провинция Хайзыонг, Вьетнам

⁶Тхайнгуен университет сельского и хозяйства, Тхайнгуен, Вьетнам

*E-mail: trinhlehung@lqdtu.edu.vn

Поступила в редакцию 09.10.2023 г.

В последние годы деятельность человека оказывает глубокое воздействие на состояние устьев рек и прибрежных районов Вьетнама, что выражается в активной эрозии и аккреции (увеличение) береговой линии. В работе использовались изображения Landsat за период 1988 – 2022 гг. для оценки динамики береговой линии провинции Тханьхоа (Северный Центральный Вьетнам). Водные индексы NDWI, ANDWI, MNDWI, AWEI_{nsh}, AWEI_{sh} и BandWet, определенные на основе изображений Landsat, применялись для дешифрирования водной поверхности. Пороговый метод Otsu использовался для отделения “водной поверхности” от “объектов суши” с последующей оценкой точности разделения на основе коэффициента Каппа. Полученные результаты показали, что индекс ANDWI имеет наибольшую точность дешифрирования береговой линии изучаемой территории, коэффициент Каппа достигал величины 0.95, для остальных индексов NDWI, MNDWI, AWEI_{nsh}, AWEI_{sh}, BandWet коэффициент Каппа был соответственно равен 0.91, 0.92, 0.93, 0.92 и 0.92. После дешифрирования границ водной поверхности с помощью ANDWI проводилась векторизация границ и наложение векторных изображений друг на друга для оценки изменчивости береговой линии и построения карты динамики береговой линии. Обнаружено, что в северной части прибрежной зоны провинции Тханьхоа наблюдается активная аккреция береговой линии. Средняя скорость аккреции составляла 150 м/год, максимальная скорость – 457 м/год. Наоборот, на южном побережье провинции Тханьхоа преобладает эрозия береговой линии с максимальной скоростью 38 м/год и средней скоростью около 10 м/год.

Ключевые слова: динамика береговой линии, дистанционное зондирование, Landsat, водные индексы, провинция Тханьхоа, Вьетнам

DOI: 10.31857/S0205961424030038, EDN: FBBCDQ

ВВЕДЕНИЕ

Вьетнам – страна с береговой линией протяженностью более 3260 км от Куангниня (Quang Ninh) до Кьензянг (Kien Giang), с множеством устьев крупных рек, на которых развиваются мангровые экосистемы. В последние годы ситуация с береговой эрозией и аккрецией (расширение территории суши в результате переноса и осадения речных отложений в дельтах рек) в прибрежных районах Вьетнама резко обострилась, вызывая серьезные последствия в состоянии природных экосистем (Cuong и Су, 2014).

Дистанционное зондирование и космический мониторинг эффективно применяются в решении многих научных вопросов при изучении аэрозольного состава атмосферы, прогнозирования землетрясений (Бондур, 2015; Бондур, Зверев, 2005). Данные оптических спутниковых изображений, таких как Landsat, Aster и др., часто используются для выделения береговых линий, оценки изменений устьев рек. Многие алгоритмы отделения водной поверхности от суши были разработаны для изображений, получаемых с датчиков дистанционного зондирования. Метод оцифровки, основанный на визуальном дешифрировании с ис-

пользованием изображений в красном, ближнем инфракрасном и коротковолновом инфракрасном диапазонах, хотя и имеет достаточную точность, но трудозатратен и требует много времени (Yang et al., 2015). В исследовании Winasro и др. (Winasro and Budhiman, 2001), Alesheikh и др. (Alesheikh et al., 2007) использовались зеленый, ближний и средний инфракрасный каналы изображений Landsat TM для расчета отношений каналов GREEN/NIR и GREEN/SWIR₁ и дешифрирования границ водной поверхности на основе метода пороговой обработки. Этот метод использовался и в исследованиях (Trung and Khanh, 2016; Tran и Doan, 2017) для определения границы “вода/суша” и оценки изменения береговых и прибрежных территорий во Вьетнаме.

Низкая спектральная отражательная способность воды по сравнению с почвой и растениями, особенно в ближнем инфракрасном и коротковолновом инфракрасном диапазоне (Frazier and Page, 2000), позволяет эффективно использовать водные индексы для повышения точности классификации водных объектов по оптическим спутниковым снимкам. McFeeters (1996) предложил использовать нормализованный разностный водный индекс (Normalized Difference Water Index – NDWI), рассчитываемый на основе зеленого и ближнего инфракрасного каналов спутниковых снимков Landsat. Индекс NDWI изменяется в диапазоне от –1 до 1, причем водная поверхность имеет положительные значения и представлена светлыми пикселями, остальные объекты характеризуются отрицательными значениями и представлены темными пикселями (McFeeters, 1996; Duong et al., 2021). Gao (1996), независимо от McFeeters, также предложил водный индекс NDWI, основанный на использовании спектральной отражательной способности в зеленом и ближнем инфракрасном каналах (Gao, 1996). Модифицированный нормализованный разностный индекс (Modified Normalized Difference Water Index – MNDWI) был разработан Xu (2006) на основе индекса NDWI, который использует зеленый и коротковолновый инфракрасный (SWIR1) каналы для дешифрирования водной поверхности на спутниковых изображениях Landsat (Xu, 2006). Полученные результаты показывают, что индекс MNDWI позволяет классифицировать водные объекты с большей точностью, нежели чем индекс NDWI, особенно на территориях с затопленной растительностью.

Yan и др. использовали расширенный водный индекс (Enhanced Water Index – EWI), чтобы подчеркнуть разницу между пересыхающими руслами рек и окружающей территорией и повысить точность дешифрирования таких специфических водных объектов (Yan et al., 2007). Wang и др. разрабо-

тали многоканальный водный индекс (Multi-Band Water Index – MBWI), который обеспечивал большую надежность дешифрирования воды в сложных фоновых условиях с высоким уровнем шума (Wang et al., 2018). Rad и др. (2021) предложили индекс ANDWI (Augmented Normalized Difference Water Index), с использованием спектральных каналов в видимом диапазоне, NIR и SWIR1-2, чтобы максимизировать контраст между водной поверхностью и остальной территорией (Rad et al., 2021). Применяются и другие водные индексы, например нормализованный разностный индекс влажности (Normalized Difference Moisture Index – NDMI) (Gao, 1996), New Water Index (Ding et al., 2018), Water Ratio Index (WRI) (Shen and Li, 2010), Index of Water Surfaces (IWS) (Hassani et al., 2015), Automated Water Extraction Index (AWEI) (Feyisa et al., 2014). Отметим, что индекс AWEI имеет две модификации: AWEI_{sh} – оптимальный для участков с мангровым растительным покровом и AWEI_{nsh} – для водной поверхности без мангровой растительности. Данный индекс AWEI показал хорошие результаты в исследовании прибрежной зоны, покрытой протяженными мангровыми зарослями, Намдинь-Ниньбинь в северном Вьетнаме (Trinh et al., 2020).

Во многих исследованиях (Acharya et al., 2018a; Acharya et al., 2018b; Mustafa et al., 2017; Sarp and Ozelcik, 2017; Liu et al., 2022; Serban et al., 2022; Laonamsai et al., 2023) использовались различные водные индексы для классификации водных объектов и проводились оценки точности полученной классификации. В дополнение к оптическим изображениям также применялись радиолокационные изображения для оценки площади затопленной территории (Acar et al., 2012; Paz-Delgado et al., 2022) и анализа динамики береговой линии (Trinh et al., 2015; Baghermanesh et al., 2022; Wu et al., 2022).

Отмеченные выше исследования подтверждают эффективность использования дистанционного зондирования для оценки изменчивости береговой линии. Однако прибрежные территории характеризуются различными природными условиями, следовательно, сравнение и выбор соответствующего водного индекса для оценки вариации береговой линии представляет собой важную задачу, имеющую научное и практическое значение. В данной работе многозональные изображения Landsat использовались для расчета водных индексов NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} и BandWet. Метод классификации по порогу для дешифрирования границы водной поверхности на основе индекса ANDWI и последующая векторизация изображений для выделения береговой линии позволили оценить динамику береговой линии за период 1988–2022 гг. провинции Тханьхоа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Исследуемая территория и данные дистанционного зондирования

Исследуемая территория. Областью исследования являлась прибрежная зона провинции Тханьхоа (Thanh Hoa), расположенная в Северо-Центральном регионе Вьетнама (рис. 1). Провинция имеет береговую линию протяженностью 102 км и территориальное море площадью 17 000 км², включая глубоководный порт Нги Сон (Nghi Son). Вдоль побережья расположены 5 крупных лиманов.

Береговая линия провинции Тханьхоа подвергается динамическим процессам эрозии и расширения за счет речных отложений. Современное просадочное движение земной коры в отсутствие речных отложений приводит к тому, что морская вода вызывает энергичную эрозию берегов. Такие процессы наблюдаются в прибрежной полосе районов Хоанг Хоа (Hoang Hoa), Хау Лок (Hau Loc), Куанг Сюонг (Quang Xuong) и Нги Сон (Nghi Son).

Однако для района Нга Соне (Nga Son) опускание территории сопровождается большим количеством поступающих речных взвесей, скорость седиментации частиц высока и в результате континент все больше и больше расширяется в сторону моря (Nguyen и Pham, 2016).

Исходные данные. Для оценки изменения береговой линии провинции Тханьхоа использовались 9 снимков Landsat, в том числе снимки Landsat 5 TM и Landsat 8/9 OLI за период с 1988 по 2022 г. В табл. 1 представлена информация об использованном спутнике дистанционного зондирования и времени съемки исследуемой территории. Изображения Landsat получены в засушливые сезоны разных лет, длящиеся с января по март, в которые погодные условия, как правило, оказываются одинаковыми (рис. 2).

Методика обработки данных

Данные дистанционного зондирования собирались и обрабатывались непосредственно на платформе облачных вычислений Google Earth Engine (GEE).

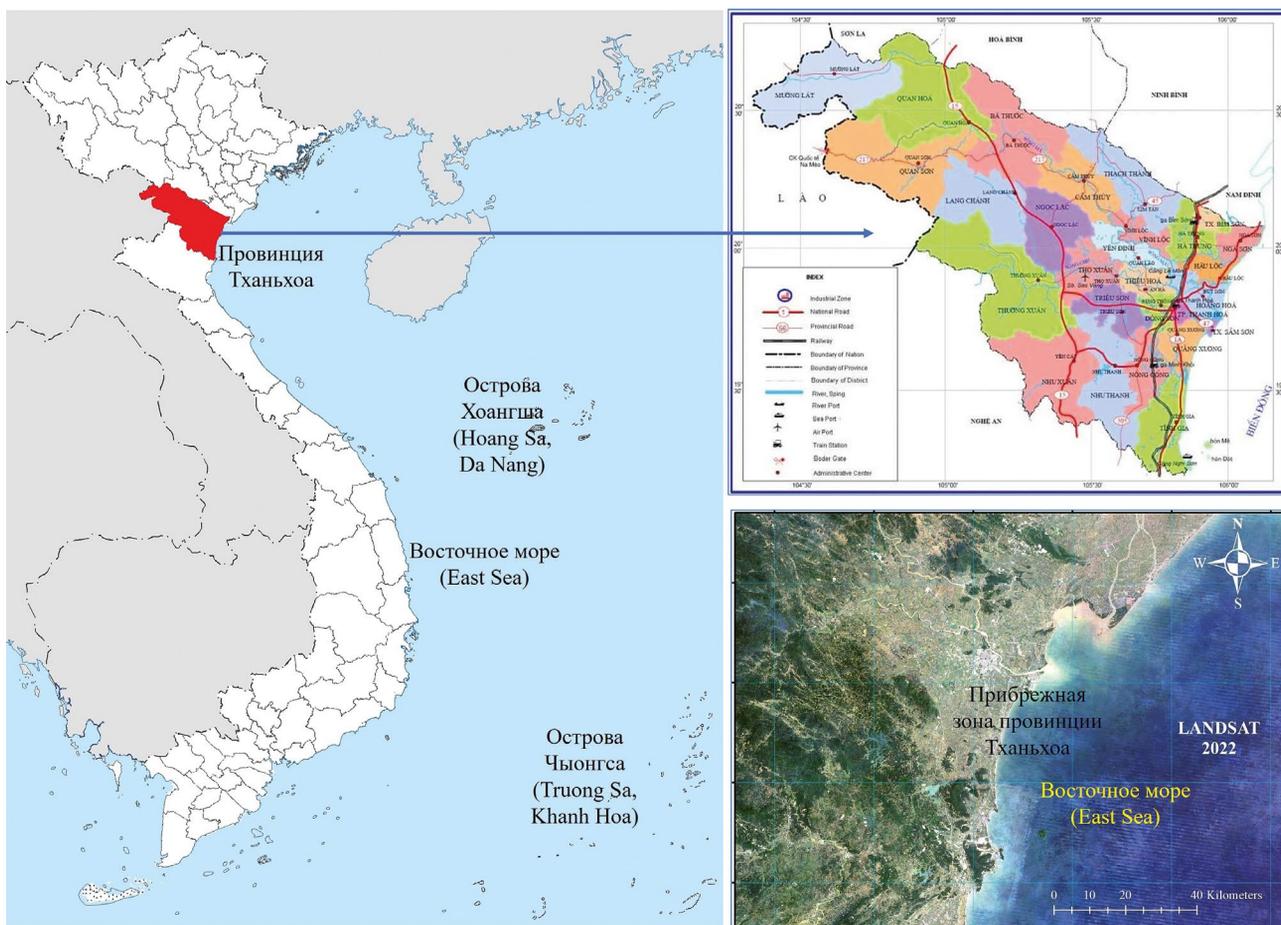


Рис. 1. Местоположение исследуемой территории. Справа сверху – административная карта, внизу – Landsat изображение провинции Тханьхоа.

Таблица 1. Тип спутника LANDSAT и дата съемки

№	Спутник	Дата съемки
1	Landsat 5 TM	16 марта 1988
2	Landsat 5 TM	20 марта 1992
3	Landsat 5 TM	02 января 1996
4	Landsat 8 OLI_TIRS	01 апреля 2000
5	Landsat 8 OLI_TIRS	20 марта 2004
6	Landsat 8 OLI_TIRS	13 февраля 2009
7	Landsat 8 OLI_TIRS	15 февраля 2014
8	Landsat 8 OLI_TIRS	10 февраля 2018
9	Landsat 8 OLI_TIRS	08 апреля 2022

GEE – облачная платформа для геопространственного анализа, которая позволяет пользователям напрямую обрабатывать данные с помощью инструмента Code Editor без загрузки на персональный компьютер. В базе данных GEE находятся

изображения, собранные за последние 40 лет со спутников дистанционного зондирования Landsat, MODIS, Sentinel. Работа с данными дистанционного зондирования на платформе GEE весьма удобна и позволяет экономить время и усилия при обработке изображений.

Для классификации водной поверхности использовались водные индексы NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nh} и BandWet. Индекс NDWI рассчитывался в соответствии со следующей формулой (Gao, 1996):

$$NDWI = \frac{\rho_{GREEN} - \rho_{SWIR1}}{\rho_{GREEN} + \rho_{SWIR1}}, \quad (1)$$

где ρ_{GREEN} , ρ_{SWIR1} – значения коэффициента отражения в зеленом и коротковолновом инфракрасном (SWIR₁) каналах мультиспектрального изображения Landsat. Для изображения Landsat TM эти спектральные каналы соответствуют каналу 2 (зеленый) и каналу 5 (SWIR₁), а для изображения Landsat 8/9 эти каналы соответствуют каналу 3 (зеленый) и каналу 6 (SWIR₁).

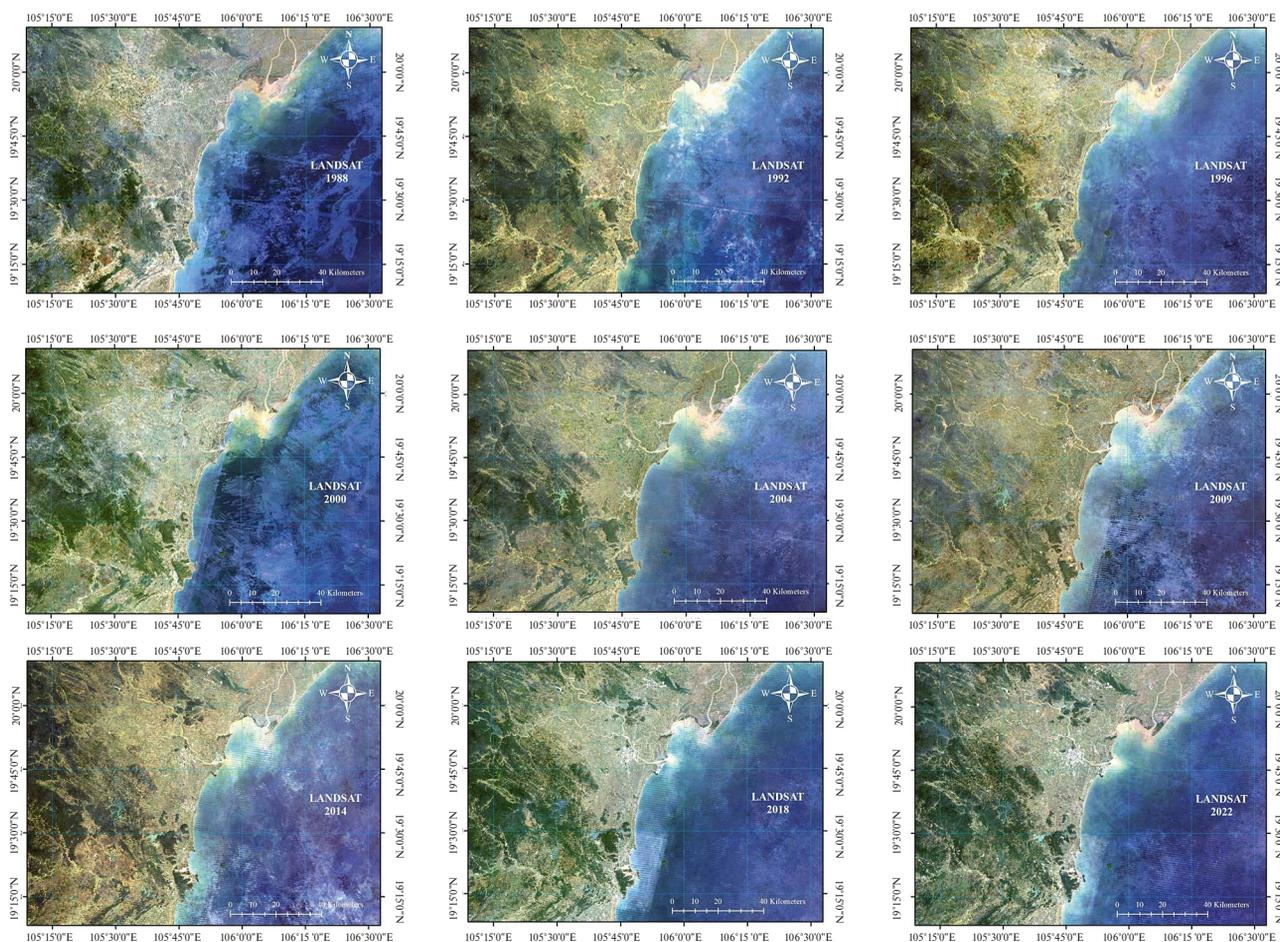


Рис. 2. Мультизональные изображения Landsat исследуемой территории, полученные за период 1988–2022 гг.

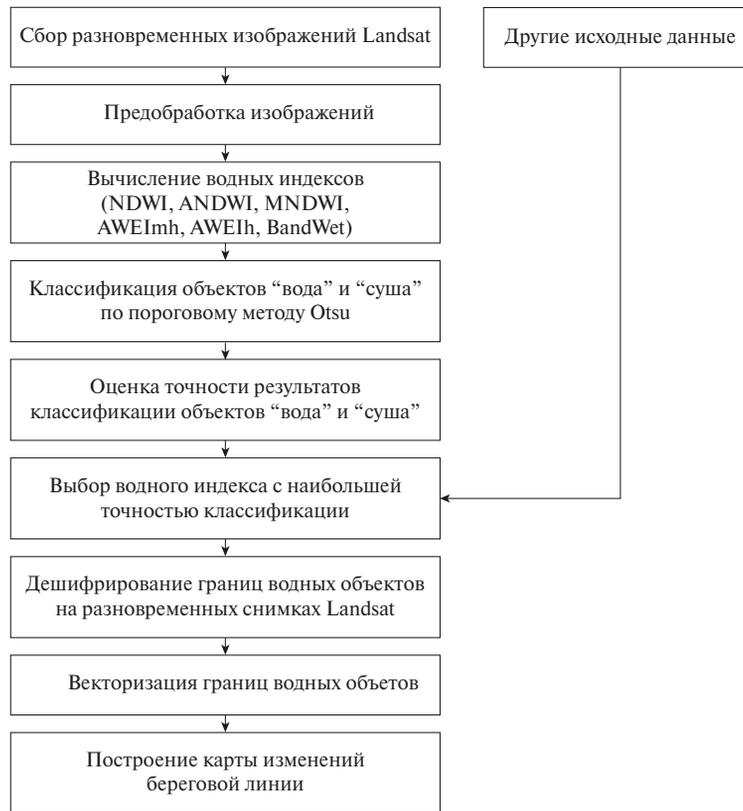


Рис. 3. Блок-схема методики оценки изменений береговой линии по Landsat снимкам.

Модифицированный индекс NDWI (MNDWI) вычислялся по формуле (2), в которой использовалась спектральная отражательная способность в зеленом (GREEN) и коротковолновом инфракрасном (SWIR₁) каналах. Индекс MNDWI определяется по следующей формуле (Xu, 2006):

$$MNDWI = \frac{\rho_{GREEN} - \rho_{SWIR1}}{\rho_{GREEN} + \rho_{SWIR1}}. \quad (2)$$

Augmented Normalized Difference Water Index (ANDWI):

$$ANDWI = \frac{\rho_{BLUE} + \rho_{GREEN} + \rho_{RED} - \rho_{NIR} - \rho_{SWIR1} - \rho_{SWIR2}}{\rho_{BLUE} + \rho_{GREEN} + \rho_{RED} + \rho_{NIR} + \rho_{SWIR1} + \rho_{SWIR2}}, \quad (3)$$

Automated Water Extraction Index (AWEI):

$$AWEI_{sh} = \rho_{BLUE} + 2.5\rho_{GREEN} - 1.5(\rho_{NIR} + \rho_{SWIR1}) - 0.25\rho_{SWIR2}, \quad (4)$$

$$AWEI_{nsh} = 4(\rho_{BLUE} - \rho_{SWIR1}) - 0.25\rho_{NIR} + 2.75\rho_{SWIR2}, \quad (5)$$

BandWet:

$$BandWet = \begin{cases} 1 & \text{если } MNDWI > NDWI \text{ или } MNDWI > EVI \text{ и } EVI < 0.1 \\ 0 & \text{если наоборот} \end{cases}, \quad (6)$$

где индекс EVI (Enhanced Vegetation Index) рассчитывается по формуле (7) (Huete et al., 2002):

Индексы ANDWI (Rad, 2021), AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} (Feyisa, 2014) и BandWet (Zou, 2018) построены на основе использования спектральной отражательной способности в видимых (синий, зеленый, красный) и инфракрасных каналах (NIR, SWIR₁, SWIR₂) для увеличения контраста между водными и другими объектами. Индексы ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} и BandWet вычисляются для изображений Landsat по следующим формулам:

$$EVI = \frac{2.5 \times (\rho_{NIR} - \rho_{RED})}{\rho_{NIR} + 6 \times \rho_{RED} - 7.5 \times \rho_{BLUE} + 1}. \quad (7)$$

На основе полученных водных индексов выполнялось обнаружение береговой кромки методом автоматического определения порога Otsu. Метод Otsu разделяет пиксели полутонового изображения на два класса – “водная поверхность” и “суша”, таким образом, чтобы внутриклассовая дисперсия была минимальной (Otsu, 1979).

Блок-схема методики оценки изменения береговой линии по Landsat снимкам представлена на рис. 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе спутниковых снимков Landsat 1988–2022 гг. были рассчитаны водные индексы NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} и BandWet, результаты представлены на рис. 4–9. На изображениях с индексам NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh} и AWEI_{nsh} водная поверхность представлена яркими белыми пикселями, территории суши представлена темным цветом. Наоборот, для водного индекса BandWet пиксели водной поверхности представлены темным цветом, объекты суши – белым цветом.

В табл. 2 показаны минимальные, максимальные и средневзвешенные значения водных ин-

дексов NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} и BandWet прибрежной зоны изучаемой территории. В табл. 3 показаны значения порога Otsu при дешифрировании водных и неводных объектов на основе разных индексов.

Оценка точности дешифрирования границы водной поверхности по индексам NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} и BandWet выполнялась на основе статистического индекса Каппа и общей точности классификации, результаты представлены в табл. 4. Для этого 217 пикселей водной поверхности и 190 пикселей суши были выбраны случайным образом. Общая точность классификации и индекс Каппа рассчитывались с помощью программного обеспечения платформы облачных вычислений GEE. Общая точность классификации рассчитывалась как отношение суммарного количества правильно отклассифицированных объектов (сумма диагональных элементов матрицы ошибок) к общему числу объектов выборки. Индекс ANDWI показал наибольшую точность при классификации водной поверхности, выраженную как в максимальном значении коэффициента Каппа (0.961), так и в общей точности классификации (0.921). Поэтому в дальнейшей обработке при картографировании изменения береговой линии использовался только водный индекс ANDWI.

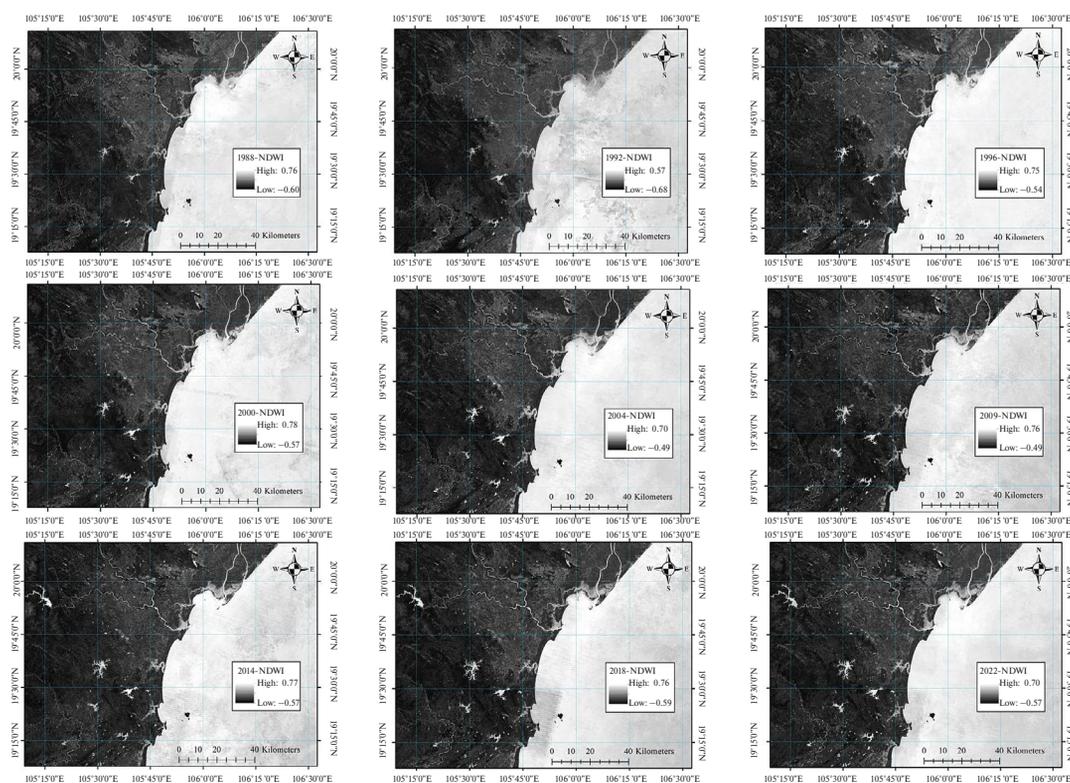


Рис. 4. Пространственное распределение индекса NDWI на исследуемой территории.

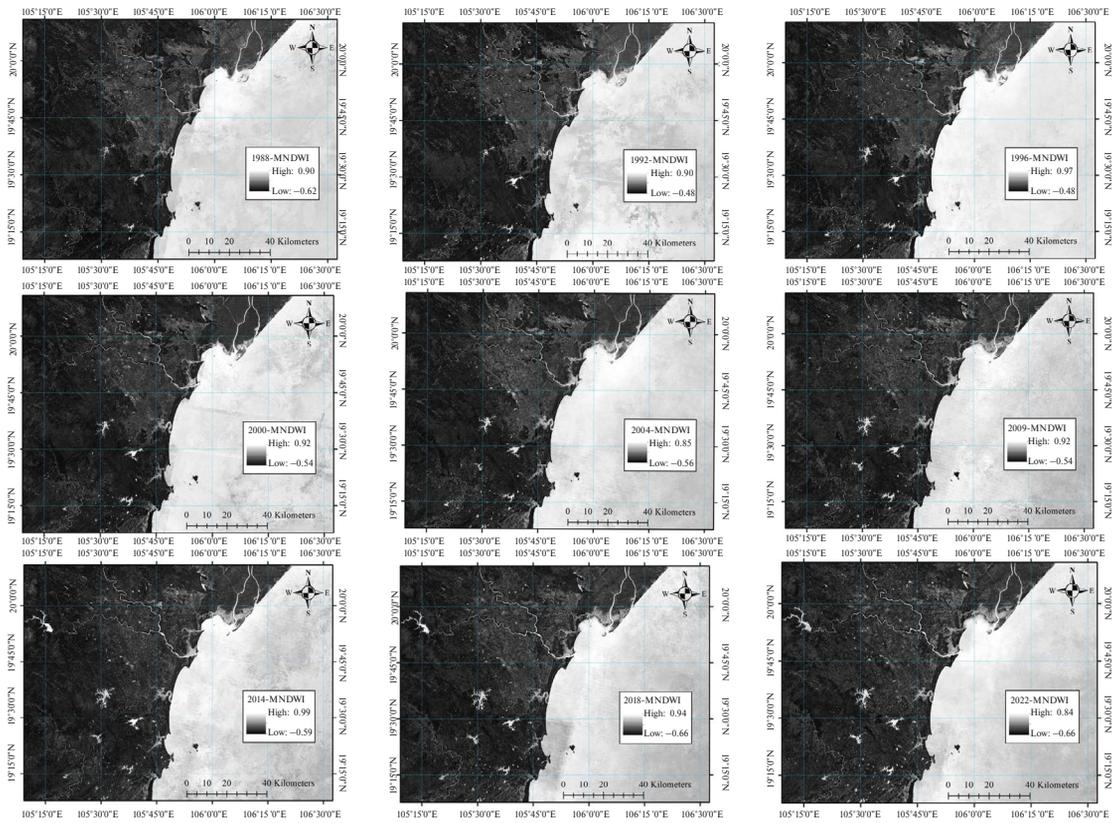


Рис. 5. Пространственное распределение индекса MNDWI на исследуемой территории.

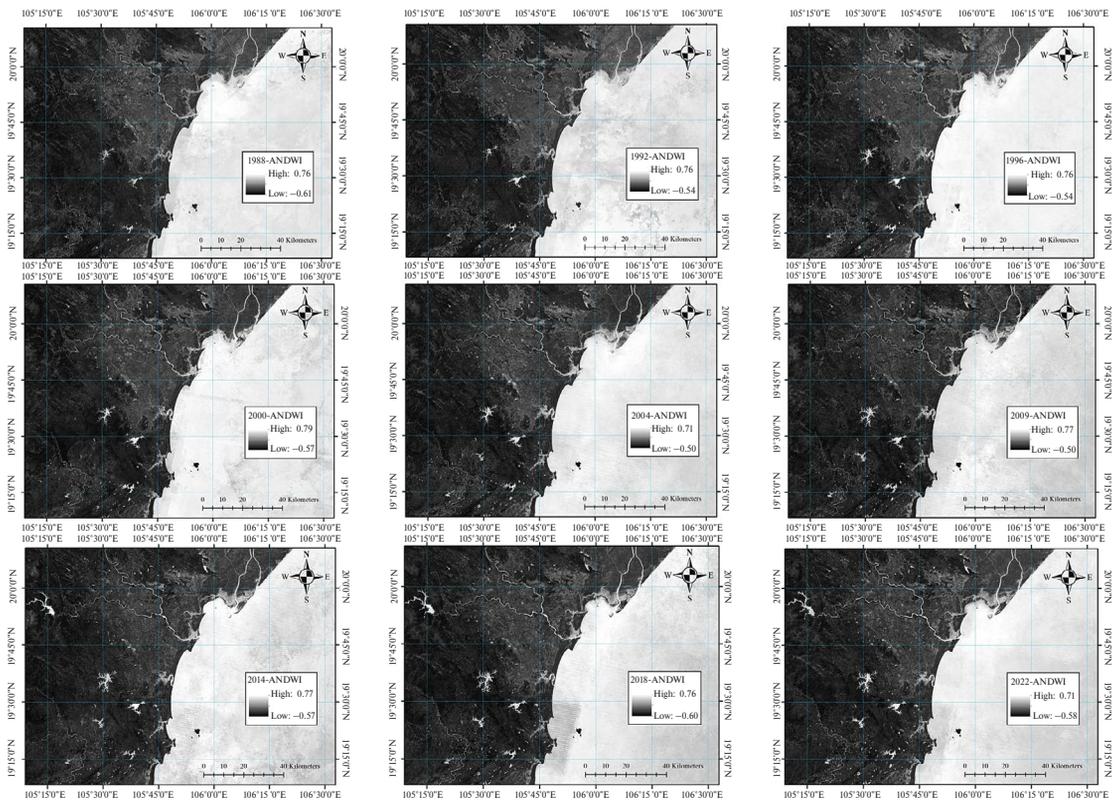


Рис. 6. Пространственное распределение индекса ANDWI на исследуемой территории.

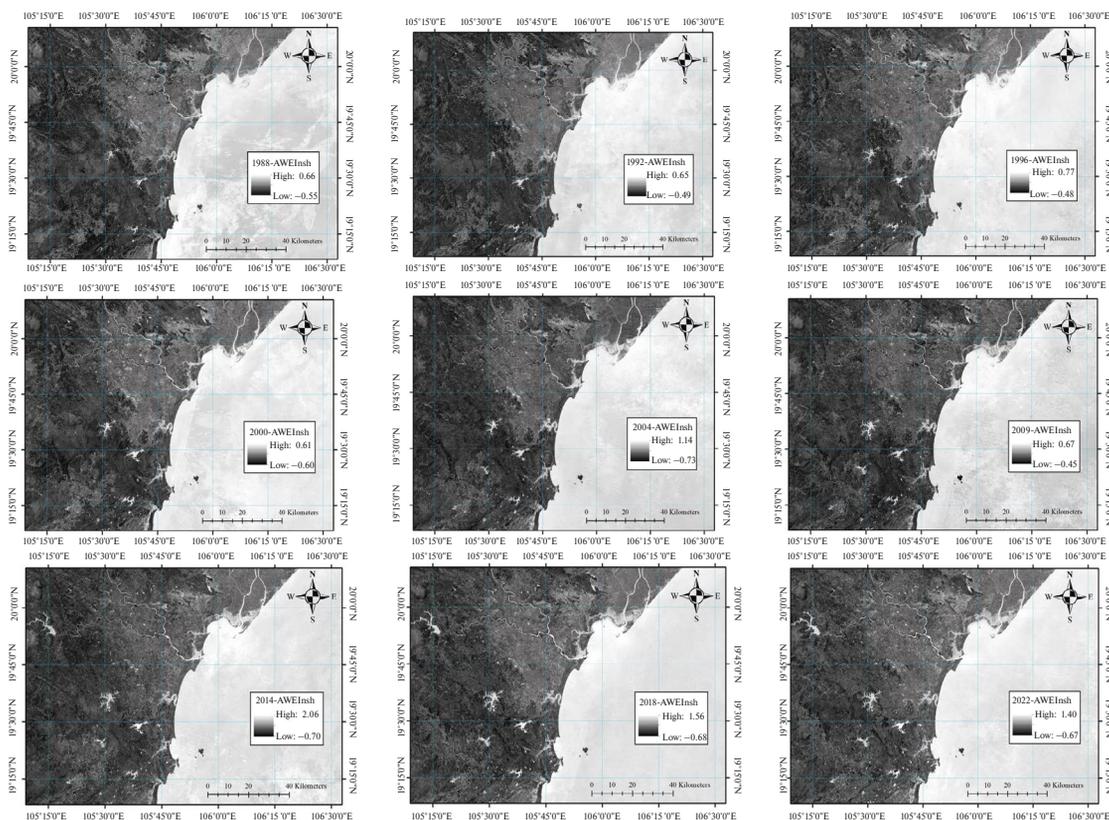


Рис. 7. Пространственное распределение индекса AWEI_{nsh} на исследуемой территории.

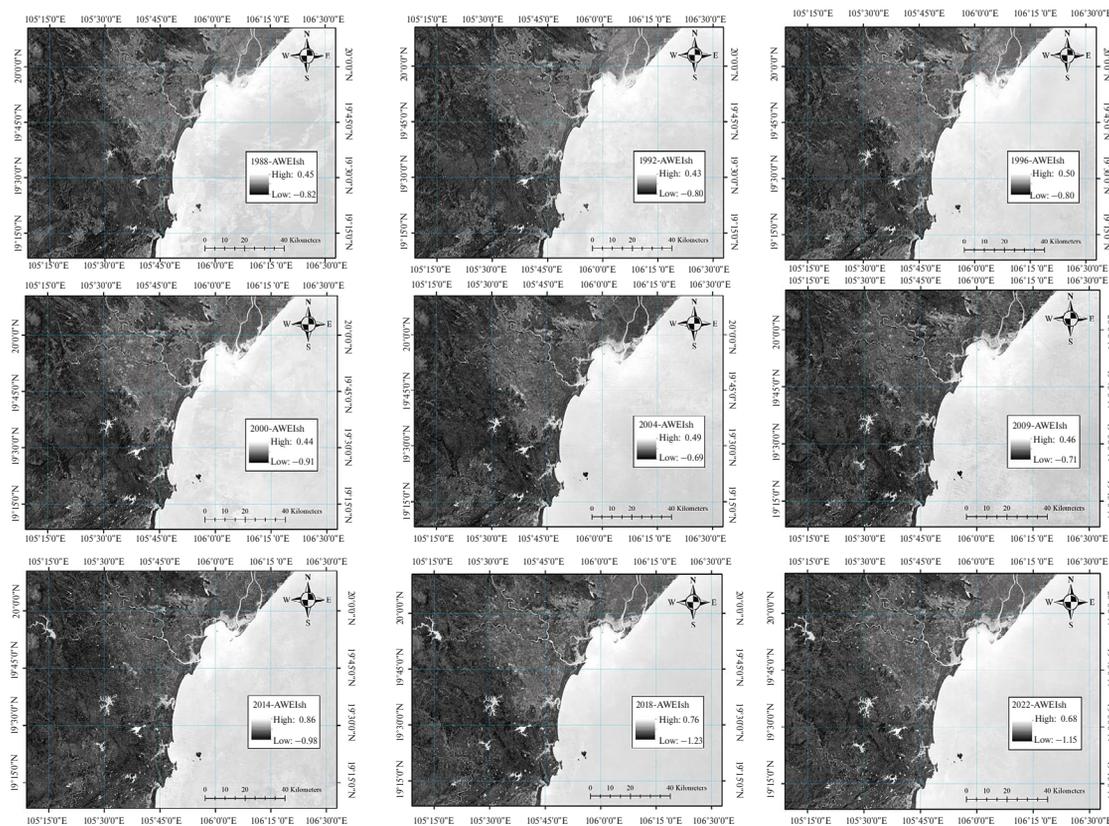


Рис. 8. Пространственное распределение индекса AWEI_{sh} на исследуемой территории.

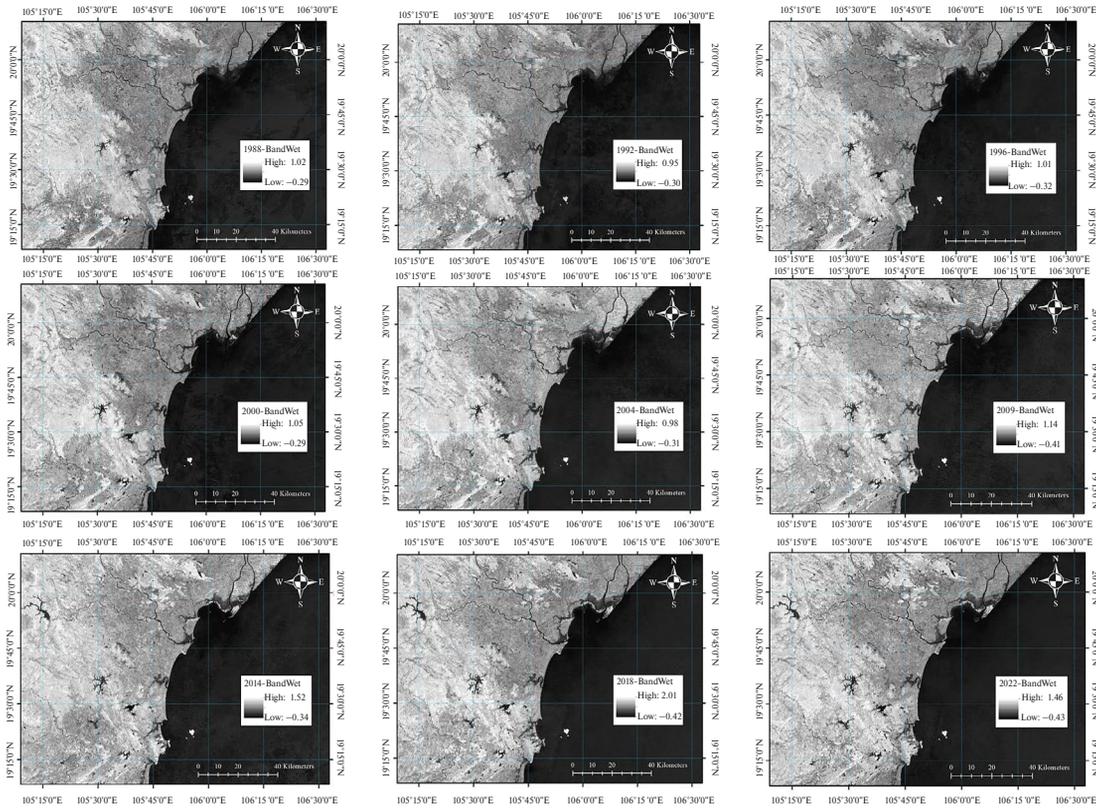


Рис. 9. Пространственное распределение индекса BandWet на исследуемой территории.

Таблица 2. Максимальные, минимальные и средневзвешенные значения водных индексов

Значение	Водный индекс					
	NDWI	MNDWI	ANDWI	AWEI _{sh}	AWEI _{nsh}	BandWet
Минимальное	-0.57	-0.42	-0.57	-1.14	-0.67	-0.42
Максимальное	0.70	0.81	0.70	0.67	1.39	6.46
Средневзвешенное	0.08	0.27	0.08	-0.07	0.18	0.28

Таблица 3. Пороговые значения Otsu для разных водных индексов

Дата съемки	Водный индекс					
	NDWI	MNDWI	ANDWI	AWEI _{sh}	AWEI _{nsh}	BandWet
16 марта 1988	-0.02	0.24	0.18	-0.02	0.20	0.18
20 марта 1992	-0.03	0.23	0.17	-0.01	0.22	0.18
02 января 1996	-0.01	0.26	0.20	0.01	0.22	0.16
01 апреля 2000	-0.01	0.23	0.18	-0.03	0.19	0.19
20 марта 2004	-0.05	0.21	0.17	0.00	0.24	0.19
13 февраля 2009	-0.04	0.21	0.17	0.00	0.24	0.20
15 февраля 2014	-0.07	0.16	0.13	-0.03	0.21	0.20
10 февраля 2018	-0.05	0.17	0.13	-0.05	0.18	0.23
08 апреля 2022	-0.08	0.15	0.11	-0.07	0.18	0.24

Таблица 4. Точность классификации водной поверхности по разным водным индексам

Водный индекс	NDWI	MNDWI	ANDWI	AWEI _{sh}	AWEI _{ns}	BandWet
Коэффициент Каппа	0.943	0.951	0.961	0.946	0.944	0.946
Общая точность	0.886	0.901	0.921	0.891	0.887	0.892

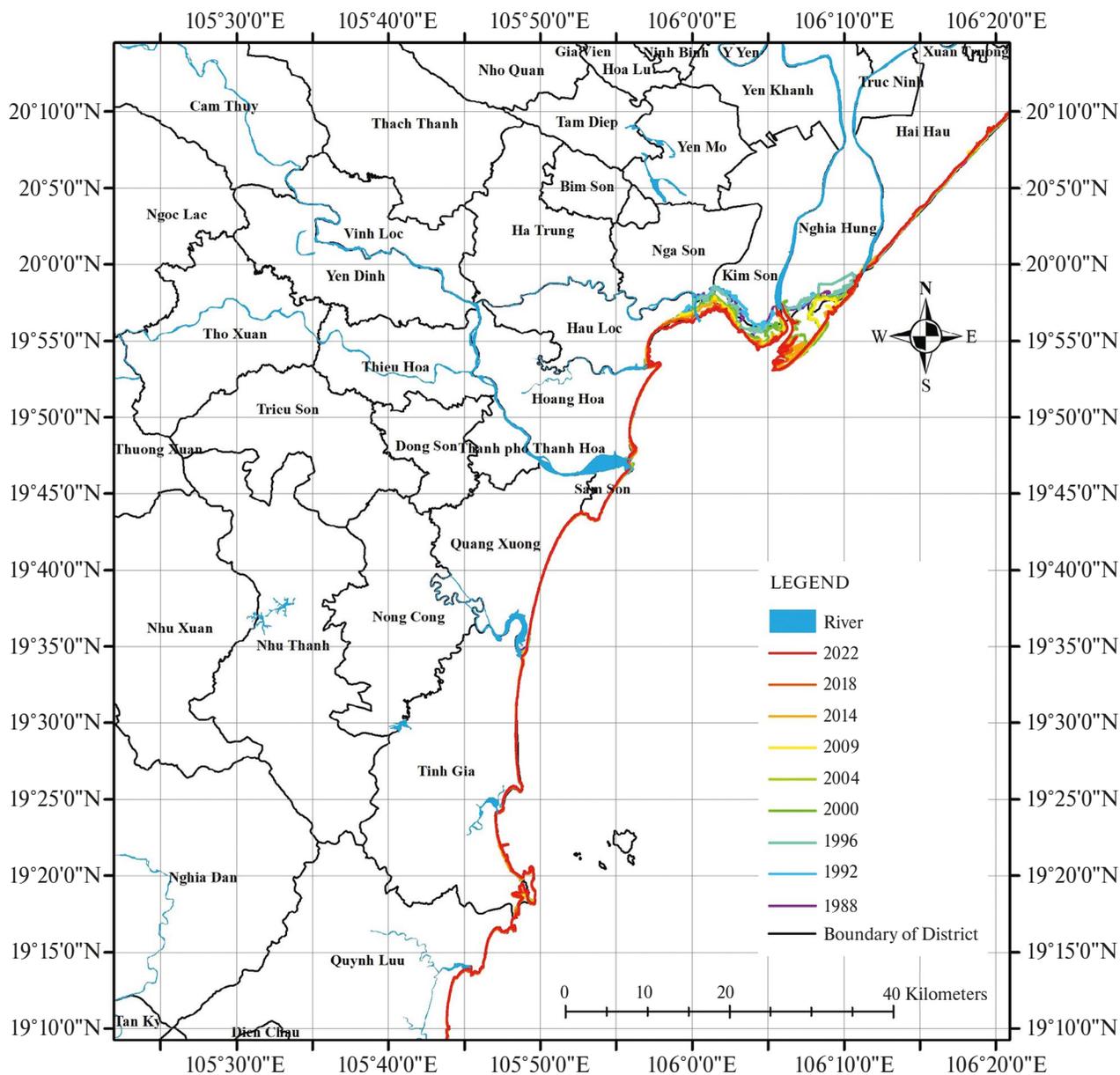


Рис. 10. Обзорная карта динамики береговой линии провинции Тханьхоа.

После разделения полутоновых изображений с индексом ANDWI по порогу Otsu выполнялась векторизация бинарных изображений с выделением береговых линий. На заключительном этапе обработки векторные изображения накладывались друг на друга для отображения динамики береговой линии. На рис. 10 показано изменение берего-

вой линии провинции Тханьхоа в разные годы в течение промежутка времени, начиная с 1988 г. по 2022 г. Как следует из рисунка, береговая линия на севере изучаемой провинции Тханьхоа претерпела большие изменения. На этой территории преобладающим фактором изменения береговой кромки была аккреция. В тоже время, в южной части про-

винции береговая линия подверглась значительно меньшим изменениям в виде эрозии, за исключением некоторых участков устья реки.

Детальная динамика береговой линии северной части провинции Тханьхоа

Прибрежная часть территории, граничащая с провинциями Ниньбинь и Намдинь, претерпела существенные изменения за рассматриваемый период. Общая протяженность поля аккреции составила 5.24 км, что соответствует площади 32.34 км². Наибольшая скорость прироста суши отмечена за

период с 1996 г. по 2000 г. и составляла 457.5 м/год. Средняя скорость аккреции составляла 150 м/год. Начиная с 2000 г. и по настоящее время береговая линия района Нгиа Хунг подвергается незначительной эрозии. Однако, в целом, на северной части побережья провинции Тханьхоа продолжается значительное накопление речных отложений, хотя скорость аккреции стала ниже, по сравнению с периодом 1988–2000 гг. (рис. 11). Значительная динамика береговой линии этой территории связана с тем, что здесь находится устье крупнейшей реки северного Вьетнама – реки Дэй.

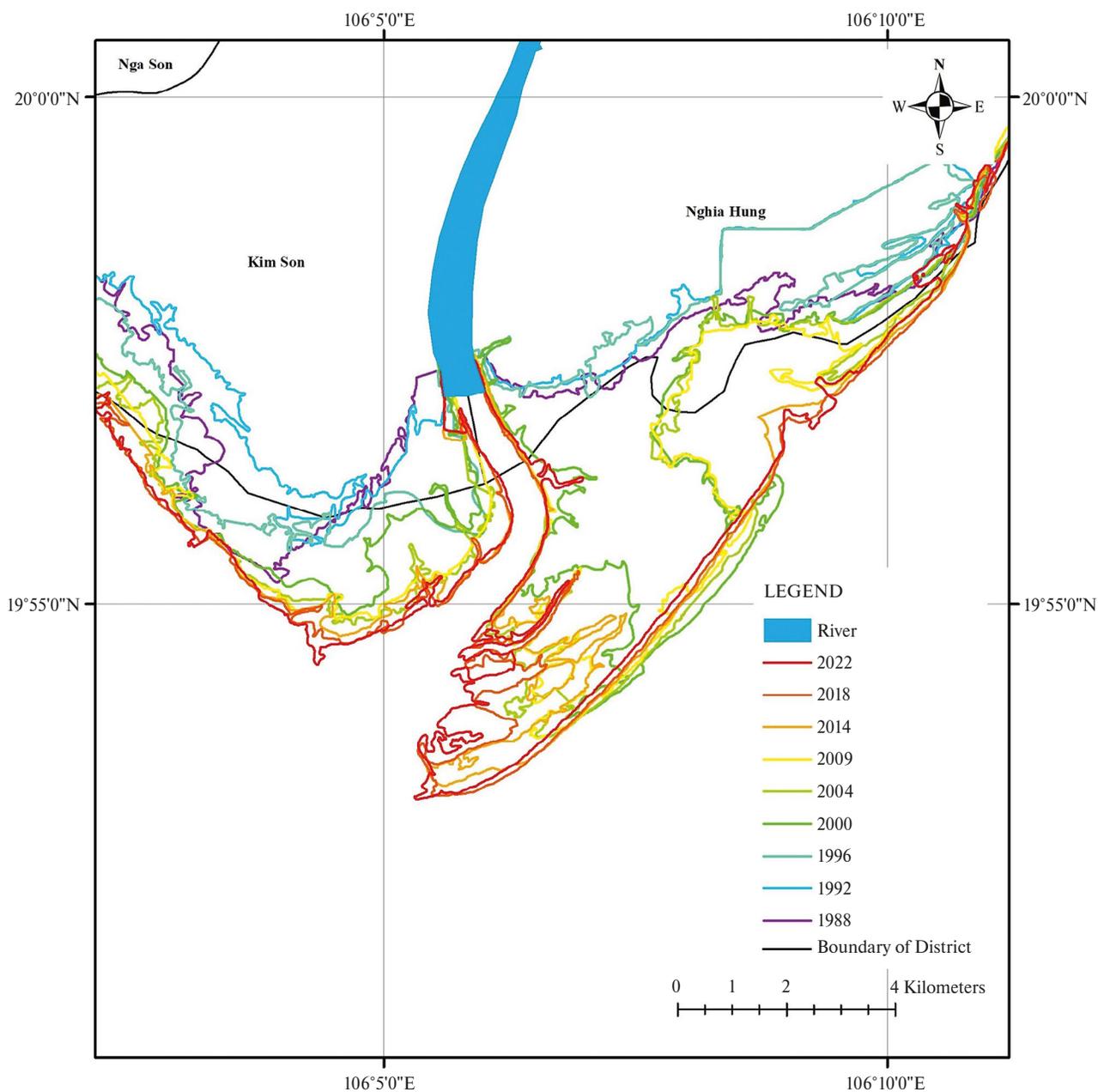


Рис. 11. Детальная карта изменения береговой линии северной части провинции Тханьхоа.

Детальная динамика береговой линии центральной части провинции Тханьхоа

Общая протяженность аккреционного побережья в районе Хоанг Хоа (Hoang Hoa) составляла 0.56 км, что дает среднюю за период с 1988 по 2022 г. скорость аккреции 16.5 м/год. В периоды 1992–1996 гг. и 2014–2018 гг. максимальная скорость аккреции достигала 120 м/год, средняя скорость аккреции равна 30 м/год (рис. 12).

Береговая линия в пределах черты города Сам Сон (Sam Son) в течение 1988–1996 гг. менялась медленно, в основном за счет приращения территории, а затем в период 1996–2022 гг. преобладала эрозия побережья со средней скоростью около 10 м/год.

Детальная динамика береговой линии южной части провинции Тханьхоа

В районе Куанг Сюонг (Quang Xuong) береговая линия увеличивалась в течение периода 1988–2004 гг. со скоростью 21.3 м/год и достигла общей

протяженности 0.34 км. Далее с 2004 г. по 2009 г. прибрежная зона подвергалась медленной эрозии. Затем, с 2009 по 2022 г., снова береговая линия в этом районе начала захватывать морскую территорию со средней скоростью 7.7 м/год (рис. 13).

В сельскохозяйственной коммуне Куанг Хай процесс эрозии береговой линии сменялись процессом аккреции и снова эрозии береговой кромки. Так, в период с 1988 г. по 1992 г., береговая линия размывалась со средней скоростью 7.5 м/год. Начиная с 1992 г. по 1995 г. имела место аккреция и протяженность береговой линии увеличилась до 110 м (что в среднем составляет 27.5 м/год). Далее, в течение периода 1996–2000 гг. вновь происходила эрозия со средней скоростью 20 м/год. За период с 2000 г. по 2009 г. протяженность поля аккреции достигла 0.32 км, что соответствует средней скорости более чем 35 м/год. Однако начиная с 2009 г. по настоящее время в этом районе наблюдается максимальная эрозия со средней скоростью более 30 м/год.

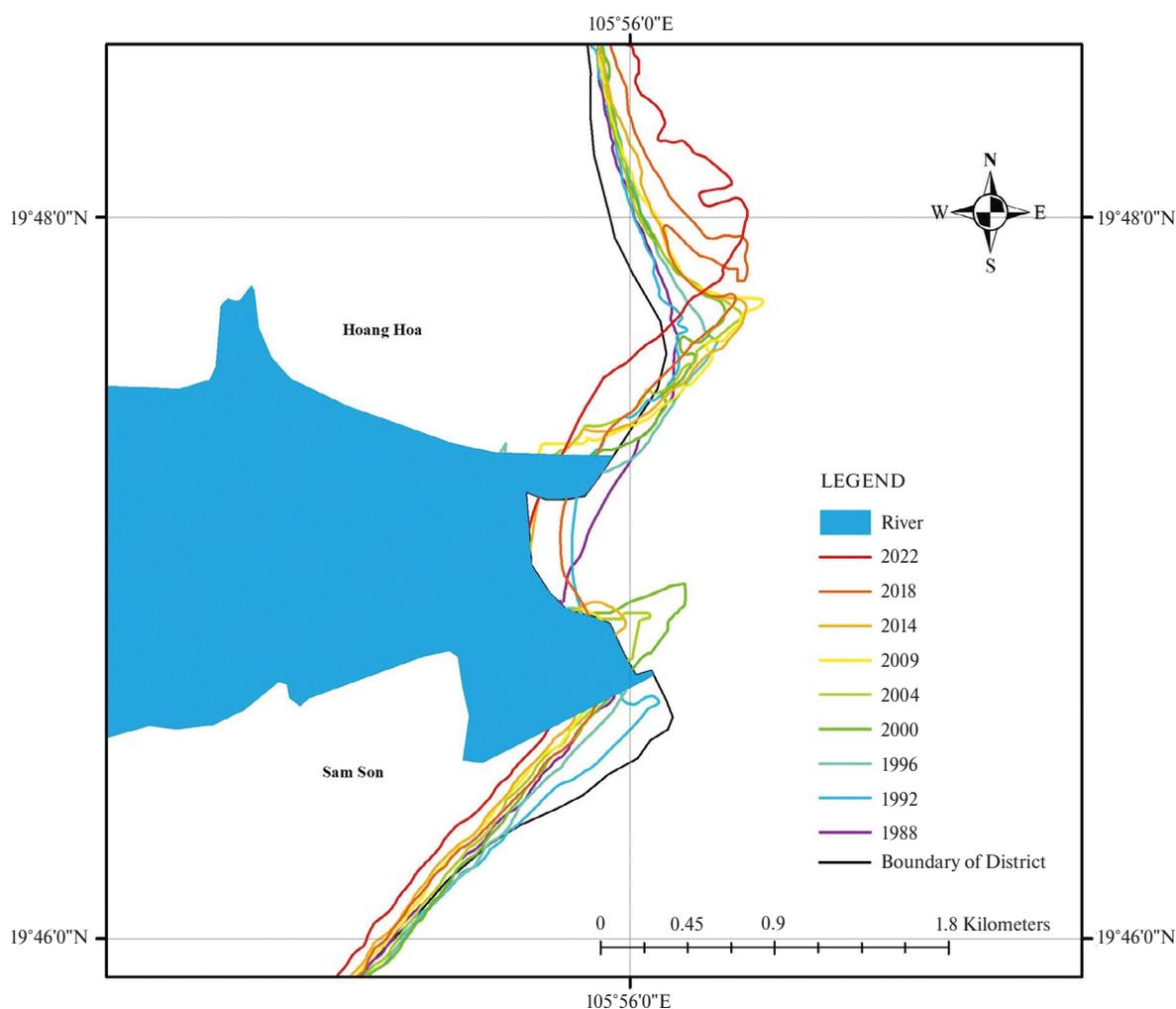


Рис. 12. Детальная карта изменения береговой линии центральной части провинции Тханьхоа.

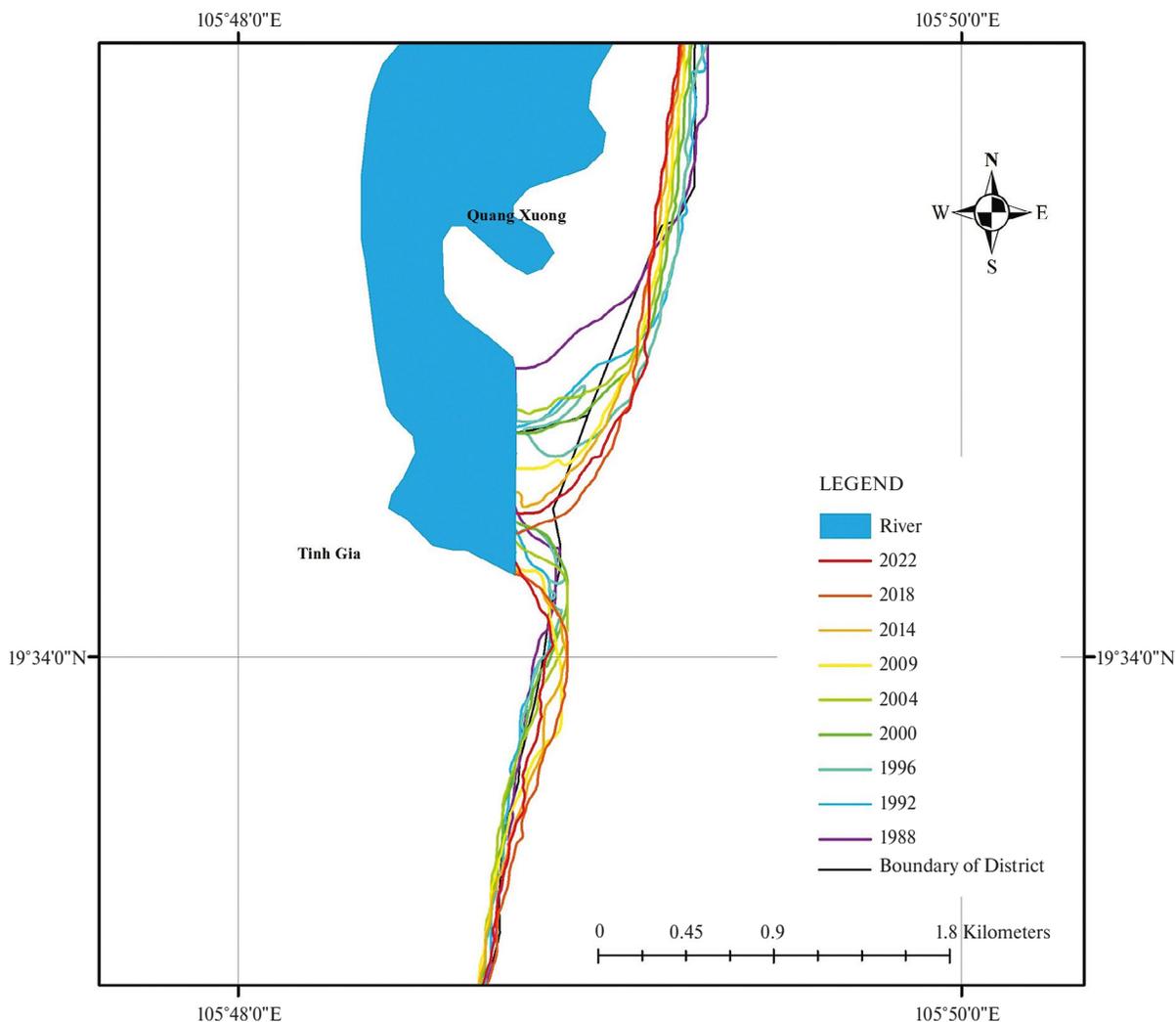


Рис. 13. Детальная карта изменения береговой линии южной части провинции Тханьхоа.

В целом на южном побережье провинции Тханьхоа за исследуемый период преобладала эрозия береговой линии с максимальной скоростью 38 м/год и средней скоростью около 10 м/год.

ВЫВОДЫ

Получена динамика изменения береговой линии провинции Тханьхоа (северо-центральный Вьетнам) за более чем тридцатилетний период (1988 – 2022 гг.) с помощью спутниковых снимков Landsat 5 TM и Landsat 8 OLI_TIRS. Шесть водных индексов, включая NDWI, MNDWI, ANDWI, AWEI_{sh}, AWEI_{nsh} и BandWet, сравнивались для оценки возможности дешифрирования береговой линии на основе метода порога Otsu. Точность классификации водной поверхности по индексам оценивалась с помощью коэффициента Каппа и общей точности классификации, что позволило выбрать индекс ANDWI, как имеющий наибольшую точность.

Выполнена векторизация береговых линий на бинаризованных по порогу Otsu изображениях ANDWI. Границы береговых линий накладывались друг на друга, в результате получены обзорная и детальные карты динамики береговой линии провинции Тханьхоа. Анализ полученных результатов показал, что береговая линия претерпела сильное изменение за период 1988-2022 гг., в ходе развития таких процессов, как аккреция и эрозия. Аккреция береговой линии активно происходила в северной прибрежной зоне провинции, особенно в тех участках, где река Дэй впадает в Восточное море. Максимальная скорость аккреции на этом участке и достигала 457 м/год. С другой стороны, южный прибрежный район провинции подвергается эрозии с максимальной скоростью 38 м/год и средней скоростью около 10 м/год.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что дистанционное зондирование из космоса дает возможность на детальном уровне отслеживать

динамику береговой линии в течение многолетних промежутков времени, анализировать тренды развития приморских территорий и, как следствие этого, минимизировать ущерб, вызываемый изменениями береговой линии.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках научного проекта: “Применение дистанционного зондирования и ГИС-технологий в изучении изменения береговой линии провинции Тханьхоа за период 2000–2023 гг.”, код: T2023-03-04TD. Авторы благодарят Вьетнамскую сельскохозяйственную академию (VNUA – Vietnam National University of Agriculture) за финансирование проекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондур В.Г.* Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // Исследование Земли из космоса. 2015. № 6. С. 21–35. DOI: 10.7868/S0205961415060032.
- Бондур В.Г., Зверев А.Т.* Метод прогнозирования землетрясений на основе линейного анализа космических изображений // Доклады Академии наук. 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.
- Acar U., Bayram B., Sanli B., Abdikan S., Sunar F., Cetin H.* An algorithm for coastline detection using SAR images // International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2012. Vol. XXXIX-B3. XXII ISPRS Congress, 25 August – 01 September 2012, Melbourne, Australia.
- Acharya T., Subedi A., Lee D.* Evaluation of water indices for surface water extraction in a Landsat 8 scene of Nepal // Sensors. 2018a. 18(8):2580. DOI:10.3390/s18082580.
- Acharya T., Subedi A., Yang I., Lee D.* Combining water indices for water and background threshold in Landsat image // Proceedings. 2018b. V. 2(3). P. 143. <https://doi.org/10.3390/ecs4-4-04902>.
- Alesheikh A., Ghorbanali A., Nouri A.* Coastline change detection using remote sensing // International Journal of Environmental Science and Technology. 2007. V. 4(1). P. 61–66.
- Baghermanesh S.S., Jabari S., McGrath H.* Urban flood detection using TerraSAR-X and SAR simulated reflectivity maps // Remote Sensing. 2022. V. 14. 6154. <https://doi.org/10.3390/rs14236154>.
- Cuong N.Q., Cu N.V.* Intergrated coastal management in Vietnam: current situation and orientation // Journal of Marine Science and Technology. 2014. V. 1491. P. 89–96.
- Ding J., Cuo L., Zhang Y., Zhu F.* Monthly and annual temperature extremes and their changes on the Tibetan Plateau and its surroundings during 1963–2015 // Scientific Reports. 2018. V. 8. P. 1–23.
- Duong T.L., Dang V.K., Dao N.H., Nguyen T.D., Dinh X.V., Weber C.* Monitoring of coastline change using Sentinel-2A and Landsat 8 data, a case study of Cam Pha city - Quang Ninh province // Vietnam Journal of Earth Sciences. 2021. V. 43(3). P. 249–272. <https://doi.org/10.15625/2615-9783/16066>.
- Feyisa G., Meiby H., Fensholt R., Proud S.* Automated water extraction index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery // Remote Sensing of Environment. 2014. V. 140. P. 23–35.
- Frazier P.S., Page K.J.* Water body detection and delineation with Landsat TM data // Photogrammetric Engineering & Remote Sensing. 2000. V. 66. P. 1461–1467.
- Gao B.C.* NDWI – A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // Remote Sensing of Environment. 1996. V. 58. P. 257–266.
- Hassani M., Chabou M.C., Hamoudi M., Guettouche M.S.* Index of extraction of water surfaces from Landsat 7 ETM+ images // Arabian Journal of Geosciences. 2015. V. 8. P. 3381–3389.
- Huete A., Didan K., Miura T., Rodriguez E., Gao X., Ferreira L.* Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices // Remote Sensing of Environment. 2002. V. 83. P. 195–213. DOI:10.1016/S0034-4257(02)00096-2.
- Laonamsai J., Julphunthong P., Sapratthet T., Kimmany B., Ganchanasuragit T., Chomcheawchan P., Tomun N.* Utilizing NDWI, MNDWI, SAVI, WRI, and AWEI for estimating erosion and deposition in Ping River in Thailand // Hydrology. 2023. 10(3):70. <https://doi.org/10.3390/hydrology10030070>.
- Liu H., Hu H., Liu X., Jiang H., Liu W., Yin X.* A comparison of different water indices and band downscaling methods for water bodies mapping from Sentinel-2 imagery at 10m resolution // Water. 2022. V. 14. 2696. <https://doi.org/10.3390/w14172696>.
- McFeeters S.K.* The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // International Journal of Remote Sensing. 1996. V. 17(7). P. 1425–1432. DOI:10.1080/01431169608948714.
- Mustafa M., Hassoon K., Hussain H., Modher H. Abd.* Using water indices (NDWI, MNDWI, WRI and AWEI) to detect physical and chemical parameters by apply remote sensing and GIS techniques // International Journal of Research – Granthalayah. 2017. V. 5(10). P. 117–128.
- Nguyen C.Q., Pham V.H.* Characteristics of dynamic geomorphology of coastal-river mouth zones of Ma river, Thanh Hoa province // Vietnam Journal of Earth Sciences. 2016. V. 38(1). P. 59–65.
- Otsu N.* A threshold selection method from gray level histogram // IEEE Trans. systems, Man, and Cybernetics. 1979. V. 9. P. 62–66.
- Paz-Delgado M.V., Payo A., Gómez-Pazo A., Beck A.L., Savastano S.* Shoreline change from optical and Sar satellite imagery at Macro-Tidal estuarine, Clifed open-coast and Gravel Pocket-beach // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. V. 10. P. 561. <https://doi.org/10.3390/jmse10050561>.
- Rad A.M., Kreitler J., Sadegh M.* Augmented Normalized Difference Water Index for improved surface water monitoring // Environmental Modelling and Software. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105030>.
- Sarp G., Ozcelik M.* Water body extraction and change detection using time series: A case study of Lake Burdur, Turkey // Journal of Taibah University for Science. 2017. V. 11(3). P. 381–391.
- Serban C., Maftai C., Dobrica G.* Surface water change detection via water indices and predictive modeling using remote sensing imagery: A case study of Nuntasi-Tuzla Lake, Romania // Water. 2022. V. 14. 556. <https://doi.org/10.3390/w14040556>.
- Shen L., Li C.* Water Body Extraction from Landsat ETM+ imagery using adaboost algorithm // In Proceedings of the 18th International Conference on Geoinformatics. 2010. Beijing, China, 18–20 June 2010. P. 1–4.
- Tran V.T., Doan H.P.* Applying remote sensing and GIS for study change in coastal areas of Ca Mau cape // Vietnam Hydrometeorology Journal. 2017. V. 12. P. 35–40. (In Vietnamese).

- Trinh L.H., Le T.G., Kieu V.H., Tran T.M.L., Nguyen T.T.N.* Application of remote sensing technique for shoreline change detection in Ninh Binh and Nam Dinh provinces (Vietnam) during the period 1988 to 2018 based on water indices // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 20(2). ES2004. P. 15. DOI: 10.2205/2020ES000686.
- Trinh L.H., Andrade E.R.M., Pham T.A.* Application of remote sensing to extract flood areas using ENVISAT ASAR data // *Вестник ОрелГАУ*. 2015. № 1(52). С. 36–42.
- Trung N.V., Khanh N.V.* Monitoring coastline changes using Landsat multi-temporal data in the Cua Dai estuary, Thu Bon River, Quang Nam // *Journal of Mining and Earth Sciences*. 2016. V. 57. P. 81–89. (In Vietnamese).
- Xu H.* Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery // *International Journal of Remote Sensing*. 2006. V. 27(14). P. 3025–3033.
- Wang X., Xie S., Zhang X., Chen C., Guo H., Du J., Duan Z.* A robust multi-band water index (MBWI) for automated extraction of surface water from Landsat 8 OLI imagery // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2018. V. 68. P. 73–91.
- Winasro G., Budhiman S.* The potential application of remote sensing data for coastal study // *Proc. 22nd, Asian Conference on Remote sensing*. 2001. Singapore. P. 5.
- Wu H., Song H., Huang J., Zhong H., Zhan R., Teng X., Qiu Z., He M., Cao J.* Flood detection in dual-polarization SAR images based on multi-scale deeplab model // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. 5181. <https://doi.org/10.3390/rs14205181>.
- Yan P., Zhang Y.* A study on information extraction of water system in semi-arid regions with the Enhanced Water Index (EWI) and GIS based noise remove techniques // *Remote Sensing Information*. 2007. V. 6. P. 62–67.
- Yang Y., Liu Y., Zhou M., Zhang S., Zhan W., Sun C., Duan Y.* Landsat 8 OLI image based terrestrial water extraction from heterogeneous backgrounds using a reflectance homogenization approach // *Remote Sensing of Environment*. 2015. V. 171. P. 14–32. DOI:10.1016/j.rse.2015.10.005.
- Zou Z., Xiao X., Dong J., Qin Y., Doughty R.B., Menarguez M.A., Wang J.* Divergent trends of open-surface water body area in the contiguous United States from 1984 to 2016 // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2018. V. 115(15). P. 3810–3815. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719275115>.

Long-term Coastline Monitoring in the Thanh Hoa Province (Vietnam) Using Landsat 5 and Landsat 8 Data

Thi Giang Le¹, Le Hung Trinh², V. R. Zablotskii³, Quoc Vinh Tran¹, Xuan Bien Tran⁴, Thi Phuong To⁵, Van Phu Le², Van Tho Le⁶

¹*Vietnam National University of Agriculture, Gia Lam, Hanoi, Vietnam*

²*Le Quy Don Technical University, Hanoi, Vietnam*

³*Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow, Russia*

⁴*Hanoi University of Natural Resources and Environment, Hanoi, Vietnam*

⁵*Thanh Dong University, Hai Duong province, Vietnam*

⁶*Thai Nguyen University of Agriculture and Forestry, Thai Nguyen, Vietnam*

In recent years, extensive human activities have had a profound impact on the estuaries and coastal areas of Vietnam, most notably in coastal erosion and accretion. This paper used the Landsat multi-temporal data for the period 1988–2022 to assess coastline change in Thanh Hoa province (North Central Vietnam). Water indices calculated from Landsat imagery data, including NDWI, ANDWI, MNDWI, AWEInsh, AWEIsh, and BandWet, are used to extract surface water areas and then vectorize and overlay to estimate shoreline variability. The Otsu thresholding method is used to classify “water surface” and “land objects” and then evaluate the accuracy using the Kappa coefficient. The obtained results show that the ANDWI index has the highest accuracy in extracting the water body of the study area, in which the value of the Kappa coefficient reaches 0.95 compared to 0.91, 0.92, 0.93, 0.92 and 0.92 at using NDWI, MNDWI, AWEInsh, AWEIsh and BandWet indices. Boundary vectorization and vector image overlays were performed to assess shoreline variability and map shoreline dynamics. The results obtained show that in the northern part of the coastal zone of Thanh Hoa province there is active accretion (increment) of the coastline. The average accretion rate was 150 m/year, the maximum rate was 457 m/year. In contrast, on the southern coast of Thanh Hoa province, coastline erosion predominates with a maximum rate of 38 m/year and an average rate of about 10 m/year.

Keywords: coastal changes, remote sensing, Landsat, water index, Thanh Hoa province

REFERENCES

- Bondur V.G.* Kosmicheskij monitoring emissij malyh gazovyh komponent i aerozolej pri prirodnyh pozharah v Rossii // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2015. № 6. P. 21–35. DOI: 10.7868/S0205961415060032.
- Bondur V.G., Zverev A.T.* Metod prognozirovaniya zemletryasenij na osnove lineamentnogo analiza kosmicheskikh izobrazhenij // *Doklady Akademii nauk*. 2005. V. 402. № 1. P. 98–105.
- Acar U., Bayram B., Sanli B., Abdikan S., Sunar F., Cetin H.* An algorithm for coastline detection using SAR images // *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. 2012. Vol. XXXIX-B3. XXII ISPRS Congress, 25 August – 01 September 2012, Melbourne, Australia.
- Acharya T., Subedi A., Lee D.* Evaluation of water indices for surface water extraction in a Landsat 8 scene of Nepal // *Sensors*. 2018a. 18(8):2580. DOI:10.3390/s18082580.
- Acharya T., Subedi A., Yang I., Lee D.* Combining water indices for water and background threshold in Landsat image // *Proceedings*. 2018b. V. 2(3). P.143. <https://doi.org/10.3390/ecs4-4-04902>.
- Alesheikh A., Ghorbanali A., Nouri A.* Coastline change detection using remote sensing // *International Journal of Environmental Science and Technology*. 2007. V. 4(1). P. 61–66.
- Baghermanesh S.S., Jabari S., McGrath H.* Urban flood detection using TerraSAR-X and SAR simulated reflectivity maps // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. 6154. <https://doi.org/10.3390/rs14236154>.
- Cuong N.Q., Cu N.V.* Intergrated coastal management in Vietnam: current situation and orientation // *Journal of Marine Science and Technology*. 2014. V. 1491. P. 89–96.
- Ding J., Cuo L., Zhang Y., Zhu F.* Monthly and annual temperature extremes and their changes on the Tibetan Plateau and its surroundings during 1963–2015 // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. P. 1–23.
- Duong T.L., Dang V.K., Dao N.H., Nguyen T.D., Dinh X.V., Weber C.* Monitoring of coastline change using Sentinel-2A and Landsat 8 data, a case study of Cam Pha city – Quang Ninh province // *Vietnam Journal of Earth Sciences*. 2021. V. 43(3). P. 249–272. <https://doi.org/10.15625/2615-9783/16066>.
- Feyisa G., Meiby H., Fensholt R., Proud S.* Automated water extraction index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery // *Remote Sensing of Environment*. 2014. V. 140. P. 23–35.
- Frazier P.S., Page K.J.* Water body detection and delineation with Landsat TM data // *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 2000. V. 66. P. 1461–1467.
- Gao B.C.* NDWI – A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // *Remote Sensing of Environment*. 1996. V. 58. P. 257–266.
- Hassani M., Chabou M.C., Hamoudi M., Guettouche M.S.* Index of extraction of water surfaces from Landsat 7 ETM+ images // *Arabian Journal of Geosciences*. 2015. V. 8. P. 3381–3389.
- Huete A., Didan K., Miura T., Rodriguez E., Gao X., Ferreira L.* Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices // *Remote Sensing of Environment*. 2002. V. 83. P. 195–213. DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00096-2.
- Laonamsai J., Julphunthong P., Sapratthet T., Kimmany B., Ganchanasuragit T., Chomcheawchan P., Tomun N.* Utilizing NDWI, MNDWI, SAVI, WRI, and AWEI for estimating erosion and deposition in Ping River in Thailand // *Hydrology*. 2023. 10(3):70. <https://doi.org/10.3390/hydrology10030070>.
- Liu H., Hu H., Liu X., Jiang H., Liu W., Yin X.* A comparison of different water indices and band downscaling methods for water bodies mapping from Sentinel-2 imagery at 10m resolution // *Water*. 2022. V. 14. 2696. <https://doi.org/10.3390/w14172696>.
- McFeeters S.K.* The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // *International Journal of Remote Sensing*. 1996. V. 17(7). P. 1425–1432. DOI:10.1080/01431169608948714.
- Mustafa M., Hassoon K., Hussain H., Modher H. Abd.* Using water indices (NDWI, MNDWI, WRI and AWEI) to detect physical and chemical parameters by apply remote sensing and GIS techniques // *International Journal of Research – Granthalayah*. 2017. V. 5(10). P. 117–128.
- Nguyen C.Q., Pham V.H.* Characteristics of dynamic geomorphology of coastal-river mouth zones of Ma river, Thanh Hoa province // *Vietnam Journal of Earth Sciences*. 2016. V. 38(1). P. 59–65.
- Otsu N.* A threshold selection method from gray level histogram // *IEEE Trans. systems. Man. and Cybernetics*. 1979. V. 9. P. 62–66.
- Paz-Delgado M.V., Payo A., Gómez-Pazo A., Beck A.L., Savastano S.* Shoreline change from optical and Sar satellite imagery at Macro-Tidal estuarine, Cluffed open-coast and Gravel Pocket-beach // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2022. V. 10. P. 561. <https://doi.org/10.3390/jmse10050561>.
- Rad A.M., Kreitler J., Sadegh M.* Augmented Normalized Difference Water Index for improved surface water monitoring // *Environmental Modelling and Software*. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2021.105030>.
- Sarp G., Ozelik M.* Water body extraction and change detection using time series: A case study of Lake Burdur, Turkey // *Journal of Taibah University for Science*. 2017. V. 11(3). P. 381–391.
- Serban C., Maftei C., Dobrica G.* Surface water change detection via water indices and predictive modeling using remote sensing imagery: A case study of Nuntasi-Tuzla Lake, Romania // *Water*. 2022. V. 14. 556. <https://doi.org/10.3390/w14040556>.
- Shen L., Li C.* Water Body Extraction from Landsat ETM+ imagery using adaboost algorithm // *In Proceedings of the 18th International Conference on Geoinformatics*. 2010. Beijing, China, 18–20 June 2010. P. 1–4.
- Tran V.T., Doan H.P.* Applying remote sensing and GIS for study change in coastal areas of Ca Mau cape // *Vietnam Hydrometeorology Journal*. 2017. V. 12. P. 35–40. (In Vietnamese).
- Trinh L.H., Le T.G., Kieu V.H., Tran T.M.L., Nguyen T.T.N.* Application of remote sensing technique for shoreline change detection in Ninh Binh and Nam Dinh provinces (Vietnam) during the period 1988 to 2018 based on water indices // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 20(2). ES2004. P. 15. DOI: 10.2205/2020ES000686.

- Trinh L.H., Andrade E.R.M., Pham T.A.* Application of remote sensing to extract flood areas using ENVISAT ASAR data // Journal of Sciences, Orel State Agrarian University. 2015. V. 1(52). P. 36–42.
- Trung N.V., Khanh N.V.* Monitoring coastline changes using Landsat multi-temporal data in the Cua Dai estuary, Thu Bon River, Quang Nam // Journal of Mining and Earth Sciences. 2016. V. 57. P. 81–89. (In Vietnamese).
- Xu H.* Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery // International Journal of Remote Sensing. 2006. V. 27(14). P. 3025–3033.
- Wang X., Xie S., Zhang X., Chen C., Guo H., Du J., Duan Z.* A robust multi-band water index (MBWI) for automated extraction of surface water from Landsat 8 OLI imagery // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2018. V. 68. P. 73–91.
- Winasro G., Budhiman S.* The potential application of remote sensing data for coastal study // Proc. 22nd, Asian Conference on Remote sensing. 2001. Singapore. P. 5.
- Wu H., Song H., Huang J., Zhong H., Zhan R., Teng X., Qiu Z., He M., Cao J.* Flood detection in dual-polarization SAR images based on multi-scale deeplab model // Remote Sensing. 2022. V. 14. 5181. <https://doi.org/10.3390/rs14205181>.
- Yan P., Zhang Y.* A study on information extraction of water system in semi-arid regions with the Enhanced Water Index (EWI) and GIS based noise remove techniques // Remote Sensing Information. 2007. V. 6. P. 62–67.
- Yang Y., Liu Y., Zhou M., Zhang S., Zhan W., Sun C., Duan Y.* Landsat 8 OLI image based terrestrial water extraction from heterogeneous backgrounds using a reflectance homogenization approach // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 171. P. 14–32. DOI: 10.1016/j.rse.2015.10.005.
- Zou Z., Xiao X., Dong J., Qin Y., Doughty R.B., Menarguez M.A., Wang J.* Divergent trends of open-surface water body area in the contiguous United States from 1984 to 2016 // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2018. V. 115(15). P. 3810–3815. <https://doi.org/10.1073/pnas.1719275115>.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ЛЕТНИЕ И ЗИМНИЕ АНОМАЛИИ ХАРАКТЕРИСТИК ДНЕВНОЙ И НОЧНОЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ MODIS И РЕАНАЛИЗУ ERA5 ЗА ПЕРИОД 2001–2022 гг.

© 2024 г. А. В. Скороходов^{1,*}, К. В. Курьянович¹, В. Г. Астафуров¹

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения РАН, Томск, Россия

*E-mail: vazime@yandex.ru

Поступила в редакцию 09.11.2023 г.

Представлены результаты анализа многолетней изменчивости характеристик общей облачности (ночной и дневной) над Западной Сибирью в летний и зимний сезон за период 2001–2022 гг. по спутниковым данным MODIS и реанализу ERA5. Рассмотрены три широтные зоны целевого региона: северная (66–72° с.ш., 68–82° в.д.), переходная (60–65° с.ш., 62–88° в.д.) и южная (54–59° с.ш., 62–88° в.д.). Построены временные ряды и на их основе определены тренды следующих параметров облачности: доля покрытия ею исследуемых территорий, высота, давление и температура на ее верхней границе, а также эффективная излучательная способность. Установлено, что в 2010, 2012, 2014 и 2016 годах наблюдалось наибольшее число аномалий во временных рядах перечисленных выше характеристик дневных и ночных облаков. Приведены результаты сопоставления рассматриваемых параметров облачности с изменчивостью температуры подстилающей поверхности и высот геопотенциалов на барических уровнях 500, 700, 850 и 1000 гПа. Обсуждаются гипотезы о причинах возникновения аномальных значений во временных рядах исследуемых характеристик дневных и ночных облаков в летний и зимний сезоны, связанных с особенностями атмосферных циркуляций над Западной Сибирью в различные годы.

Ключевые слова: характеристики облаков, Западная Сибирь, многолетние тренды, спутниковые данные MODIS, реанализ ERA5

DOI: 10.31857/S0205961424030048, EDN: FAYXQD

ВВЕДЕНИЕ

Облачность, покрывая 60–70% поверхности Земли ежедневно, является одним из основных компонентов ее климатической системы. Облака принимают непосредственное участие в различных процессах системы “атмосфера–океан–суша”: гидрологическом цикле, радиационном переносе, транспорте аэрозоля, разрушении озонового слоя и других (Ramanathan et al., 1989; Stubenrauch et al., 2013; Martin et al., 2017; Tritscher et al., 2021). Облачность не статична, она непрерывно образуется, перемещается, видоизменяется и исчезает. Основными механизмами возникновения облаков являются: внутренние волны, конвекция, конвергенция и процессы общей циркуляции атмосферы (например, струйные течения, фронты и циклоны) (Мазин, Хргиан, 1989). Поэтому информация об изменчивости режима облачности и ее параметров за длительный период времени над отдельно взятым регионом планеты может являться маркером смены преобладающих здесь процессов системы “атмосфера–суша–океан” и/или изменения их ин-

тенсивности. Особый интерес вызывают ситуации наблюдения аномальных значений во временных рядах исследуемых характеристик и выявление их причин, которыми могут являться различные экстремальные явления. Например, в (Mohr et al., 2019; Chernokulsky et al., 2019) отмечены особенности формирования конвективных облаков при длительном атмосферном блокировании. Таким образом, изучение режима облачности и ее характеристик, а также анализ причин возникновения аномальных значений в их временных рядах над отдельно взятым регионом планеты являются актуальными задачами с точки зрения улучшения понимания механизмов облакообразования.

В настоящее время существует более 10 баз данных, содержащих результаты многолетних наземных и спутниковых наблюдений характеристик преимущественно общей и нижней облачности как в глобальном, так и региональном масштабах, а также большое число работ по их анализу (Schiffer, Rossow, 1983; Чернокульский, Мохов, 2010; Hahn et al., 2012; King et al., 2013; Stubenrauch

et al., 2013; Kumar, 2014; Li, Groß, 2022). Применительно к территории Западной Сибири уместно упомянуть исследования Комарова В.С. в качестве примера детального анализа характеристик облаков нижнего яруса (Комаров и др., 2013; 2014; 2015). В большинстве работ по данной тематике рассматриваются карты усредненных за месяц/сезон/год значений параметров общей облачности и/или их временные ряды с выделенными трендами без анализа причин наблюдаемых в них аномалий (Eastman et al., 2011; Heng et al., 2014; Zhao et al., 2020). Более детально режим облачности над отдельно взятыми регионами и его связь с некоторыми процессами системы “атмосфера–суша–океан” рассмотрен, например, в (Li, Gu, 2006; Su, Jiang, 2013; Matuszko, Węglarczyk, 2018). Следует отметить, что ранее нами уже проводились исследования многолетней изменчивости характеристик различных разновидностей облаков, наблюдаемых над Западной Сибирью летом и зимой по спутниковым данным (Astafurov et al., 2023; Астафуров и др., 2023). Однако эти работы были ограничены изучением только однослойной облачности в дневное время суток без проведения детального анализа причин зарегистрированных аномальных значений во временных рядах ее параметров.

Интерес к Западной Сибири обусловлен в первую очередь ее географическим положением и увеличением повторяемости наблюдения здесь положительных температурных аномалий, а также ростом их максимальных значений за последние десятилетия как зимой, так и летом (Earth Observator, 2023). Западно-Сибирская равнина представляет собой низменную, сильно заболоченную и залесенную территорию. На западе указанный регион граничит с Уральскими горами, на востоке со Среднесибирским плоскогорьем, на севере с Северным Ледовитым океаном, на юге с Казахским мелкосопочником, а на юго-востоке с предгорьями Алтая и Западных Саян (Харюткина, 2019). Перечисленные особенности создают условия для развития ярко выраженного меридионального переноса, усиливающегося в случаях формирования обширных блокирующих антициклонов над Европейской частью России или возникновением в зимний период сезонного центра действия атмосферы – Сибирского максимума (Мохов и др., 2020). Поэтому для Западной Сибири характерны значительные температурные колебания в течение года, а также продолжительные периоды аномально жаркой или холодной погоды. Можно предположить, что указанные выше факторы влияют и на режим облачности в регионе, а увеличение экстремальности климата здесь за последние десятилетия приводит к его изменению и появлению сезонных аномальных значений характеристик облаков. В частности,

в работе (Chernokulsky et al., 2013) отмечена положительная обратная связь между количеством общей облачности и интенсивностью Сибирского максимума.

Целью данной работы является анализ многолетней изменчивости характеристик общей (ночной и дневной) облачности над Западной Сибирью в летний и зимний сезоны по спутниковым данным MODIS за период 2001–2022 гг., а также изучение причин наблюдаемых аномалий в их временных рядах с привлечением данных реанализа ERA5.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Источником информации о характеристиках общей облачности являются результаты зондирования сенсором MODIS, установленного на борту спутника Тегга, в дневное и ночное время за летний (июнь, июль, август) и зимний (декабрь, январь, февраль) период 2001–2022 гг. Выбор этого прибора обусловлен в первую очередь продолжительным временем его функционирования, а также формируемой на основе его данных облачной маски, считающейся одной из лучших в этой области вследствие возможности съемки в спектральных каналах 7.2 и 14.2 мкм (Jedlovec, 2009). Дневной пролет над Западной Сибирью указанным спутником осуществляется в районе 07:00, а ночной – в 14:00 часов по UTC. Нами использовался продукт MOD08_M3, содержащий среднемесячные значения параметров облачности, полученных из продукта MOD06_L2 усреднением по сетке в 1° (LAADS DAAC, 2003). При этом рассматривались только те параметры облачности, которые одинаково эффективно восстанавливаются как в дневное, так и ночное время суток (т.е. рассчитанные без применения информации видимых каналов MODIS): доля покрытия облачностью (F), высота ее верхней границы (h_{BT}), температура (T_{BT}) и давление на ней (p_{BT}), а также эффективная излучательная способность (ϵ) на длине волны 11 мкм.

В работе рассматривались отдельно три широтные зоны Западной Сибири для получения более детальных результатов анализа многолетней изменчивости параметров общей облачности над целевым регионом: северная (66–72° с.ш., 68–82° в.д.), переходная (60–65° с.ш., 62–88° в.д.) и южная (54–59° с.ш., 62–88° в.д.). Такое деление обусловлено возможностью корректного сопоставления полученных в работе результатов с данными ежегодных отчетов Росгидромета (где выполнено похожее зонирование), так и оценки влияния на режим облаков здесь таких крупных барических образований как атлантические и полярные циклоны, так и Азорский и Сибирский максимумы.

Помимо ежегодных отчетов Росгидромета для выявления причин наблюдения аномальных значений во временных рядах исследуемых параметров облачности рассматривалась информация о среднемесячной температуре подстилающей поверхности ($T_{\text{ПП}}$) из продукта MOD021C3 (MODIS Land, 2023), а также сведения о высоте геопотенциала на барических уровнях 500 (z_{500}), 700 (z_{700}), 850 (z_{850}) и 1000 (z_{1000}) гПа из реанализа ERA5 (Hersbach et al., 2020). Использование архивных синоптических карт представляется нам целесообразным по причине низкой концентрации метеорологических станций в целевом регионе (особенно в переходной и северной зонах), а, в частности, тех, которые регулярно осуществляют аэрологическое зондирование (University of Wyoming, 2023).

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Методика анализа изменчивости характеристик облаков над Западной Сибирью по спутниковым данным заключается в следующем:

1) Построение временных рядов усредненных за лето (июнь, июль, август) и зиму (декабрь, январь, февраль) значений рассматриваемых в работе характеристик дневной и ночной облачности $\langle F \rangle$, $\langle h_{\text{вр}} \rangle$, $\langle T_{\text{вр}} \rangle$, $\langle p_{\text{вр}} \rangle$ и $\langle \varepsilon \rangle$ над различными широтными зонами Западной Сибири за период 2001–2022 гг. и определение линий тренда.

2) Построение временных рядов усредненных за лето и зиму значений $\langle T_{\text{ПП}} \rangle$, $\langle z_{500} \rangle$, $\langle z_{700} \rangle$, $\langle z_{850} \rangle$ и $\langle z_{1000} \rangle$ за дневное и ночное время и определение линий тренда по аналогии с пунктом 1.

3) Поиск аномалий во временных рядах рассматриваемых параметров облачности. Под аномалиями здесь и далее понимается существенное отклонение значений конкретной характеристики облаков от линии ее тренда в один и тот же год. Для каждого параметра дневной и ночной облачности отбирается до трех аномалий в зимнее и летнее время. Проводится сопоставление полученных данных с ежегодными отчетами Росгидромета с целью выявления процессов системы “атмосфера–суша–океан”, которые могли стать причиной возникновения этих аномалий (например, антициклонов, циклонов, стационарных фронтов). Выполняется анализ временных рядов температуры подстилающей поверхности и высот геопотенциала на различных уровнях.

4) Вычисление значений коэффициентов корреляции как для различных пар рассматриваемых в работе параметров облачности, так и для характеристик облаков с температурой подстилающей поверхности и высотами геопотенциала на каждом уровне отдельно за летний и зимний сезон в дневное и ночное время.

Результаты построения временных рядов, выявления в них аномальных значений и поиска причин их появления представлены в следующем разделе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 1 показаны графики межгодовой изменчивости летних и зимних значений доли покрытия различных широтных зон целевого региона облаками и высоты верхней границы облачности в ночное и дневное время за период 2001–2022 гг. Из рис. 1 видно, что значения $\langle F \rangle$ и $\langle h_{\text{вр}} \rangle$ летом в целом описываются нейтральными трендами в переходной и северной зонах Западной Сибири и убывающими – в южной. Для зимы наблюдается более сложная картина. Если для высоты верхней границы ночной и дневной облачности характерен нейтральный тренд (который наиболее ярко выражен в северной зоне) для всей Западной Сибири, то для доли покрытия ночными облаками он положительный во всех зонах, а дневными – нейтральный в переходной и южной, и отрицательный в северной. Интересной особенностью являются большие межгодовые колебания значений $\langle F \rangle$ и $\langle h_{\text{вр}} \rangle$ в зимний сезон по сравнению с летним, превышающие 20% и 1000 м соответственно. При этом летом годы наблюдения аномалий во временных рядах доли покрытия облаками и высоты их верхней границы в большинстве своем совпадают для дневного и ночного времени, а зимой имеются различия. Так, максимальные зимние значения $\langle h_{\text{вр}} \rangle$ в северной зоне днем зарегистрированы в 2010, а ночью – в 2009 году. Следовательно, анализ причин наблюдения аномалий во временных рядах характеристик ночной и дневной облачности следует проводить по-отдельности. В частности, это позволит рассмотреть солнечную активность в качестве одного из сопутствующих факторов их возникновения (Eastman, Warren, 2014).

В табл. 1 приведены годы наблюдения аномальных значений во временных рядах одновременно у трех и более параметров дневной и ночной облачности в зимний и летний сезон над каждой широтной зоной Западной Сибири. Из таблицы видно, что для лета эти годы в целом совпадают в дневное и ночное время для отдельно взятой территории, а для зимы наблюдаются различия. Выделяется 2010 год, когда было зафиксировано наибольшее число аномалий по всему целевому региону во всех сезонах. Очевидно, летом это связано с уникальными условиями окружающей среды, сложившимися вследствие длительного атмосферного блокирования в Европейской части России (Шакина, Иванова, 2010; Мохов, 2011). Причины возникновения аномальных значений во временных рядах параметров зимней облачности в 2010 году будут рассмотрены далее.

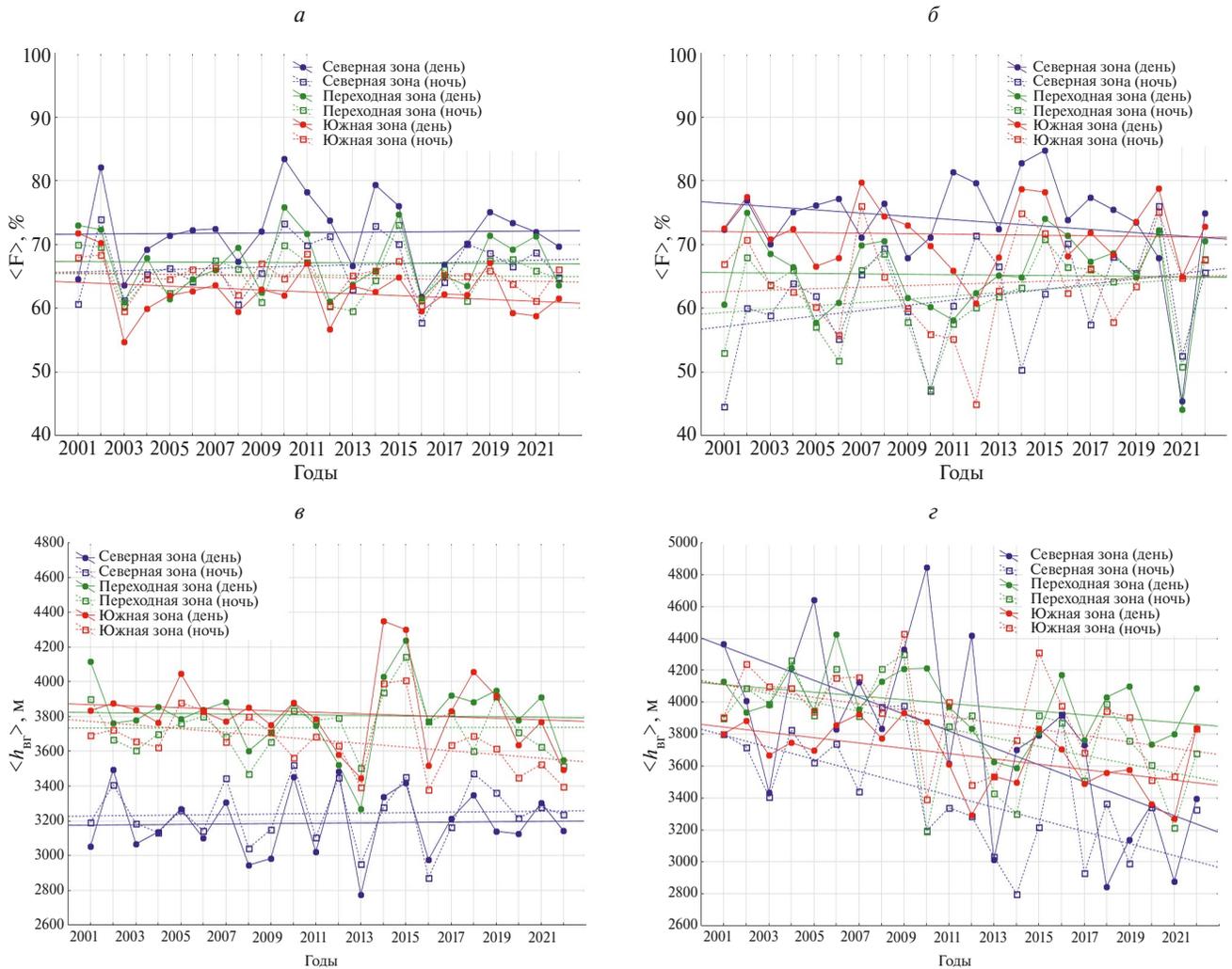


Рис. 1. Временные ряды доли покрытия облаками различных широтных зон Западной Сибири и высоты верхней границы облачности летом (а, в) и зимой (б, г) в ночное и дневное время.

Таблица 1. Годы наблюдения наибольшего числа аномальных значений во временных рядах параметров ночной и дневной облачности в летний и зимний сезоны над различными широтными зонами Западной Сибири за период 2001–2022 гг.

Зоны	Лето		Зима	
	День	Ночь	День	Ночь
Северная	2010, 2013, 2016	2010, 2013, 2016	2010, 2018, 2021	2010, 2021
Переходная	2010, 2014, 2015	2010, 2014, 2015	—	2010
Южная	2001, 2012, 2014	2012, 2014, 2016	2012	2010

На рис. 2 показаны графики межгодовой изменчивости летних и зимних значений температуры подстилающей поверхности в различных широтных зонах Западной Сибири в дневное и ночное время суток. А на рис. 3 приведены временные ряды высот геопотенциала днем на барических уровнях 500, 700, 850 и 1000 гПа. Графики ночных значений $\langle z_{500} \rangle$, $\langle z_{700} \rangle$, $\langle z_{850} \rangle$ и $\langle z_{1000} \rangle$ практически совпадают с дневными, и поэтому не

были представлены. Из рис. 2 видно, что в Западной Сибири наблюдается рост $\langle T_{пл} \rangle$, что хорошо согласуется с данными, полученными с помощью других средств измерения в (Черенкова, 2016; Ломакина, Лавриненко, 2021). Отметим только более сильные межгодовые колебания значений температуры подстилающей поверхности в зимний сезон по сравнению с летним, которые достигают 10°C.

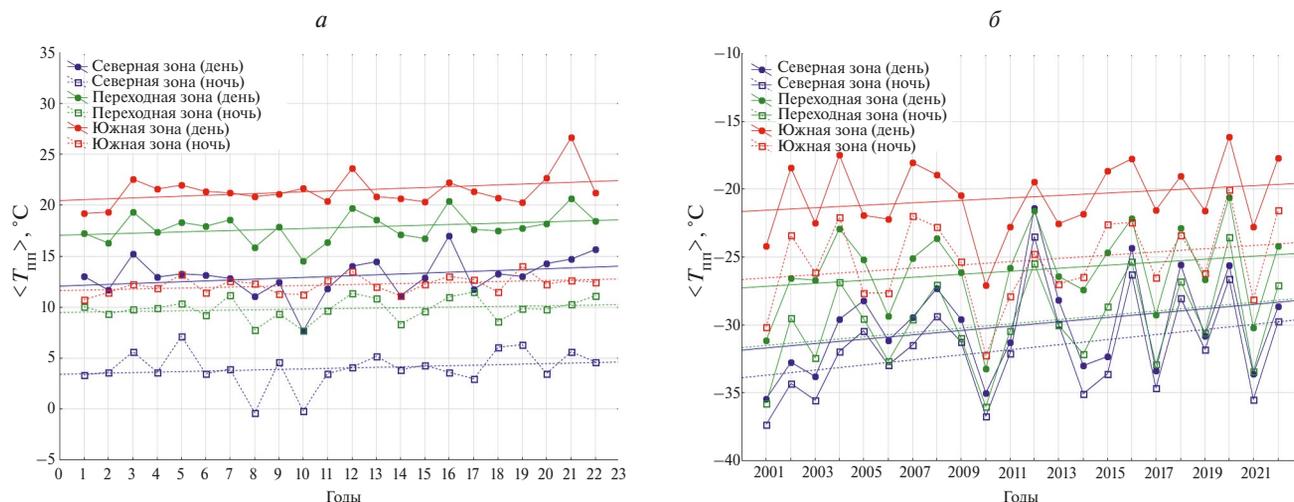


Рис. 2. Временные ряды дневных и ночных температур подстилающей поверхности летом (а) и зимой (б) в различных широтных зонах Западной Сибири.

Положительные летние аномалии $\langle T_{\text{пл}} \rangle$ наблюдаются в 2003, 2012, 2013, 2016 и 2021 году хотя бы в одной из рассматриваемых широтных зон преимущественно в дневное время суток, а отрицательные – в 2008 и 2010 году в северной и переходной зонах, а также в 2014 году в северной и в 2015 году в переходной как днем, так и ночью. Сопоставляя рис. 1а и рис. 2а, видно, что годы наблюдения аномально низких значений $\langle F \rangle$ и $\langle T_{\text{пл}} \rangle$ в летнее время совпадают по крайней мере для двух из рассматриваемых в работе широтных зон одновременно. Данный факт может быть обусловлен продолжительной антициклонической деятельностью, вследствие которой отсутствие облачности и ветра увеличивает прогрев подстилающей поверхности. Это предположение подтверждается при анализе рис. 3а, 3в и 3г, где видны высокие значения геопотенциала на всех уровнях в соответствующие годы. Отметим только, что в южной зоне антициклоническая деятельность была выражена менее ярко. Существование длительных антициклонов в годы наблюдения положительных температурных аномалий подтверждается и ежегодными отчетами Росгидромета (Росгидромет, 2013; 2014; 2017; 2022). Так, например, в 2016 году продолжительное влияние восточных гребней Азорского максимума в июне и августе над большей частью Западной Сибири привело здесь к аномалии прямой солнечной радиации за сезон в 70–90% от нормы.

Наблюдение отрицательных аномалий $\langle T_{\text{пл}} \rangle$ летом сопровождается высокими значениями $\langle F \rangle$ в 2010, 2014, 2015 году. В 2010 году длительное блокирование (55 дней) западного переноса в Европейской части России привело к проникновению холодного арктического воздуха далеко вглубь исследуемой территории и образованию

здесь мощного циклона, что подтверждается наличием барических ложбин на рис. 3а и 3в, а также отчетом Росгидромета (Росгидромет, 2011). В 2014 и 2015 годах наблюдалась в целом одинаковая ситуация, когда над северной частью Европейской части России и Западной Сибири сформировался глубокий циклонический центр Северного полушария. В 2008 году этот центр был смещен немного восточнее, а в южной и северной широтных зонах сказывалось влияние Азорского и Арктического максимумов (Росгидромет, 2009). Поэтому барические ложбины наиболее ярко выражены в этом году только в переходной зоне, что видно из рис. 3в. Таким образом, в годы наблюдения наибольшего числа летних аномалий во временных рядах характеристик облаков из табл. 1 регистрировалась продолжительная антициклоническая или циклоническая деятельность, что дает основание предполагать о взаимосвязи этих событий. При этом фактор солнечной активности можно исключить из причин возникновения таких аномалий летом, поскольку дневные и ночные характеристики облаков хоть и отличаются по абсолютной величине, но имеют схожие по форме временные ряды, что отчетливо проявляется, например, для $\langle F \rangle$ в южной и $\langle h_{\text{ВГ}} \rangle$ в северной зонах на рис. 1а и рис. 1в соответственно.

Положительные зимние аномалии $\langle T_{\text{пл}} \rangle$ наблюдаются в 2002, 2004, 2008, 2012, 2016 и 2020 годах хотя бы в одной из рассматриваемых широтных зон как днем, так и ночью, а отрицательные в 2001, 2010, 2014 и 2021 годах. Следует отметить, что тенденция изменения временных рядов температуры подстилающей поверхности в различных широтных зонах является сходной. Сопоставление рис. 1б, 1г, рис. 2б и рис. 3б, 3г, 3е показывает, что

годы наблюдения зимних аномалий $\langle F \rangle$, $\langle h_{ВГ} \rangle$, $\langle T_{III} \rangle$ и высот геопотенциала плохо согласуются между собой. Так, положительная аномалия темпе-

ратуры подстилающей поверхности зарегистрирована в 2012 году в северной и переходной зонах на фоне достаточно высоких значений $\langle F \rangle$ (рис. 1з)

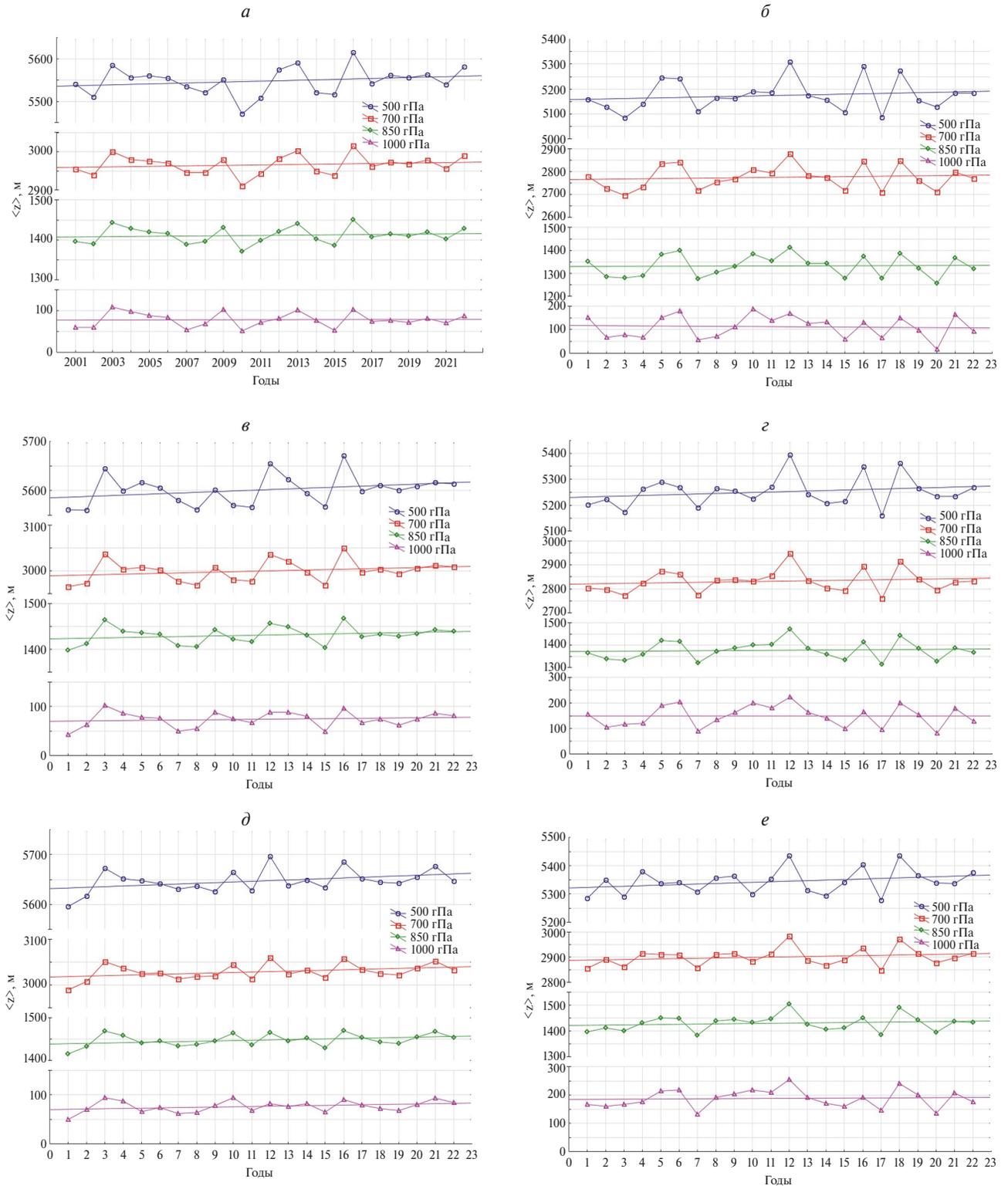


Рис. 3. Временные ряды дневных высот геопотенциала на уровнях 500, 700, 850 и 1000 гПа в северной, переходной и южной зонах Западной Сибири летом (а, в, д) и зимой (б, г, е) соответственно.

и ярко выраженной здесь антициклонической деятельности, исходя из наличия барического гребня на всех уровнях (рис. 3б, 3г, 3е). Однако основной вклад в высокие значения $\langle F \rangle$ и $\langle T_{пп} \rangle$ внесли атлантические циклоны, которые с декабря по середину января 2012 года один за другим проникали на территорию Западной Сибири (Росгидромет, 2013). До южной зоны теплые воздушные массы не доходили, поэтому здесь погоду определял отрог Сибирского максимума, о чем свидетельствуют низкие значения $\langle F \rangle$ и $\langle T_{пп} \rangle$. В 2016 и 2018 годах антициклоническая деятельность также слабо отразилась на значениях рассматриваемых в работе параметров облачности, за исключением северной зоны в ночное время. В 2016 году наблюдаемый антициклон был высотным (не достигая уровня

1000 гПа), и основной вклад в формирование облаков здесь так же, как и в 2012 году, внесло многократное проникновение атлантических циклонов (Росгидромет, 2017). В 2018 году произошло резкое изменение циркуляционных процессов с циклонических в декабре и январе на антициклонические в феврале, которыми и обусловлены высокие значения $\langle z_{500} \rangle$, $\langle z_{700} \rangle$, $\langle z_{850} \rangle$ и $\langle z_{1000} \rangle$ (Росгидромет, 2019).

Наблюдение отрицательных зимних аномалий $\langle T_{пп} \rangle$ сопровождается низкими значениями $\langle F \rangle$ в северной и переходной зонах преимущественно в ночное время, когда усиливается радиационное выхолаживание подстилающей поверхности. Сопоставление этих данных со значениями вы-

Таблица 2. Коэффициенты корреляции для рассматриваемых характеристик облаков и параметров окружающей среды (северная зона)

	$\langle h_{вр} \rangle$	$\langle T_{вр} \rangle$	$\langle p_{вр} \rangle$	$\langle \epsilon \rangle$	$\langle F \rangle$	$\langle T_{пп} \rangle$	$\langle z_{500} \rangle$	$\langle z_{700} \rangle$	$\langle z_{850} \rangle$	$\langle z_{1000} \rangle$
Лето (день)										
$\langle h_{вр} \rangle$	1	-0.83	-0.96	0.51	0.64	-0.36	-0.47	-0.54	-0.57	-0.58
$\langle T_{вр} \rangle$		1	0.92	-0.72	-0.83	0.75	0.83	0.83	0.80	0.70
$\langle p_{вр} \rangle$			1	-0.66	-0.78	0.55	0.65	0.70	0.72	0.69
$\langle \epsilon \rangle$				1	0.97	-0.62	-0.70	-0.65	-0.59	-0.49
$\langle F \rangle$					1	-0.66	-0.75	-0.72	-0.67	-0.57
$\langle T_{пп} \rangle$						1	0.90	0.85	0.77	0.60
Лето (ночь)										
$\langle h_{вр} \rangle$	1	-0.83	-0.96	0.73	0.79	0.08	-0.50	-0.58	-0.63	-0.64
$\langle T_{вр} \rangle$		1	0.90	-0.84	-0.83	0.19	0.78	0.77	0.73	0.62
$\langle p_{вр} \rangle$			1	-0.81	-0.83	0.08	0.68	0.74	0.77	0.74
$\langle \epsilon \rangle$				1	0.97	-0.01	-0.71	-0.70	-0.66	-0.57
$\langle F \rangle$					1	0.03	-0.63	-0.62	-0.60	-0.52
$\langle T_{пп} \rangle$						1	0.54	0.51	0.46	0.39
Зима (день)										
$\langle h_{вр} \rangle$	1	-0.36	-0.97	0.09	0.29	-0.07	0.11	0.14	0.16	0.18
$\langle T_{вр} \rangle$		1	0.35	0.13	0.19	0.58	0.23	0.05	-0.11	-0.29
$\langle p_{вр} \rangle$			1	-0.16	-0.33	0.16	0.03	-0.01	-0.04	-0.09
$\langle \epsilon \rangle$				1	0.75	-0.18	-0.05	0.00	0.02	0.04
$\langle F \rangle$					1	0.15	0.06	-0.20	-0.31	-0.43
$\langle T_{пп} \rangle$						1	0.62	0.44	0.23	-0.04
Зима (ночь)										
$\langle h_{вр} \rangle$	1	0.14	-0.87	0.10	0.20	0.24	0.17	0.06	-0.03	-0.12
$\langle T_{вр} \rangle$		1	0.19	0.81	0.79	0.87	0.47	0.32	0.13	-0.12
$\langle p_{вр} \rangle$			1	0.16	0.06	0.03	-0.01	0.03	0.05	0.05
$\langle \epsilon \rangle$				1	0.95	0.80	0.07	-0.12	-0.31	-0.54
$\langle F \rangle$					1	0.89	0.22	0.00	-0.22	-0.09
$\langle T_{пп} \rangle$						1	0.58	0.40	0.19	-0.09

сот геопотенциала на рис. 3б, 3г, 3е дает основание полагать, что указанные аномалии вызваны в первую очередь антициклонами. Причем в 2001, 2010 и 2021 году эти антициклоны были низкими, не достигая уровня 700 гПа. В 2014 году влияние Сибирского максимума оказалось не столь значительным, чем атлантических циклонов, которые и предопределили режим облачности в переходной и южной зонах. Таким образом, зимний режим облачности над Западной Сибирью является более неустойчивым, чем летний. Об этом свидетельствуют существенные межгодовые колебания значений рассматриваемых характеристик облаков и то, что его в основном определяют атлантические и полярные циклоны при преобладании антициклонической деятельности в рассматриваемый сезон. Например, в 2018 году, когда сезонные значения высот геопотенциала на рассматриваемых уровнях были высокими во всем целевом регионе, а аномалии параметров облачности зафиксированы только в северной зоне.

В табл. 2 приведены значения коэффициентов корреляции (r) для рассматриваемых в работе характеристик облаков и параметров окружающей среды, рассчитанных для северной зоны Западной Сибири. Корреляция между высотами геопотенциала на различных уровнях является ожидаемо высокой, поэтому соответствующие им значения r в таблице не показаны. Серым цветом выделены ячейки, в которых $r > 0.7$, что указывает на высокую степень взаимосвязи между признаками согласно шкале Чеддока (Баврина, Борисов, 2021). Из табл. 2 видно, что в летний сезон наблюдается большее количество высоких значений коэффициентов корреляции как между рассматриваемыми характеристиками облаков, так и их с другими параметрами окружающей среды. При этом летом в дневное время прослеживается взаимосвязь между значениями высот геопотенциала на уровнях 500, 700 и 850 гПа с $\langle F \rangle$ и $\langle T_{\text{пл}} \rangle$, а ночью – нет. Кроме этого, интересными особенностями являются высокие значения r для $\langle T_{\text{вр}} \rangle$ практически со всеми рассматриваемыми в работе параметрами в любое время суток, а также достаточно низкие значения r для $\langle z_{1000} \rangle$ с этими же характеристиками. В зимний период отсутствует корреляция между значениями $\langle z_{500} \rangle$, $\langle z_{700} \rangle$, $\langle z_{850} \rangle$ и $\langle z_{1000} \rangle$ с параметрами облачности. Это подтверждает предположение, сделанное нами ранее, о том, что зимний режим облачности определяется не преобладающей в этом сезоне атмосферной циркуляцией (например, Сибирским максимумом), а краткосрочными воздействиями мощных атлантических и полярных циклонов. Кроме этого, высокие значения r для $\langle T_{\text{пл}} \rangle$ с другими характеристиками ночной облачности зимой свидетельствуют о влиянии солнечной активности (предположительно вследствие

радиационного выхолаживания подстилающей поверхности) на облака в этом сезоне, в отличие от лета. Для остальных широтных зон целевого региона наблюдаются аналогичные зависимости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты анализа многолетней изменчивости общей облачности (дневной и ночной) над различными широтными зонами Западной Сибири в летний и зимний сезоны по спутниковым данным MODIS за период 2001–2022 гг. Установлено, что межгодовые колебания рассматриваемых в работе характеристик облаков в большей степени выражены зимой, чем летом. При этом ночная и дневная облачность имеет сходные по форме временные ряды своих параметров в летний сезон и существенно различающиеся в зимний. Определены аномальные значения во временных рядах рассматриваемых в работе характеристик облаков. Так, наибольшее число аномалий параметров облачности в летний сезон наблюдается в 2001, 2010, 2012–2016 гг., а в зимний – в 2010, 2018 и 2021 году. Выполнен анализ причин возникновения аномальных значений во временных рядах характеристик облаков с помощью их сопоставления с другими параметрами окружающей среды (температурой подстилающей поверхности и высотами геопотенциала на различных уровнях) и ежегодными отчетами Росгидромета. В летний сезон аномалии параметров облачности регистрировались на фоне преобладания антициклонической или циклонической деятельности в рассматриваемых широтных зонах (преимущественно из-за смещения сюда восточных гребней Азорского максимума или глубокого проникновения полярных циклонов при блокировании западного переноса). Это также подтверждается значениями коэффициентов корреляции, приведенными в табл. 2. Фактор солнечной активности можно исключить из причин появления таких аномалий летом, поскольку в дневное и ночное время их величина была практически одинаковой, что, например, видно из рис. 1в. В зимний сезон аномальные значения во временных рядах параметров облачности возникали преимущественно на фоне мощных атлантических циклонов, которые достигали территории Красноярского края и проникали вглубь материка из-за меридионального переноса. Причем для появления этих аномалий достаточно было многократного кратковременного воздействия этих циркуляций на фоне преобладающего влияния Сибирского максимума, что, например, наблюдалось в 2018 году. Вклад самого антициклона в возникновение аномалий во временных рядах характеристик облаков менее значим, даже при

его существенном смещении на запад целевого региона. Кроме этого, в зимний сезон фактор солнечной активности играет более существенную роль в формировании режима облачности, о чем свидетельствуют высокие значения r для $\langle T_{III} \rangle$ с другими характеристиками облаков в ночное время по сравнению с дневным (табл. 2). Таким образом, основной причиной возникновения аномальных значений во временных рядах рассматриваемых параметров облачности над Западной Сибирью зимой и летом является циклоническая или антициклоническая деятельность различной продолжительности, которая распространяется до барического уровня 500 гПа.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астафуров В.Г., Скороходов А.В., Курьянович К.В.* Изменчивость характеристик однослойных облачных полей над Западной Сибирью в зимнее время за период с 2001 по 2019 год по данным MODIS // Оптика атмосферы и океана. 2023. Т. 36. (Принято в печать).
- Баврина А.П., Борисов И.Б.* Современные правила применения корреляционного анализа // Медицинский альманах. 2021. № 3. С. 70–79.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2008 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2009. 48 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2011. 66 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2013. 86 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2013 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2014. 109 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2014 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2015. 107 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2015 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2016. 68 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2017. 70 с.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2019. 79 стр.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2021 год. М.: Изд-во Росгидромета, 2022. 104 с.
- Комаров В.С., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н.Я., Горев Е.В., Нахтигалова Д.П.* Климатический режим нижней облачности над территорией Сибири и его современные изменения. Часть 1. Особенности режима нижней облачности // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 7. С. 579–583.
- Комаров В.С., Нахтигалова Д.П., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н.Я.* Климатическое районирование территории Сибири по режиму общей и нижней облачности как основа для построения локальных облачных моделей атмосферы. Часть 1. Методические основы // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 10. С. 895–898.
- Комаров В.С., Матвиенко Г.Г., Ильин С.Н., Ломакина Н.Я.* Оценка локальных особенностей долговременного изменения облачного покрова над территорией Сибири с использованием результатов ее климатического районирования по режиму общей и нижней облачности // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 1. С. 59–65.
- Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. Мазина И.П., Хргиана А.Х. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 647 с.
- Харюткина Е.В., Логинов С.В., Усова Е.И., Мартынова Ю.В.* Тенденции изменения экстремальности климата Западной Сибири в конце XX – начале XXI веков // Фундаментальная и прикладная климатология. 2019. Т. 2. С. 45–65.
- Черенкова Е.А.* Региональные особенности изменения летней температуры в Западной Сибири во второй половине XX – начале XXI века // Известия РАН. Серия географическая. 2016. № 4. С. 52–61.
- Чернокульский А.В., Мохов И.И.* Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям // Исследование Земли из космоса. 2010. № 3. С. 12–29.
- Astafurov V.G., Skorokhodov A.V., Kuryanovich K.V.* Variability of parameters of single-layer cloud fields over Western Siberia in summer for the period from 2001 to 2019 according to MODIS data // Atmos. Ocean. Opt. 2023. V. 36. № 4. P. 329–336.
- Chernokulsky A., Mokhov I., Nikitina N.* Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966–2010 // Environ. Res. Lett. 2013. V. 8. 045012. DOI: 10.1088/1748-9326/8/4/045012.
- Chernokulsky A., Shikhov A., Bykov A., Kalinin N., Kurgansky M., Sherstyukov B., Yarinich Y.* Diagnosis and modelling of two destructive derecho events in European Russia in the summer of 2010 // Atmos. Res. 2019. V. 267. P. 105928.
- Eastman R., Warren S.G., Hahn C.J.* Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954–2008 // J. Climate. 2011. V. 24. P. 5914–5934.
- Hahn C.J., Warren S.G., Eastman R.* Extended edited synoptic cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952–2009 (NDP-026C), 2012. DOI: 10.3334/CDIAC/cli.ndp026c.
- Heng Z., Fu Y., Liu G., Zhou R., Wang Y., Yuan R., Guo J., Dong X.* A study of the distribution and variability of cloud water using ISCCP, SSM/I cloud product, and reanalysis datasets // J. Climate. 2014. V. 27. P. 3114–3128.
- Hersbach H. et al.* The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. V. 146. P. 1999–2049.
- Jedlovec G.* Automated detection of clouds in satellite imagery // Advances in Geoscience and Remote Sensing. 2009. P. 303–316.
- King M.D., Platnick S., Menzel W.P., Ackerman S.A., Hubanks P.A.* Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the Terra and Aqua satellites // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2013. V. 51. P. 3826–3852.
- Kumar A.* Long term (2003–2012) spatio-temporal MODIS (Terra/Aqua level 3) derived climatic variations of aerosol optical depth and cloud properties over a semi arid urban tropical region of Northern India // Atmos. Environ. 2014. V. 83. P. 291–300.
- LAADS DAAC [electronic resource] / Level-1 and Atmosphere Archive & Distribution System Distributed Active Archive Center. – URL: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov> (access data 01.10.2023).

- Li Q., Groß S.* Satellite observations of seasonality and long-term trends in cirrus cloud properties over Europe: investigation of possible aviation impacts // *Atmos. Chem. Phys.* 2022. V. 22. P. 15963–15980.
- Li Y., Gu H.* Relationship between middle stratiform clouds and large scale circulation over eastern China // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L09706. DOI:10.1029/2005GL025615.
- Lomakina N.Y., Lavrinenko A.V.* Modern trends of temperature of the atmospheric boundary layer over Siberia // *Atmos. Ocean. Opt.* 2022. V. 35. P. 378–386.
- Martin A.C. et al.* Transport of pollution to a remote coastal site during gap flow from California's interior: impacts on aerosol composition, clouds, and radiative balance // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. № 2. P. 1491–1509.
- Matuszko D., Weglarczyk S.* Long-term variability of the cloud amount and cloud genera and their relationship with circulation (Krakow, Poland) // *Int. J. Climatol.* 2018. V. 38. P. e1205–e1220. MODIS Land [electronic resource] / MODIS Land Science Team. – URL: <https://modis-land.gsfc.nasa.gov/index.html> (access data 01.10.2023).
- Mohr S., Wandel J., Lenggenhager S., Martius O.* Relationship between atmospheric blocking and warm-season thunderstorms over western and central Europe // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2019. V. 145. № 724. P. 3040–3056.
- Mokhov I.I.* Specific features of the 2010 summer heat formation in the European territory of Russia in the context of general climate changes and climate anomalies // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2011. V. 47. 653–660.
- Mokhov I.I., Chernokulsky A.V., Osipov A.M.* Atmospheric centers of action in the Northern and Southern hemispheres: features and variability // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2020. V. 45. P. 749–761.
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Hartmann D.L.* Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // *Science.* 1989. V. 243. P. 57–63.
- Schiffer R.A., Rossow W.B.* The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Programme // *Bull. Amer. Met. Soc.* 1983. V. 64. № 7. P. 779–784.
- Shakina N.P., Ivanova A.R.* The blocking anticyclones: the state of studies and forecasting // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2010. V. 35. P. 721–730.
- Stubenrauch C.J. et al.* Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. V. 94. P. 1031–1049.
- Su H., Jiang J.H.* Tropical clouds and circulation changes during the 2006/07 and 2009/10 El Niños // *J. Climate.* 2013. V. 26. P. 399–413.
- The Earth Observator [electronic resource] / Land Surface Temperature Anomaly, 2000 – 2023. – URL: https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/MOD_LSTAD_M (access data 01.10.2023).
- Tritscher I. et al.* Polar stratospheric clouds: Satellite observations, processes, and role in ozone depletion // *Reviews of geophysics.* 2021. V. 59. № 2. P. e2020RG000702.
- University of Wyoming [electronic resource] / Department of Atmospheric Science. – URL: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (access data 01.10.2023).
- Zhao M., Zhang H., Wang H., Zhou X., Zhu L., An Q., Chen Q.* The change of cloud top height over East Asia during 2000–2018 // *Adv. Clim. Chang. Res.* 2020. V. 11. № 2. P. 110–117.

Summer and Winter Anomalies of Day and Night Cloud Parameters over Western Siberia Using MODIS Data and ERA5 Reanalysis During 2001–2022

A. V. Skorokhodov¹, K. V. Kuryanovich¹, V. G. Astafurov¹

¹*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics Siberian branch of the RAS, Tomsk, Russia*

We present the results of analysis of multiyear variability of cloud parameters (day and night) over Western Siberia in summer and winter during 2001–2022 based on MODIS data and ERA5 reanalysis. Three latitude zones of the target region are considered: northern (66–72° N, 68–82° E), transitional (60–65° N, 62–88° E) and southern (54–59° N, 62–88° E). We have plotted time series and on their basis we have identified trends of the following cloud parameters: fraction, top height, top pressure, top temperature and effective emissivity. It was found that in 2010, 2012, 2014 and 2016, the largest number of anomalies in the time series of the above cloud features was observed. The comparison results for the considered cloud parameters with the variability of the land surface temperature and geopotential heights at the baric levels of 500, 700, 850 and 1000 hPa are presented. We discuss hypotheses about the causes of anomalous values in time series of investigated cloud parameters at different times of day in summer and winter, related to the specific features of atmospheric circulation over Western Siberia in different years.

Keywords: cloud parameters, Western Siberia, multiyear trends, MODIS satellite data, ERA5 reanalysis

REFERENCES

- Astafurov V.G., Skorokhodov A.V., Kur'yanovich K.V.* Izmenchivost' kharakteristik odnosloinykh oblachnykh polei nad Zapadnoi Sibir'yu v zimnee vremya za period s 2001 po 2019 god po dannym MODIS [Variability in parameters of single-layer cloud fields over Western Siberia in winter for the period from 2001 to 2019 according to MODIS data] // *Optika atmosfery i okeana.* 2023. V. 36. (In print). (In Russian).

- Astafurov V.G., Skorokhodov A.V., Kuryanovich K.V.* Variability of parameters of single-layer cloud fields over Western Siberia in summer for the period from 2001 to 2019 according to MODIS data // *Atmos. Ocean. Opt.* 2023. V. 36. № 4. P. 329–336.
- Bavrina A.P., Borisov I.B.* Sovremennye pravila primeneniya korrelyatsionnogo analiza [Modern rules for application of correlation analysis] // *Meditsinskii al'manakh.* 2021. № 3. P. 70–79. (In Russian).
- Cherenkova E.A.* Regional'nye osobennosti izmeneniya letnei temperatury v Zapadnoi Sibiri vo vtoroi polovine KhKh - nachale XXI veka [Regional peculiarities of summer temperature change in Western Siberia in the second half of 20th – early 21st centuries] // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* 2016. № 4. P. 52–61. (In Russian).
- Chernokul'skii A.V., Mokhov I.I.* Sravnitel'nyi analiz kharakteristik global'noi i zonal'noi oblachnosti po razlichnym sputnikovym i nazemnym nablyudeniya [Comparative analysis of global and zonal cloudiness characteristics by different satellite and ground observations] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa.* 2010. № 3. P. 12–29. (In Russian).
- Chernokul'skiy A., Mokhov I., Nikitina N.* Winter cloudiness variability over Northern Eurasia related to the Siberian High during 1966–2010 // *Environ. Res. Lett.* 2013. V. 8. 045012. DOI: 10.1088/1748-9326/8/4/045012.
- Chernokul'skiy A., Shikhov A., Bykov A., Kalinin N., Kurgansky M., Sherstyukov B., Yarinich Y.* Diagnosis and modelling of two destructive derecho events in European Russia in the summer of 2010 // *Atmos. Res.* 2019. V. 267. P. 105928.
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2008 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2008]. Moscow: Roshydromet Publ., 2009. 48 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2010 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2010]. Moscow: Roshydromet Publ., 2011. 66 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2012 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2012]. Moscow: Roshydromet Publ., 2013. 86 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2013 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2013]. Moscow: Roshydromet Publ., 2014. 109 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2014 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2014]. Moscow: Roshydromet Publ., 2015. 107 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2015 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2015]. Moscow: Roshydromet Publ., 2016. 68 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2016 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2016]. Moscow: Roshydromet Publ., 2017. 70 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2018 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2018]. Moscow: Roshydromet Publ., 2019. 89 p. (In Russian).
- Doklad ob osobennostyakh klimata na territorii Rossiiskoi Federatsii za 2021 god [Report about climate specifics on the territory of the Russian Federation for 2021]. Moscow: Roshydromet Publ., 2022. 48 p. (In Russian).
- Eastman R., Warren S.G., Hahn C.J.* Variations in cloud cover and cloud types over the ocean from surface observations, 1954–2008 // *J. Climate.* 2011. V. 24. P. 5914–5934.
- Hahn C.J., Warren S.G., Eastman R.* Extended edited synoptic cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952–2009 (NDP-026C), 2012. DOI: 10.3334/CDIAC/cli.ndp026c.
- Heng Z., Fu Y., Liu G., Zhou R., Wang Y., Yuan R., Guo J., Dong X.* A study of the distribution and variability of cloud water using ISCCP, SSM/I cloud product, and reanalysis datasets // *J. Climate.* 2014. V. 27. P. 3114–3128.
- Hersbach H. et al.* The ERA5 global reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020. V. 146. P. 1999–2049.
- Jedlovec G.* Automated detection of clouds in satellite imagery // *Advances in Geoscience and Remote Sensing.* 2009. P. 303–316.
- Kharyutkina E.V., Loginov S.V., Usova E.I., Martynova Yu.V.* Tendentsii izmeneniya ekstremal'nosti klimata Zapadnoi Sibiri v kontse XX – nachale XXI vekov [Tendencies in changes of climate extremality in Western Siberia at the end of the XX century and the beginning of the XXI century] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya.* 2019. V. 2. P. 45–65. (In Russian).
- King M.D., Platnick S., Menzel W.P., Ackerman S.A., Hubanks P.A.* Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the Terra and Aqua satellites // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2013. V. 51. P. 3826–3852.
- Komarov V.S., Il'in S.N., Lavrinenko A.V., Lomakina N.Ya., Gorev E.V., Nakhtigalova D.P.* Klimaticheskii rezhim nizhnei oblachnosti nad territoriei Sibiri i ego sovremennye izmeneniya. Chast' 1. Osobennosti rezhima nizhnei oblachnosti [Climatic regime of lower cloudiness over the territory of Siberia and its modern changes. Part 1. Specific features of the lower cloud regime] // *Optika atmosfery i okeana.* 2013. V. 26. № 7. P. 579–583. (In Russian).
- Komarov V.S., Nakhtigalova D.P., Il'in S.N., Lavrinenko A.V., Lomakina N.Ya.* Klimaticheskoe raionirovanie territorii Sibiri po rezhimu obshchei i nizhnei oblachnosti kak osnova dlya postroeniya lokal'nykh oblachnykh modelei atmosfery. Chast' 1. Metodicheskie osnovy [Climatic zoning of the Siberia territory according to the total and lower cloudiness conditions as a basis for construction of local cloud atmosphere models. Part 1. Methodical bases] // *Optika atmosfery i okeana.* 2014. V. 27. № 10. P. 895–898. (In Russian).
- Komarov V.S., Matvienko G.G., Il'in S.N., Lomakina N.Ya.* Otsenka lokal'nykh osobennostei dolgovremennogo izmeneniya oblachnogo pokrova nad territoriei Sibiri s ispol'zovaniem rezul'tatov ee klimaticheskogo raionirovaniya po rezhimu obshchei i nizhnei oblachnosti [Evaluation of local features of longterm changes in cloud cover over the territory of Siberia from results of climatic zoning according to total and low cloudiness conditions] // *Optika atmosfery i okeana.* 2015. V. 28. № 1. P. 59–65. (In Russian).

- Kumar A.* Long term (2003–2012) spatio-temporal MODIS (Terra/Aqua level 3) derived climatic variations of aerosol optical depth and cloud properties over a semi arid urban tropical region of Northern India // *Atmos. Environ.* 2014. V. 83. P. 291–300.
- LAADS DAAC [electronic resource] / Level-1 and Atmosphere Archive & Distribution System Distributed Active Archive Center. – URL: <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov> (access data 01.10.2023).
- Li Q., Groß S.* Satellite observations of seasonality and long-term trends in cirrus cloud properties over Europe: investigation of possible aviation impacts // *Atmos. Chem. Phys.* 2022. V. 22. P. 15963–15980.
- Li Y., Gu H.* Relationship between middle stratiform clouds and large scale circulation over eastern China // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L09706. DOI: 10.1029/2005GL025615.
- Lomakina N.Y., Lavrinenko A.V.* Modern trends of temperature of the atmospheric boundary layer over Siberia // *Atmos. Ocean. Opt.* 2022. V. 35. P. 378–386.
- Martin A.C. et al.* Transport of pollution to a remote coastal site during gap flow from California's interior: impacts on aerosol composition, clouds, and radiative balance // *Atmos. Chem. Phys.* 2017. V. 17. № 2. P. 1491–1509.
- Matuszko D., Weglarczyk S.* Long-term variability of the cloud amount and cloud genera and their relationship with circulation (Krakow, Poland) // *Int. J. Climatol.* 2018. V. 38. P. e1205-e1220.
- MODIS Land [electronic resource] / MODIS Land Science Team. – URL: <https://modis-land.gsfc.nasa.gov/index.html> (access data 01.10.2023).
- Mohr S., Wandel J., Lenggenhager S., Martius O.* Relationship between atmospheric blocking and warm-season thunderstorms over western and central Europe // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2019. V. 145. № 724. P. 3040–3056.
- Mokhov I.I.* Specific features of the 2010 summer heat formation in the European territory of Russia in the context of general climate changes and climate anomalies // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2011. V. 47. P. 653–660.
- Mokhov I.I., Chernokulsky A.V., Osipov A.M.* Atmospheric centers of action in the Northern and Southern hemispheres: features and variability // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2020. V. 45. P. 749–761.
- Oblaka i oblachnaya atmosfera. Spravochnik [Clouds and cloudy atmosphere. Handbook] / Pod red. Mazina I.P., Khrgiana A.Kh. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989. 647 p. (In Russian).
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Hartmann D.L.* Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // *Science.* 1989. V. 243. P. 57–63.
- Schiffer R.A., Rossow W.B.* The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The first project of the World Climate Research Programme // *Bull. Amer. Met. Soc.* 1983. V. 64. № 7. P. 779–784.
- Shakina N.P., Ivanova A.R.* The blocking anticyclones: the state of studies and forecasting // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2010. V. 35. P. 721–730.
- Stubenrauch C.J. et al.* Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2013. V. 94. P. 1031–1049.
- Su H., Jiang J.H.* Tropical clouds and circulation changes during the 2006/07 and 2009/10 El Ninos // *J. Climate.* 2013. V. 26. P. 399–413.
- The Earth Observator [electronic resource] / Land Surface Temperature Anomaly, 2000 – 2023. – URL: https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/MOD_LSTAD_M (access data 01.10.2023).
- Tritscher I. et al.* Polar stratospheric clouds: Satellite observations, processes, and role in ozone depletion // *Reviews of geophysics.* 2021. V. 59. № 2. P. e2020RG000702.
- University of Wyoming [electronic resource] / Department of Atmospheric Science. – URL: <http://weather.uwyo.edu/up-perair/sounding.html> (access data 01.10.2023).
- Zhao M., Zhang H., Wang H., Zhou X., Zhu L., An Q., Chen Q.* The change of cloud top height over East Asia during 2000–2018 // *Adv. Clim. Chang. Res.* 2020. V. 11. № 2. P. 110–117.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ВОД В СЕВЕРНОЙ ПОЛОВИНЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ И СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

© 2024 г. А. Ф. Сергеев¹*, В. Б. Лобанов¹, В. А. Горячев¹, Н. В. Шлык¹, Е. Н. Марьина¹,
Н. Б. Лукьянова¹, И. И. Горин¹, В. Цой¹, С. А. Зверев¹, А. Ю. Юрцев²,
И. А. Прушковская¹, С. Ю. Ладыченко¹

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

²Национальный оператор научно-исследовательского флота, Владивосток, Россия

*E-mail: sergeev@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 31.10.2023 г.

Приводятся результаты исследований структуры и динамики вод в зоне крупномасштабного циклонического круговорота (КЦК) в северной половине Японского моря, где на спутниковых ИК-изображениях ежегодно в осенне-зимний период наиболее отчетливо проявляются две области пониженных температур, разделенных затоком теплых цусимских вод со стороны Японии. Расположение данных термических структур совпадает с расположением малого западного и северного циклонических круговоротов, неразрывно связанных с глубинным апвеллингом. В осенне-зимние периоды 2019–2021 гг. установлено, что глубинный апвеллинг в северо-западной части Японского моря распространяется от дна до поверхностного слоя, фокусируясь вдоль осевой линии, проходящей через возвышенность Первенец и хребты Берсенева и Васильковского в районе 42° с.ш. между 132° в.д. и 135.5° в.д. Циклонический круговорот (ЗЦК), расположенный в западной части КЦК в области рассматриваемого глубинного апвеллинга, является крупным топографическим вихрем. В северной части КЦК глубинный апвеллинг приурочен к континентальному клону, там же располагается и северный циклонический круговорот (СЦК). Предполагается, что в осенне-зимний период взаимодействие антициклонов, формирующих вихревые пояса, с циклоническими круговоротами, приводит к усилению глубинной циркуляции. Особенность изменчивости скорости глубинных течений – увеличение от октября к марту, вероятно, обусловлено характером развития вертикальной и поперечной горизонтальной циркуляции в системе циклонические круговороты – вихревые пояса в результате интенсификации глубинного апвеллинга при усилении ветров северных румбов в зимний период.

Ключевые слова: инфракрасные спутниковые изображения, аномальные термические области, апвеллинг, циклонические круговороты, топографический вихрь, антициклонические вихри, вертикальная и поперечная горизонтальная циркуляция

DOI: 10.31857/S0205961424030053, EDN: FAQSAO

ВВЕДЕНИЕ

Использование спутниковых снимков в ИК-диапазоне при исследовании северной половины Японского моря позволило существенно развить представления о структуре и динамике фронтов, течений, синоптических вихрей и прибрежного апвеллинга (Жабин и др., 1993; Юрасов, 1995; Лобанов и др., 2007; Никитин и др., 2009; Никитин А.А., Юрасов Г.И., 2017). Это стало возможным благодаря особенности спутникового метода – одновременно и многократно в течение суток для всей акватории моря получать снимки с детальным распределением температуры поверхности моря (ТПМ), наблюдать возникновение и эволюцию разномасштабных

термических структур. Две такие структуры, наиболее отчетливо проявляющиеся на спутниковых снимках ежегодно в осенне-зимний период, наблюдаются в крупномасштабном циклоническом круговороте (КЦК). На спутниковых ИК-изображениях, полученных на сайте <http://www.satellite.dvo.ru> и приведенных на рис. 2, видно, что и в осенне-зимние месяцы 2019 и 2021 гг. (данные экспедиций этих лет используются в настоящем исследовании) в северной половине моря сформированы две крупномасштабные области пониженной температуры, разделенных затоком теплых цусимских вод со стороны о. Хоккайдо. Юго-западная область примерно расположена по долготе между

130°–135° в.д., по широте – от побережья до субарктического фронта на 40° с.ш., северо-восточная – между 135°–139° в.д. и 43°–46° с.ш. Со сменой летнего муссона на зимний и возникновении осеннего ветрового прибрежного апвеллинга (Гончаренко и др., 1993; Жабин и др., 1993; Юрасов, 1995) создаются условия для быстрого понижения ТПМ на обширной акватории за счет перемешивания в верхнем слое моря с усилением сгонных ветров, сезонным снижением температуры воздуха и выноса холодных трансформированных апвеллинговых вод от побережья. Одним из факторов, приводящих к формированию двух термических областей, кроме выше перечисленных, может быть недостаточно на данный момент изученное явление – подъем глубинных вод (глубинный апвеллинг открытого моря), наблюдаемый в течение года в северной половине Японского моря в области КЦК, который идентифицируется на разрезах по куполообразной конфигурации изолиний гидрологических и гидрохимических параметров (Леонов, 1960; Мокиевская, 1961; Панфилова, 1961; Покудов и др., 1976; Юрасов, Яричин, 1991; Talley et al., 2004). Причиной глубинного апвеллинга, кроме циклонической циркуляции (Баталин, 1958; Истошин, 1960; Степанов, 1961; Васильев, Макашин, 1991; Ванин, 2004), могут быть такие процессы, как компенсационный подъем вод вследствие зимней присклоновой конвекции (Леонов, 1948; Степанов, 1961; Яричин, Покудов, 1982), опускание в южных и юго-восточных районах моря из-за уплотнения при смешении япономорских холодных и теплых субтропических вод во фронтальных разделах и развитие антициклонических вихревых образований (Яричин, Покудов, 1982; Юрасов, Яричин, 1991). В 1999–2002 гг. с помощью бுவ, дрейфующих на глубине 800 м, было установлено, что характер глубинной крупномасштабной циркуляции в области Японской котловины в целом тот же, что и в поверхностном слое, причем глубинные воды охвачены циклоническим движением в течение всего года. Кроме того, было выявлено, что в пределах КЦК, в его западной и восточной частях расположены две области циклонической активности меньшего масштаба – западный и восточный циклонические круговороты (ЗЦК и ВЦК) (Данченков и др., 2005), с которыми неразрывно связаны подъемы глубинных вод. Дрейф був в западной части КЦК показал, что центр ЗЦК был расположен в точке с координатами 41°30' с.ш. и 134°00' в.д. Диаметр же зоны циклонического дрейфа бувов обычно составлял около 30 миль, но “иногда циклоническое перемещение буя происходило на обширной территории...” (Данченков и др., 2005). Многочисленные расчеты течений (Леонов, 1960; Покудов, Тунеголовец, 1975; Юрасов, Яричин, 1991; Yoon et al., 2005; Трусенкова, 2007; Юрасов и др., 2011; Никитин и др., 2012) показали,

что ЗЦК может располагаться в различных местах в полосе 40°00'–42°30' с.ш. и 130°00'–136°00' в.д., что, вероятно, связано не только с особенностями расчетов, но и с изменчивостью циркуляции. Тем не менее из-за недостатка исследований пока можно судить о приблизительном расположении ЗЦК, с центральной частью которого связано максимальное влияние поднимающихся глубинных вод на верхний слой моря. Еще одна циклоническая область в КЦК – северный циклонический круговорот (СЦК) по результатам динамических расчетов отчетливо проявляется у побережья Приморья между 43°–46° с.ш. и 135°–139° в.д. на фоне развития прибрежного апвеллинга и затока цусимских вод со стороны о. Хоккайдо (Никитин и др., 2020; Никитин, и др., 2012). На схемах поверхностной геострофической циркуляции, построенных на основе данных за период с 1925 по 2005 г. (Никитин и др., 2012) все три циклонических круговорота – ЗЦК, ВЦК и СЦК, отличаясь размерами и расположением центров от сезона к сезону, круглогодично присутствуют в области КЦК.

В 1990-е годы в области КЦК с помощью стационарных автономных буйковых станций и дрейфующих глубинных бுவов также обнаружено зимнее усиление динамики глубинных вод с возрастанием скорости глубинного течения от минимальных значений в октябре до максимальных в марте. Интенсификацией был охвачен весь глубинный слой от 500 до 3000 м, в котором выполнялись измерения (Takematsu et al., 1999a, 1999b; Senju et al., 2005; Choi, Yoon, 2010). Данная особенность значительно слабее проявляется в циклонических круговоротах южной половины моря (Choi, Yoon, 2010). Причиной зимней интенсификации глубинного течения может быть ветровое напряжение и термохалинное воздействие. Однако, как утверждают авторы (Yoon et al., 2005; Choi, Yoon, 2010; Трусенкова, 2018), эти факторы не в состоянии напрямую вызвать увеличение скорости глубинного течения. Тем не менее ветровое и термическое воздействие, вероятно, может опосредованно влиять на глубинную циркуляцию (Трусенкова, 2018). Другая, наиболее устоявшаяся гипотеза об усилении глубинной циркуляции в зимний период в районе Японской котловины связана с воздействием синоптических вихрей на всю толщу моря. Эта гипотеза явилась следствием экспериментальных наблюдений и модельных расчетов (Takematsu et al., 1999a, 1999b; Hogan, Hurlburt, 2000; Yoon et al., 2005; Choi, Yoon, 2010; Трусенкова, 2018). Однако механизм увеличения скорости глубинных вод с октября по март и далее ее уменьшения до октября пока не установлен (Choi, Yoon, 2010).

Еще одним явлением, с которым может быть связана интенсификация глубиной циркуляции в се-

верной половине моря зимой, является, по мнению авторов (Takematsu et al., 1999a; Трусенкова, 2007), развивающаяся в течение зимы склоновая конвекция и конвекция открытого моря (Talley et al, 2003; Лобанов и др., 2019). В рамках же такого круглогодичного явления, как глубинный апвеллинг, интенсификация глубинной циркуляции в северной половине моря зимой не рассматривалась. Таким образом, в настоящей работе по результатам анализа инфракрасных (ИК) спутниковых снимков и материалов судовых гидрологических съемок, проведенных авторами статьи в разные годы, рассматриваются обнаруживаемые спутниковым методом термические структуры поверхности северной части Японского моря, глубинный апвеллинг в области КЦК, его связь с вихрями синоптического масштаба и интенсификацией глубинной циркуляции в северной половине моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Спутниковые данные. В работе для анализа термического и вихревого полей северной части Японского моря используются карты ТПМ с ИСЗ НОАА, полученные в Центре коллективного пользования Регионального спутникового мониторинга окружающей среды Института автоматизации и процессов управления ДВО РАН (ИАПУ ДВО РАН, Владивосток) и размещенные на сайте (<http://www.satellite.dvo.ru>). Основные положения методики обработки и анализа спутниковых снимков изложены в работах (Рекомендации по использованию..., 1984; Методические указания..., 1987; Алексанин, Алексанина, 2006) и основаны на визуальном дешифрировании ИК-изображений совместно с анализом судовых данных. Основное внимание уделялось изучению таких элементов спутниковых карт ТПМ как генезис термических мезо- и макроструктур, их положение, размеры, форма, уровни температуры и ее изменчивость. Идентификация вихрей на спутниковых снимках основывалась, прежде всего, на таких их основных признаках, как округлость или дугообразность формы с различной степенью проявления кольцеобразности или спиралевидности их структуры (Рекомендации по использованию..., 1984; Никитин, Юрасов, 2008).

Гидрологические судовые данные и измерения на донной станции. На рис. 1 представлены схемы гидрологических съемок, проведенных нами 2–21 октября 2019 г. на НИС “Академик Опарин” (рейс № 57) и 7–28 декабря 2021 г. на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс № 97). Большинство разрезов выполнялось до границы экономической зоны РФ. STD-зондирования на всех разрезах выполнялись профилографом SBE 9plus до глубины 1000–1500 м. На разрезе по 134° в.д. в декабре

2021 г. измерения проводились до дна с максимальной глубиной зондирования 3550 м. В статье также используются данные измерений на мониторинговом разрезе по 134° в.д., выполненном нами также до дна в декабре 2020 г. в экспедиции НИС “Академик Опарин” (рейс № 62). Расположение станций STD-зондирования на мониторинговом разрезе по 134° в.д. в 2020 г. практически совпадает с расположением станций на этом разрезе при съемке в 2021 г., показанной на рис. 1б. Данные еще одного глубоководного разреза, расположенного в СЦК с крайевыми координатами 44°57' с.ш., 137°00' в.д. и 44°05' с.ш., 138°20' в.д. и выполненного в 58 рейсе НИС “Академик Опарин” 12–13 ноября 2019 г., также используются в работе (рис. 8). Расположение разреза показано на рис. 2 на снимке от 12 ноября 2019 г. отрезком черного цвета. Визуализация распределений гидрологических параметров в работе выполнялась при помощи программы Ocean Data View (Schlitzer, 2019). В работе также используются данные температуры и солености, полученные с помощью измерителя SBE-37, установленного в придонном слое у берегов южного Приморья на мониторинговой донной станции на глубине 22 м (отмечено треугольником на рис. 1а).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Возникновение аномальных термических областей. Спутниковые ИК-снимки, приведенные на рис. 2, показывают, что к октябрю 2019 г., когда производилась судовая съемка (2–21 октября), в северной части моря уже сформировались две разделяемые затоком цусимских вод от о. Хоккайдо области пониженных температур. Впервые аномальные области с температурой 15°C и ниже отчетливо проявились в поле ТПМ 18 сентября. На снимках ТПМ от 9, 15 и 23 октября аномальные области имеют примерно одинаковую форму и температуру, снизившуюся до 10–14°C. На снимках от 12 и 28 ноября в поле ТПМ сохраняются также по две области с той же примерно формой и площадью, что и в октябре, но с температурами уже ниже 10°C и 5°C соответственно. Появление аномальных термических областей совпало с развитием прибрежного ветрового апвеллинга, начавшегося по данным изменчивости температуры и солености на нашей мониторинговой донной станции, расположенной на глубине 22 м у берегов южного Приморья 12 сентября (рис. 3). Устойчивое снижение температуры у дна проходило до 7 октября (рис. 3). В результате температура снизилась от 18.7°C до 1.8°C, а соленость возросла от 32.38 е.п.с. до 34.02 е.п.с. (ранее в 2003–2007 гг. (Сергеев и др., 2008) установлена примерная одновременность начала снижения придонной температуры при апвеллинге у берегов южного и восточного Приморья,

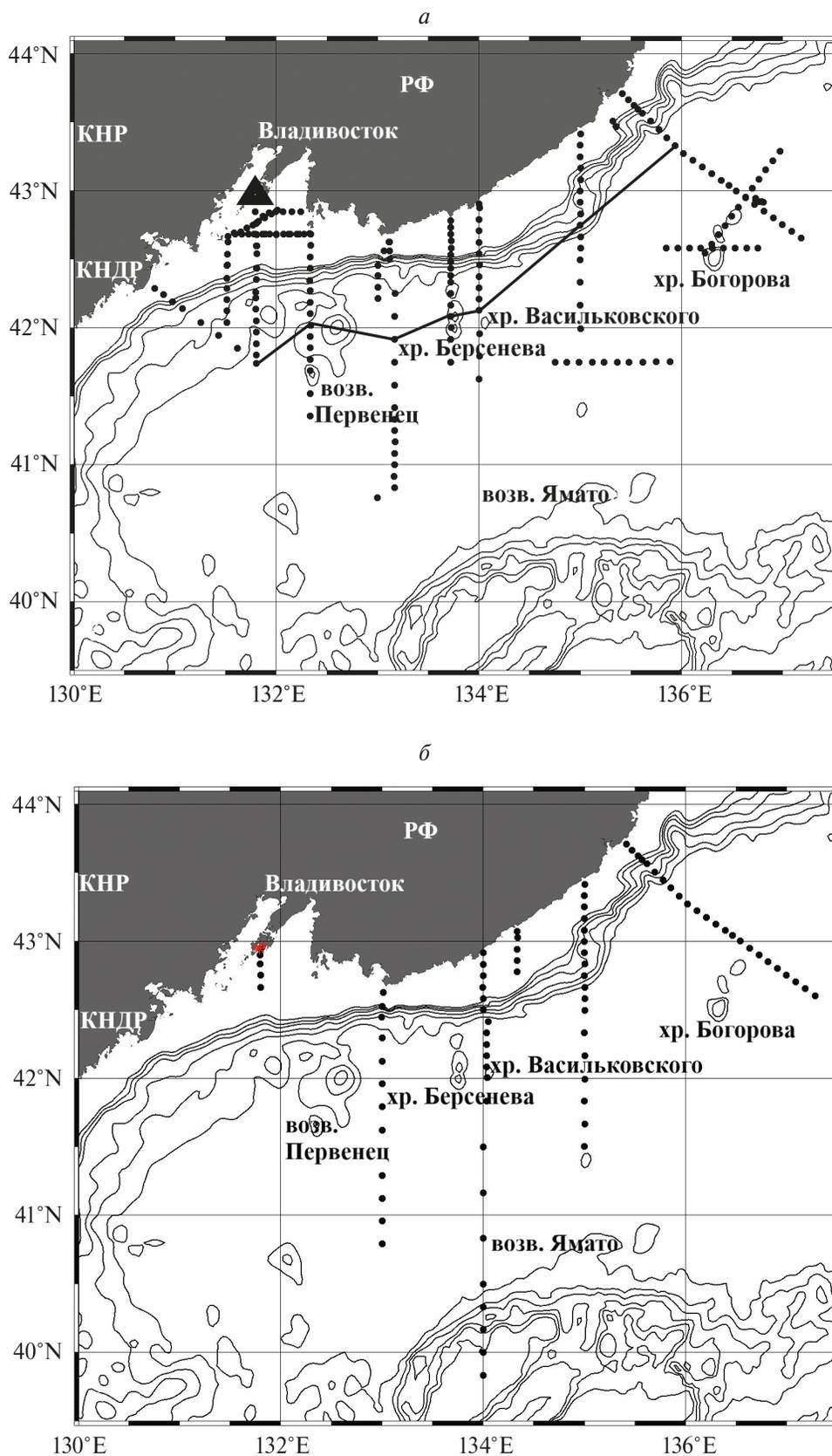


Рис. 1. Расположение СТД-станций (•): *a* – рейс № 57 НИС “Академик Опарин” 2–21 октября 2019 г.; *б* – рейс № 97 НИС “Академик М.А. Лаврентьев” 7–28 декабря 2021 г. Треугольником обозначено место расположения донной мониторинговой станции. Ломанной линией показано расположение северо-восточного разреза.

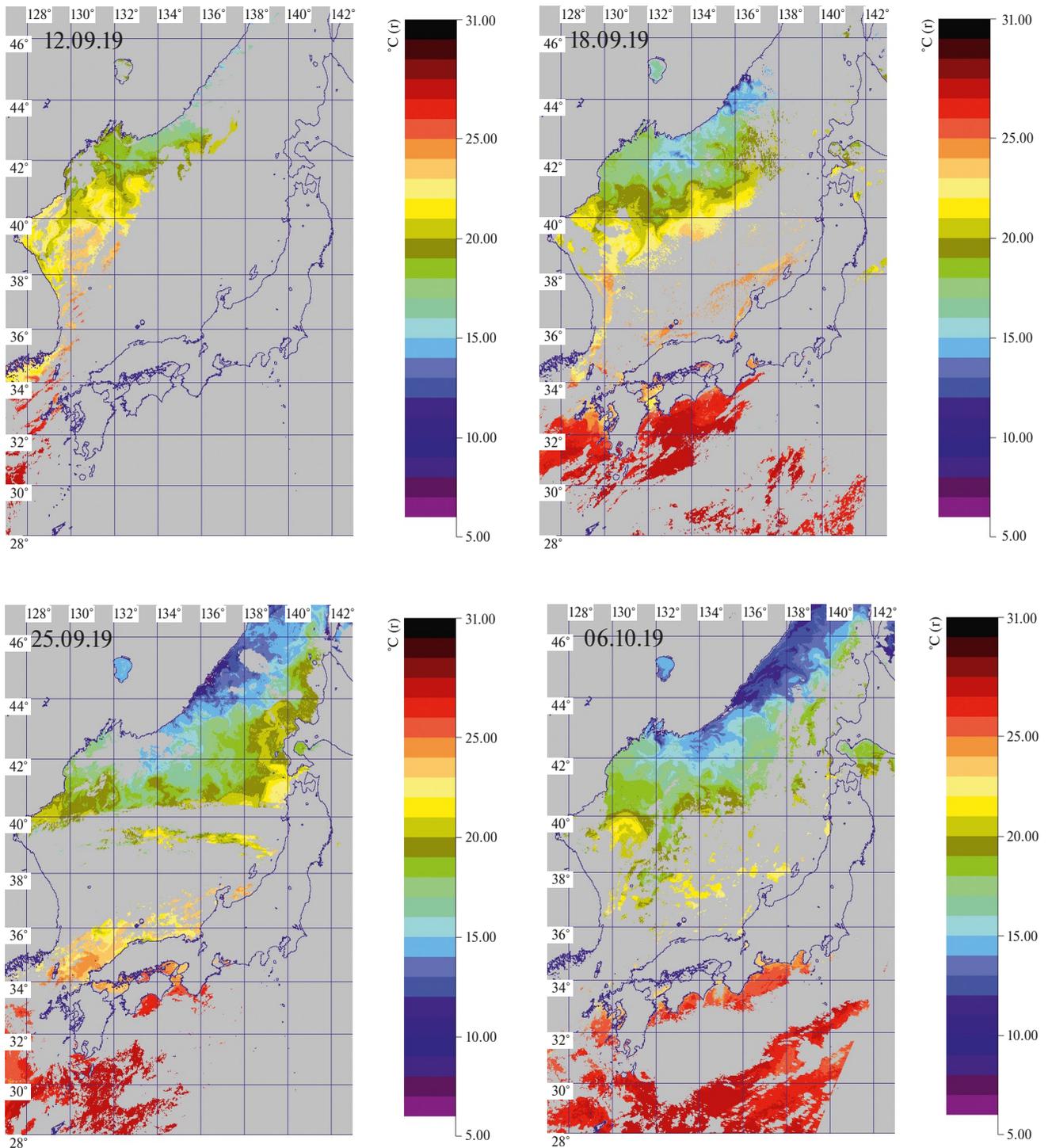


Рис. 2. Термическая структура поверхности Японского моря по данным спутниковых ИК-изображений в сентябре–ноябре 2019 г. и декабре 2021 г. В сентябре и октябре шкалы температур от 5°C до 31°C, в ноябре и декабре — от 0°C до 26°C. На снимке от 12 ноября 2019 г. черным отрезком обозначен разрез, результаты которого приведены на рис. 8.

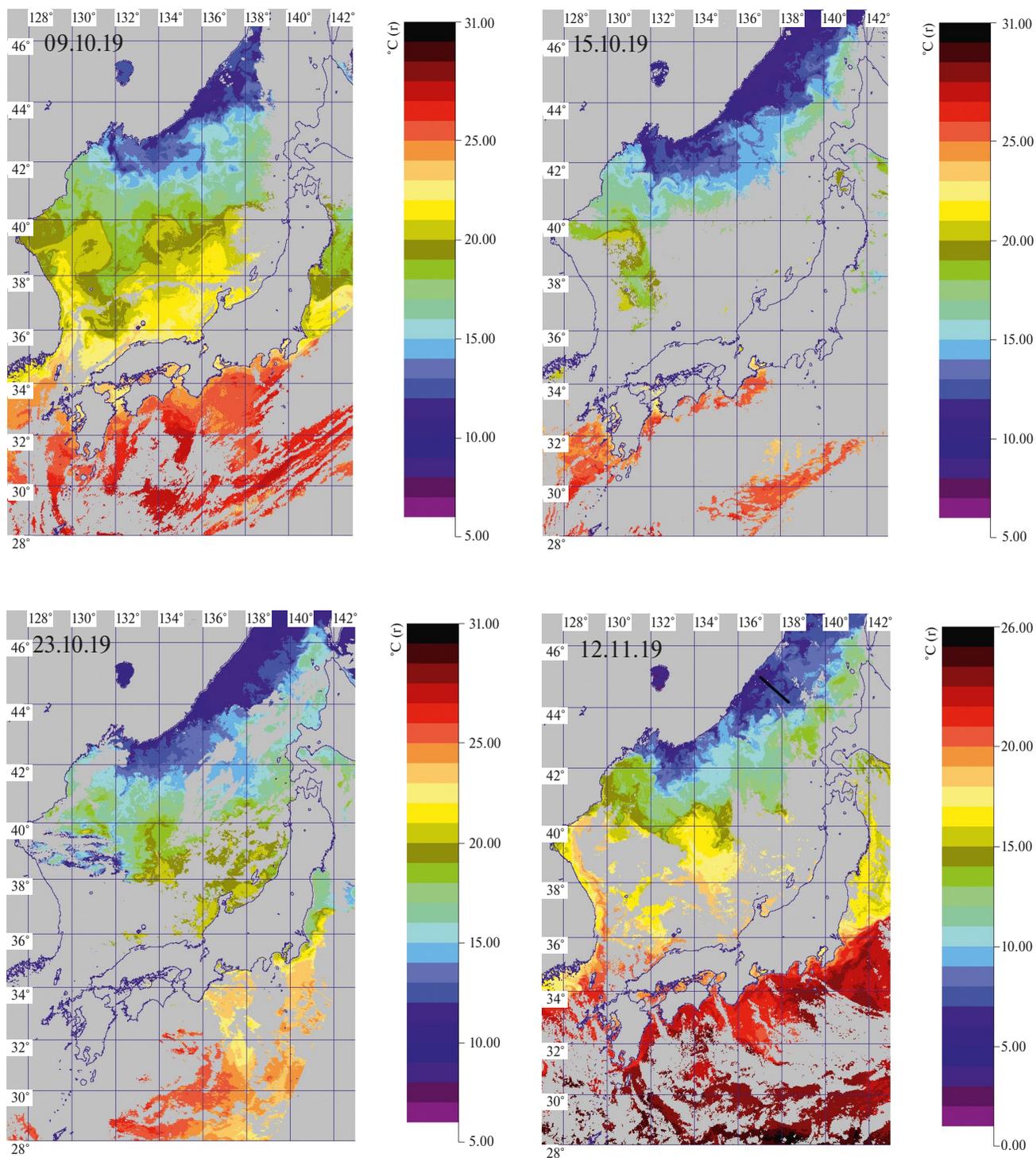


Рис. 2 (продолжение). Термическая структура поверхности Японского моря по данным спутниковых ИК-изображений в сентябре-ноябре 2019 г. и декабре 2021 г. В сентябре и октябре шкалы температур от 5°C до 31°C, в ноябре и декабре – от 0°C до 26°C. На снимке от 12 ноября 2019 г. черным отрезком обозначен разрез, результаты которого приведены на рис. 8.

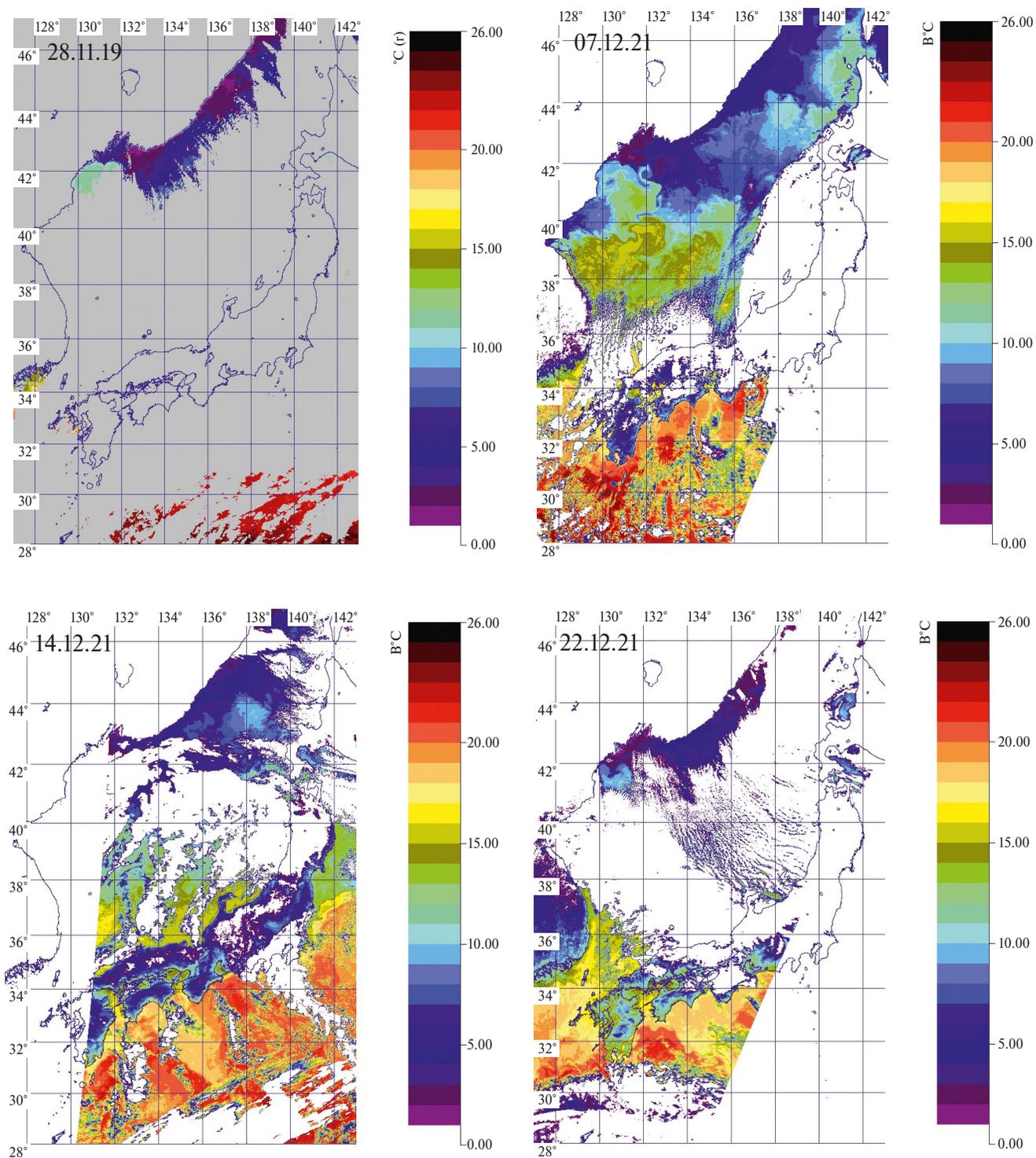


Рис. 2 (продолжение). Термическая структура поверхности Японского моря по данным спутниковых ИК-изображений в сентябре-ноябре 2019 г. и декабре 2021 г. В сентябре и октябре шкалы температур от 5°C до 31°C, в ноябре и декабре — от 0°C до 26°C. На снимке от 12 ноября 2019 г. черным отрезком обозначен разрез, результаты которого приведены на рис. 8.

поэтому результаты одной станции позволяют давать оценку развития Приморского апвеллинга вдоль побережья до 44° с.ш.).

Далее с 7 по 25 октября наблюдался процесс релаксации апвеллинга. Температура стала повышаться и достигла максимального значения 12.2°C, соленость же уменьшилась до 33.46 е.п.с. Затем последовало опять снижение температуры и повышение солености. К 28 ноября температура уменьшилась до 1.8°C и продолжила снижение и далее, а соленость возросла и превысила значение 34.00 е.п.с. Все это указывает на продолжение процесса апвеллинга после периода релаксации. Практическая же неизменность формы, площади и температуры аномальных областей свидетельствует, что релаксация прибрежного апвеллинга 7–25 октября заметно не повлияла на структуру поля ТПМ, наблюдаемую в октябре на спутниковых ИК-изображениях. Стабильность же структуры поверхностной температуры в октябре позволяет карту поверхностной температуры, построенную по данным судовой гидрологической съемки, выполненной за относительно длительное время 2–21 октября (рис. 4а), рассматривать как достаточно хорошо соответствующую спутниковым картам ТПМ за октябрь и наряду со спутниковыми ИК- снимками использовать для анализа гидрологических условий.

Особенности глубинного апвеллинга в области ЗЦК. В октябре 2019 г. гидрологическая ситуация к югу от Приморья по данным спутниковых ИК- изображений ТПМ и судовых измерений характеризовалась пониженными относительно мористых районов температурами и окружившими район работ вихревыми образованиями (рис. 4а). Минимальные температуры (ниже 11°C) на поверхности наблюдаются вблизи побережья, что обусловлено развивающимся здесь в осенний период

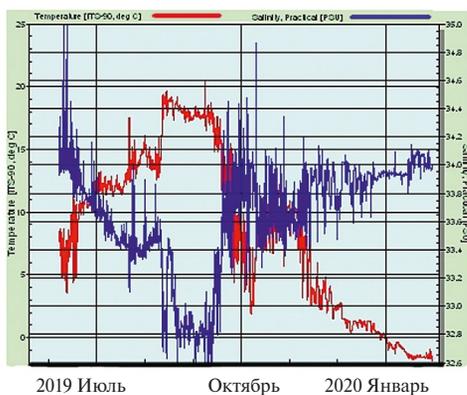


Рис. 3. Изменчивость температуры (красный цвет) и солености (синий цвет) на донной (22 м) мониторинговой станции, установленной 7 июня 2019 г. в береговой зоне южного Приморья к юго-западу от о. Русский.

ветровым апвеллингом (рис. 3). Между областью с пониженными температурами и вихрями сформировалась фронтальная зона. Центральная же часть района работ на площадных распределениях температуры от нижнего горизонта зондирования (1000 м) и до горизонта 100 м оконтуривается замкнутыми изотермами, образующими примерно одинаковые по форме эллиптические двухъядерные области с пониженными температурами относительно соседних районов (рис. 4б, в).

На меридиональном и квазизональном разрезах, пересекающих район работ соответственно по 134° в.д. (рис. 5а) и с юго-запада от 41°45' с.ш. 131°48' в.д. на северо-восток до 43°20' с.ш. 135°56' в.д. (рис. 5б), наблюдается куполообразный подъем изотерм с общей вершиной в районе 42° с.ш. между меридианами 132° в.д. и 134.5° в.д., что свидетельствует о подъеме глубинных вод с нижних горизонтов измерений и почти до поверхности (примерно до 50 м). В результате подъема глубинных вод и сформировались области с пониженными температурами относительно соседних районов на площадных распределениях (рис. 4б, в). На разрезе северо-восточного направления (рис. 5б) в структуре глубинного апвеллинга наблюдаются две вершины. Для построения северо-восточного разреза, показанного ломаной линией на рис. 1а, на каждом из семи используемых разрезов выбиралась станция, на которой наблюдался максимальный на разрезе подъем изотерм. Поэтому северо-восточный разрез распределения температуры представляет вертикальный срез, проходящий по двухвершинному температурному хребту.

Примечательной особенностью выявленного в районе работ глубинного апвеллинга является то, что осевая линия, проходящая через центральную область подъема глубинных вод, выделяемого по минимальным температурам на площадных распределениях (рис. 4б, в), и направленная с юго-запада на северо-восток, совпадает с линией расположения подводных возвышенности Первенец и хребтов Берсенева и Васильковского (рис. 4з). Аналогичная особенность также проявилась и на основе данных декабрьской экспедиции 2021 г. рейса № 97 НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рис. 1б). На рис. 6а, б представлены площадные распределения температуры на горизонтах 300 м и 1000 м соответственно. К сожалению, из-за неблагоприятных метеоусловий не удалось выполнить разрез по 132° в.д. и западнее, что отразилось на качестве построенных полей температуры. Тем не менее в поле температур видно, что в декабре 2021 г. в глубинных слоях над возвышенностью Первенец и хребтами Берсенева и Васильковского в районе 42° с.ш. между 132° и 134.5° в.д. выделяются похожие на наблюдаемые в октябре 2019 г. структуры (рис. 4б, в; 6а, б). Все это указывает на

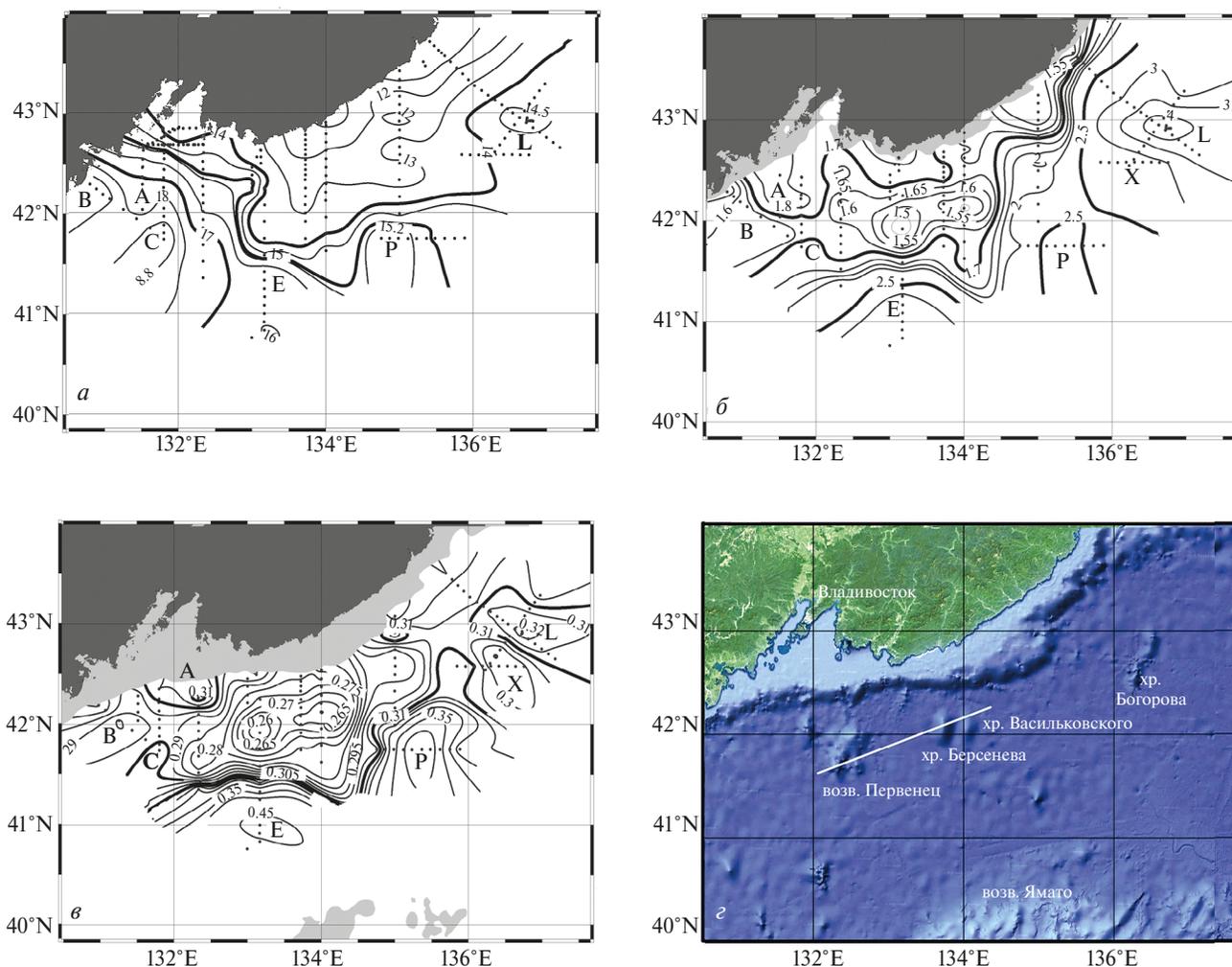


Рис. 4. Распределение потенциальной температуры воды в октябре 2019 г. на поверхности (*a*) и горизонтах 100 м (*б*) и 1000 м (*в*); рельеф дна района работ – белая линия, проходящая через возвышенность Первенец и хребты Берсенева и Васильковского, совпадает с осевой линией области максимального подъема глубинных вод, выделяемой по минимальным температурам на рисунках *б* и *в–г*. Точки (•) – местоположение станций. Латинскими буквами на рисунках *a*, *б* и *в* обозначены вихревые образования.

расположение здесь центральной области глубинного апвеллинга северо-западной части моря. Область апвеллинга распространяется и дальше на северо-восток до 135.5° в.д., отклоняясь все более в сторону побережья, как и в октябре 2019 г., и формируя еще одно ядро подъема вод в районе 43° с.ш. и 135° в.д. Выбор горизонта 300 м при построении площадного распределения температуры в декабре 2021 г. (рис. 6*a*) обусловлен тем, что на данной глубине квазизамкнутость изотерм проявляется отчетливо, в отличие от вышележащих горизонтов, где картина начинает затухать из-за интенсификации процессов в верхнем слое в декабре. Тем не менее в декабре 2021 года, в период нашей съемки в северо-западной части моря, где наблюдается глубинный апвеллинг, на спутниковых ИК снимках отчетливо просматривается

существование юго-западной области пониженных температур (рис. 2).

Свидетельством того, что подъем вод начинается от дна и распространяется до поверхностного слоя, является распределение температуры на разрезе по 134° в.д., который был, как отмечалось выше, выполнен в период 7–11 декабря 2021 г. до дна (рис. 7*a*). На рисунке над хребтом Васильковского, находящегося на линии разреза с вершиной примерно на глубине 1800 м (глубина у подошвы 3200 м) на $42^\circ 05'$ с.ш., наблюдается выраженный подъем изотерм. Такой же подъем изотерм от придонного до поверхностного слоя наблюдается над хребтом Васильковского на разрезе по 134° в.д., выполненном нами годом ранее в экспедиции НИС “Академик Опарин” (рейс № 62) 20–26 декабря 2020 г. (рис. 7*б*). В целом же структура поля температуры на разрезах

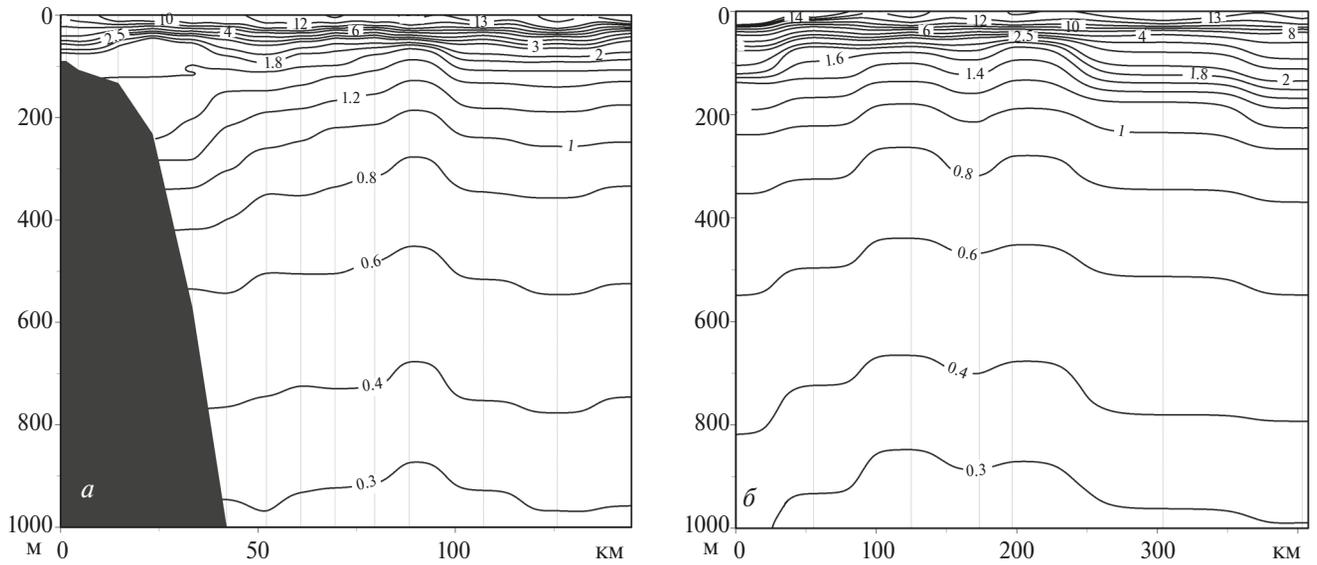


Рис. 5. Распределение потенциальной температуры на разрезе по 134° в.д. (а) и разрезе, направленном с юго-запада на северо-восток (рис. 1а) через центральную область глубинного апвеллинга (б) в октябре 2019 г. Вертикальные тонкие линии – местоположение станций.

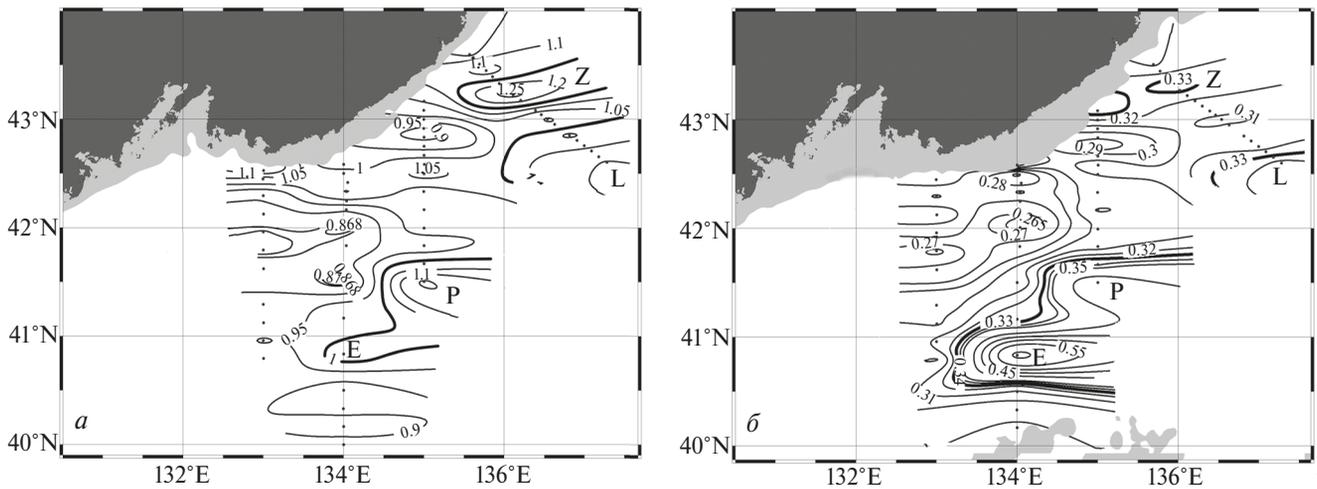


Рис. 6. Распределения потенциальной температуры на горизонтах 300 м (а) и 1000 м (б) в декабре 2021 г. Точки (·) – местоположение станций. Латинскими буквами на рисунках а и б обозначены вихревые образования.

по 134° в.д. одинакова, отличаясь, в основном, более сильной деформацией поля температуры в декабре 2021 г. за счет глубокого антициклона Е (рис. 7а, б) в южной половине разреза и двух небольших при-склоновых вихревых образований с центрами на 42°20' с.ш. и 42°30' с.ш. (рис. 7а). Заметим также, что на рис. 7а, б глубина над хребтом Васильковского на разрезах отлична от реального значения из-за дрейфа судна, затрудняющего выполнение СТД-станций точно над вершиной.

Другой примечательной особенностью глубинного апвеллинга является то, что вытянутая с юго-запада на северо-восток центральная об-

ласть подъема глубинных вод, распространяясь все дальше на северо-восток до 135.5° в.д. и отклоняясь все более в сторону побережья в направлении залива Ольги, примерно совпадает с зоной дивергенции, отмеченной ранее (Яричин, Покудов, 1982; Яричин, 1982; Юрасов, Яричин, 1991), также отклоняющейся к побережью в направлении залива Ольги, как и зона апвеллинга. Эту дивергенцию (Васильев, Макашин, 1991) по результатам диагностического расчета интегральной циркуляции связывают с подъемом вод в области циклонической завихренности. На рис. 4б, в и 6а, б структура поля температуры в виде замкнутых изотерм в районе

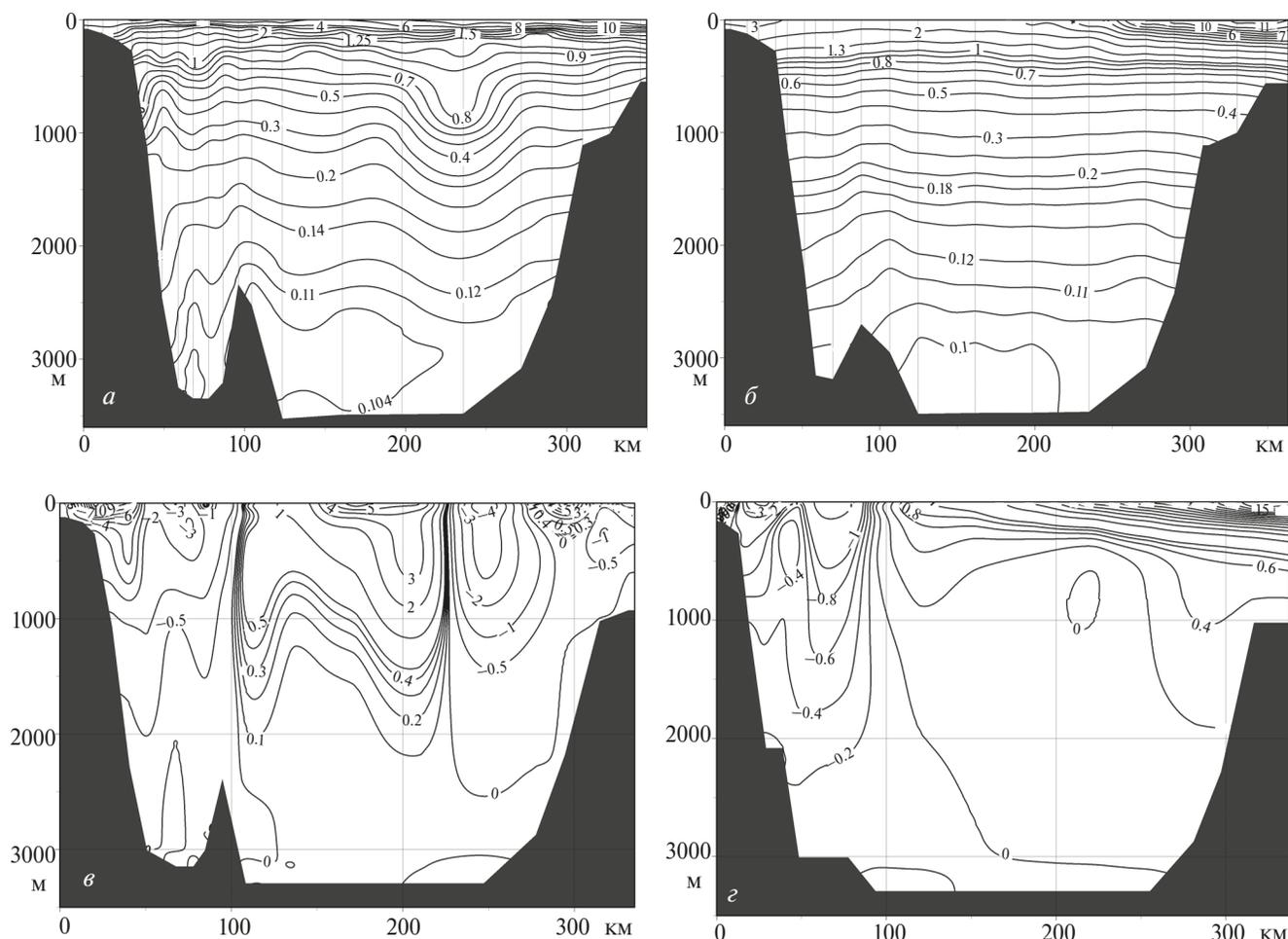


Рис. 7. Распределения потенциальной температуры (*а, б*) и зональной составляющей геострофической скорости (*в, г*) (знак плюс — поток направлен на восток, минус — на запад) на разрезах по 134° в.д. по данным экспедиций НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (7–28 декабря 2021 г., рейс № 97) — *а* и *в* соответственно и НИС “Академик Опарин” (14–29 декабря 2020 г., рейс № 62) — *б* и *г* соответственно. Вертикальные тонкие линии на рис. *а* и *б* — местоположение станций.

42° с.ш. свидетельствует не только об апвеллинге, но также о нахождении здесь циклонического круговорота. Наличие циклонической циркуляции в районе работ над подводными поднятиями дна подтверждается распределением зональных составляющих геострофической скорости на разрезах по 134° в.д. (рис. 7*в, г*). Особенностью распределения зональных составляющих геострофической скорости на разрезах является ее повышенные значения в области расположения антициклона в южной половине разреза на рис. 7*а*, что наглядно свидетельствует о роли вихрей в увеличении скорости течений в глубинном слое моря.

На рис. 7*в, г* отчетливо видно, что нулевые изотахи разделяют западный и восточный потоки в районе расположения вершины апвеллинга и хребта Васильковского. Отсюда связанный с глубинным апвеллингом циклонический круговорот, расположенный в области ЗЦК, является крупным

топографическим вихрем, сформированным, вероятно, при взаимодействии набегающего потока с положительными формами рельефа дна (Козлов, Дарницкий, 1981; Зырянов, 1995; Дарницкий, 2010) — хребтами Васильковского, Берсенева и возвышенностью Первенец. Большая часть западного прибрежного потока — Приморского течения обтекает поднятия с севера, образуя северную периферию КЦК и ее западной структуры ЗЦК. В структуре топографического вихря выделяются два небольших по размеру циклонических вихря, центры которых связаны с двумя вершинами глубинного апвеллинга на рис. 4*б, в*. Эти вершины выделяются и в распределении температур на северо-восточном разрезе на рис. 5*б*. Один вихрь формируется над хребтами Васильковского и Берсенева, второй располагается между возвышенностью Первенец и хребтом Берсенева (рис. 4*б, в* и 6*а, б*). Экспериментальное выявление топографического

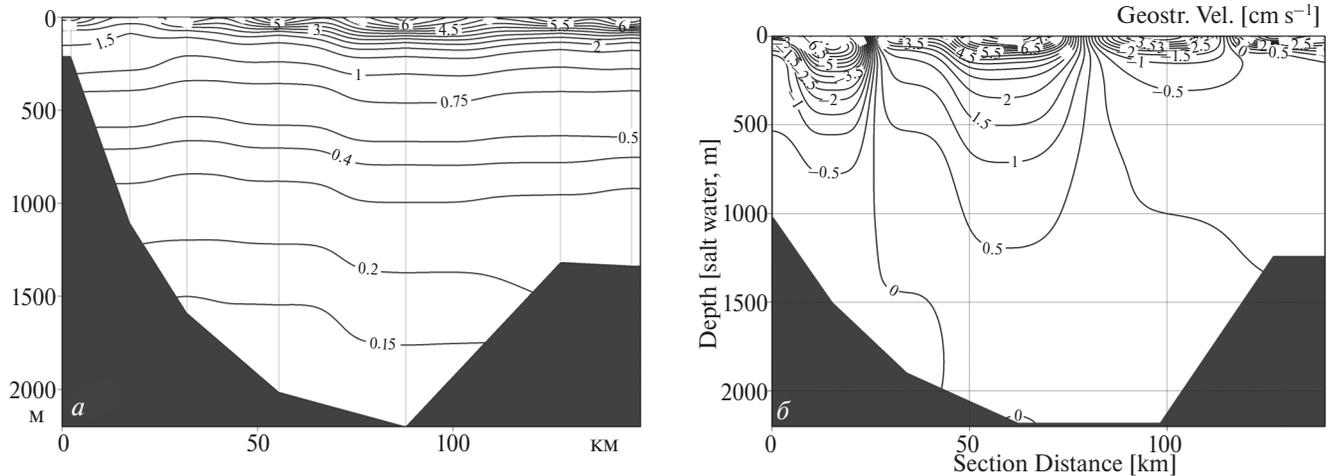


Рис. 8. Распределение потенциальной температуры (*a*) и скорости геострофических течений, перпендикулярной разрезу, выполненному 11–12 ноября 2019 г. в экспедиции НИС “Академик Опарин” (рейс № 58) в северо-восточной области пониженной температуры (*б*). Знак плюс – поток направлен на северо-восток, минус – на юго-запад. Вертикальные тонкие линии на рисунке *a* – местоположение станций. Разрез показан на спутниковом снимке от 12 ноября 2019 г. на рис. 2.

фактора в формировании циклонического круговорота и апвеллинга в западной части КЦК пришлось на осенний и зимний сезоны. На данный момент отсутствуют аналогичные исследования в весенне-летний период, что не позволяет сделать однозначные выводы о соотношении факторов циклонической завихренности и топографии в происхождении глубинного апвеллинга и сезонной изменчивости его местоположения.

Глубинный апвеллинг в северо-восточной области пониженной температуры. Как уже отмечалось в начале статьи, в северо-восточной области пониженной температуры у берегов Приморья, выделяемой на основе спутниковых снимков примерно между 43° и 46° с.ш. и 135° и 139° в.д., в поле поверхностной геострофической циркуляции (Никитин и др., 2020; Никитин и др., 2012) выявляется в области КЦК еще один малый циклонический круговорот – северный (СЦК). В ноябре 2019 г. в рейсе № 58 НИС “Академик Опарин” в этом районе был выполнен гидрологический разрез до дна (рис. 8), расположение которого показано на рис. 2 на снимке от 12 ноября 2019 г. отрезком черного цвета. Разрез перпендикулярен береговой черте и потокам у восточного побережья Приморья. На разрезе наблюдается подъем вод от дна и до поверхности, причем глубинный апвеллинг смещен на континентальный склон. Наличие циклонического круговорота в северо-восточной области пониженной температуры у берегов Приморья в ноябре 2019 г. подтверждается юго-западным у побережья и северо-восточным мористее геострофическими потоками (рис. 8б), а также наличием фронта, сформированного цусимскими теплыми

водами и водами аномальной области и опоясывающего последнюю, что отчетливо просматривается на спутниковых картах ГПМ за 12 и 28 ноября 2019 г. (рис. 2).

Роль глубинного апвеллинга и вихрей в интенсификации глубинной циркуляции. В октябре 2019 г. установленный в районе подводных поднятий дна западный циклонический круговорот (ЗЦК) с запада, юга, юго-востока и востока был окружен четырьмя вихревыми областями, в которых можно выделить пять основных антициклонических вихрей: А, С, Е, Р, L, наблюдаемых от поверхности до нижнего горизонта измерений (1000 м) (рис. 4а, б, в). Эти вихри отчетливо просматриваются на спутниковом ИК-изображении от 9 октября 2019 г. (рис. 9а). В декабре 2021 г. центральная область апвеллинга также была окружена антициклоническими вихрями, расположенными примерно в тех же местах: с юга от центральной части апвеллинга расположился вихрь Е, с юго-востока – Р и востока – L. Северо-западнее вихря L находится прибрежный вихрь Z (рис. 6а, б). Для вихрей мы используем те же обозначения, что и на схеме расположения вихрей, построенной авторами (Никитин, Юрасов, 2008) по спутниковым данным за 1988–1996 гг. (рис. 9б). В нашей работе и в статье (Никитин, Юрасов, 2008) положение одноименных вихрей (А, С, Е, Р, L) в целом совпадает, что указывает на существование определенной закономерности в расположении вихрей в виде квазиширотного вихревого пояса, окружившего область ЗЦК с мористой стороны. Назовем его малым вихревым поясом или МВП. Этот антициклонический пояс имеет небольшой “дефект” в виде залегающего между

антициклонами Р и L над хребтом Богорова циклонического топографического вихря Х (рис. 4б, в, з) (Лобанов и др., 2021). Антициклонические образования А, С, Е, Р и L в северной половине моря тесно связаны с квазимеридиональными вихревыми цепочками, которые, в свою очередь, являются достаточно устойчивыми структурными образованиями, наблюдаемыми в течение года и расположенными примерно в одних и тех же местах. Цепочки и связанные с ними теплые субтропические воды ориентируются приблизительно вдоль 131° в.д., 134° в.д. и 137° в.д., а в восточной части моря — между 42°–44° с.ш. от 139° в.д. до 135° в.д. (Никитин и др., 2002; Никитин, Юрасов, 2008; Пранц и др., 2018). В нашем случае в октябре 2019 г. цепочки сохраняли структуру и направление, как отмечено выше. Цепочка по 131° в.д., состоящая из вихрей G, D, С, В и А, была ориентирована на север, а направления цепочек по 134° в.д., включающая вихри Y2 и Е, и по 137° в.д. с вихрями N, M и P были несколько отклонены на северо-запад, но в целом согласовывались с указанными выше особенностями расположения вихревых цепочек и путей распространения субтропических вод в северную часть моря (рис. 9а). Цепочка, расположенная в северо-восточной части КЦК, состоит из вихрей L и, предположительно, S и T (рис. 9а). Район формирования этих вихрей (рис. 9б) расположен в северной части моря к северу от 43° с.ш. между 138°–140° в.д. (Никитин и Юрасов, 2008). Смещение данной цепочки в юго-западном направлении в октябре 2019 г., вероятно, связано с возникновением ветрового прибрежного апвеллинга и раз-

витиём северного циклонического круговорота (СЦК), примыкающего к побережью Приморья между 43° и 46° с.ш. (рис. 9а).

Важнейшим элементом цепочек Японского моря являются семь крупных квазистационарных антициклонических образований (Никитин, Юрасов, 2008), из которых пять (В, G, Y2, N и L) окружают западный и восточный круговороты в области КЦК (рис. 9). Причем, вихри В, G, Y2 и N, окружая КЦК с запада и юга, формируют свой квазиширотный вихревой пояс — большой вихревой пояс (БВП). На спутниковом снимке от 9 октября 2019 г. в период наших работ можно выделить квазистационарные вихри В, G, Y2, N и L (рис. 9а), расположение которых примерно совпадает с расположением вихрей на схеме (рис. 9б) авторов (Никитин и др., 2002; Никитин, Юрасов, 2008) за исключением вихря L, который сместился из района формирования приблизительно в координатах 44° с.ш. и 138° в.д. (Никитин и др., 2012) в точку с координатами 43° с.ш. и 137° в.д. Квазистационарные вихри являются источником струйных выбросов или промежуточным звеном для вовлечения струй с дальнейшей передачей вторгшихся субтропических вод другим вихрям цепочки, расположенных севернее, которые имеют меньший диаметр и продолжительность жизни, но по вертикали распространяются практически до дна (Лобанов и др., 2007; Никитин, Юрасов, 2008). По северной периферии квазистационарных вихрей, образующих БВП, проходит субарктический фронт (Никитин и др., 2012). Причем фронтальная

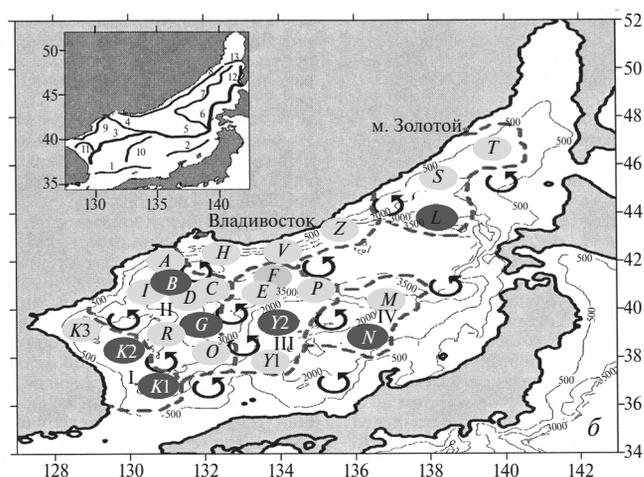
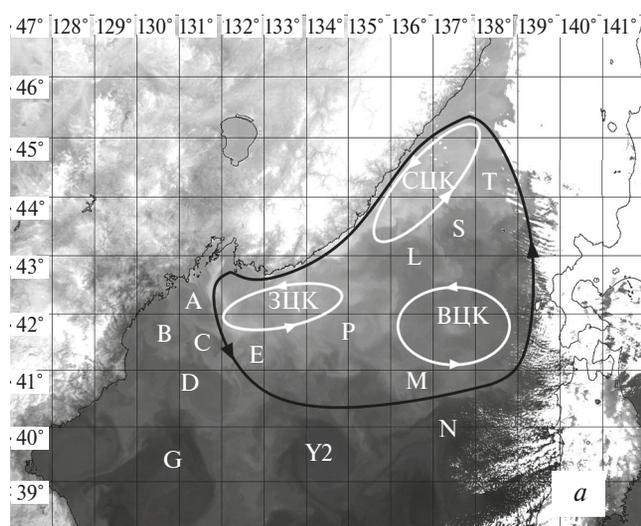


Рис. 9. а — изображение северной половины Японского моря в ИК-диапазоне со спутника NOAA за 9 октября 2019 г. Латинскими буквами на рисунке обозначены антициклонические вихревые образования; черной линией оконтурена область КЦК; белыми линиями — циклонические круговороты: западный (ЗЦК), восточный (ВЦК) и северный (СЦК). б — рисунок из (Никитин, Юрасов, 2008). Латинскими буквами на рисунке обозначены антициклоны, установленные по спутниковым данным за 1988–1996 гг. Затемненными кружками обозначены квазистационарные антициклоны. На вставке — обобщенная схема поверхностных термических фронтов в Японском море.

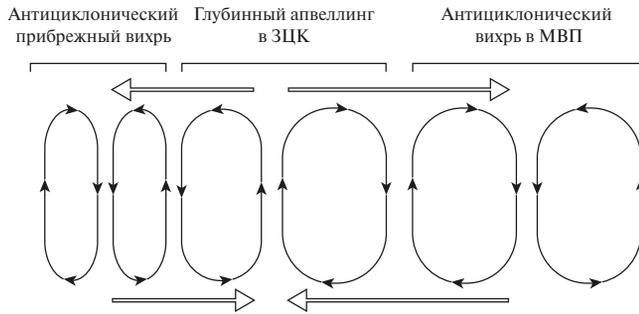


Рис. 10. Упрощенная схема вертикальной циркуляции на разрезе по 134° в.д. в декабре 2021 г.

субарктическая зона с севера формируется из вод КЦК, а с южной стороны из субтропических вод БВП. Аналогичным образом МВП взаимодействует с ЗЦК, формируя свой фронт (рис. 4а, б, в). Взаимодействие осуществляется однонаправленными потоками южной периферии ЗЦК и северной периферии вихрей МВП. По северной периферии вихрей L, S и T, образующих еще один малый вихревой пояс, проходит фронт, разделяющий воды СЦК и воды указанных вихрей. В работе (Никитин и др., 2012) на данном фронте в ноябре 2003 г. наблюдались максимальные геострафические скорости. Такая же картина наблюдалась и по расчетам для мая 2013 г. (Никитин и др., 2020). Выявленный в 90-е годы посредством буев ВЦК (Данченков и др., 2005) на снимке от 9 октября 2019 г. окружен с трех сторон вихрями (N, M, P, L и S), периферии которых однонаправленными потоками с водами круговорота формируют также локальную зону фронта. Таким образом, вихревые пояса и циклонические круговороты неразрывно связаны и взаимодействуют однонаправленными потоками.

В декабре-феврале в субарктической зоне моря в верхнем слое наблюдается интенсификация КЦК (Takematsu et al., 1999a; Kang et al., 2000; Трусенкова и др., 2007; Таранова и др., 2018) и, соответственно, входящих в него круговоротов, что обуславливается положительными значениями завихренности касательного напряжения ветра и усилением ветров северных румбов от осени к зиме. Усиление циклонических круговоротов приводит к интенсификации апвеллингов, связанных с круговоротами, в верхнем слое. В тоже время тесное взаимодействие круговоротов и вихревых поясов должно сказаться и на динамике входящих в пояса вихрей. В рамках гипотезы о вихревой природе интенсификации глубинной циркуляции (Hogan, Hurlburt, 2000) в северной половине моря в зимний период возможная интенсификация вихрей — это только часть механизма увеличения скорости глубинных вод от октября к марту. Интенсификация круговоротов в зимний период, приводя к усилению апвел-

лингов в верхнем слое, также усиливает вертикальную и поперечную горизонтальную циркуляцию, в частности, в ЗЦК. На рис. 10 представлена упрощенная схема вертикальной циркуляции на разрезе по 134° в.д. в декабре 2021 г., построенная на основе распределения температуры на рис. 7а. Структура вертикальной циркуляции на разрезе, пересекающем ЗЦК и антициклонический вихрь МВП с юга, а также небольшой антициклонический вихрь между побережьем и ЗЦК с севера, представляет собой совокупность циркуляционных ячеек. Ячейки охватывают всю водную толщу разнонаправленной вертикальной и поперечной горизонтальной циркуляцией, формирующей в верхнем слое ЗЦК и антициклонических вихрей, соответственно, зоны дивергенции и конвергенции вод, а в нижнем слое, соответственно, зоны конвергенции и дивергенции. На рис. 10 видно, что усиление апвеллинга в верхнем слое будет усиливать конвергенцию вод в нижнем слое, увеличивая скорость течения. Это усиление с мористой стороны от ЗЦК осуществляется через антициклонический вихрь, который, распространяясь до дна, деформирует придонный конвективный слой и область апвеллинга в поле температуры (рис. 7а). С компенсационным вихревым потоком энергии и массы воды из верхних слоев в глубинные в условиях усиливающегося от осени к зиме глубинного апвеллинга связан, вероятно, наибольший вклад в интенсификацию глубинной циркуляции в районе Японской котловины в зимний период. Характер же интенсификации монотонное увеличение средней скорости глубинных вод от минимума в октябре до максимума в марте (Choi, Yoon, 2010) определяется, вероятно, особенностью развития вертикальной и поперечной горизонтальной циркуляции, которое происходит постепенно по мере накачки вихревой энергии и компенсационного потока вышележащих вод в глубинные слои в течение всего зимнего периода в условиях идущего усиления северо-западных ветров к февралю-марту до смены зимнего муссона на летний.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковые ИК-изображения, гидрологические съемки и измерения на мониторинговой донной станции в прибрежной зоне южного Приморья позволили выявить и рассмотреть малоизученные особенности структуры и динамики вод в северной половине Японского моря в осенне-зимние периоды 2019-2021 г. Одной из таких особенностей является ежегодное образование в осенне-зимний период в КЦК двух аномальных термических областей. Данное явление наблюдается после смены летнего муссона на зимний и возникновении осеннего ветрового прибрежного апвеллинга. Расположение

данных термических структур совпадает с расположением западного (ЗЦК) и северного (СЦК) циклонических круговоротов, неразрывно связанных с глубинным апвеллингом. Глубинный апвеллинг в северо-западной части Японского моря распространяется от дна до поверхностного слоя, фокусируясь вдоль осевой линии, проходящей через возвышенность Первенец и хребты Берсенева и Васильковского в районе 42° с.ш. между 132° в.д. и 135.5° в.д. Область подъема, распространяясь в направлении побережья к заливу Ольги, примерно совпадает с зоной дивергенции в западной части крупномасштабного циклонического круговорота (КЦК) — акватории, где располагается малый западный циклонический круговорот (ЗЦК). Связанный с глубоководным апвеллингом ЗЦК является крупным топографическим вихрем, сформированным, вероятно, при взаимодействии Приморского течения с положительными формами рельефа дна — хребтами Васильковского, Берсенева и возвышенностью Первенец.

Глубоководный разрез, выполненный в северо-восточной области пониженной температуры, где также наблюдается СЦК, показал, что глубоководный апвеллинг в этой части КЦК смещен на континентальный склон.

В осенне-зимний период КЦК и входящие в него малые циклонические круговороты ЗЦК, ВЦК и СЦК окружены большим и малыми вихревыми поясами (БВП и МВП), сформированными квазимеридиональными вихревыми цепочками. Круговороты и пояса неразрывно связаны и на перифериях образуют фронтальные зоны, в которых они взаимодействуют однонаправленными потоками. Предполагается в рамках гипотезы о вихревой природе интенсификации глубинной циркуляции (Hogan, Hurlburt, 2000), что взаимодействие вихревых поясов с циклоническими круговоротами приводит в зимний период к усилению глубинной циркуляции. Особенность изменчивости скорости глубинных вод — увеличение от октября к марту, вероятно, обусловлено характером развития вертикальной и поперечной горизонтальной циркуляции в системе циклонические круговороты — вихревые пояса в результате интенсификации глубинного апвеллинга при усилении ветров северных румбов в зимний период.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнялась в рамках госбюджетной темы НИР ТОИ ДВО РАН на 2023 г. по теме “Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов”, рег. номер 121021700346-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрин А.И., Александрина М.Г.* Мониторинг термических структур поверхности океана по данным ИК-канала спутников NOAA на примере Прикурильского района Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. М.: Азбука -2000, 2006. Т. 2. Вып. 3. С. 9–15.
- Баталин А.М.* Плотность // Гидрологический справочник морей СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1958. Т. 8. Вып. 2. С. 244–263.
- Ванин Н.С.* Аномальные термические условия северо-западной части Японского моря осенью 2003 г. // Изв. ТИНРО. 2004. Т. 138. С. 345–354.
- Васильев А.С., Макашин В.П.* Вентиляция вод Японского моря в зимний период // Метеорол. и гидрол. 1991. № 2. С. 71–79.
- Гончаренко И.А., Федеряков В.Г., Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И.* Тематическая обработка данных AVHRR на примере изучения прибрежного апвеллинга // Исслед. Земли из космоса. 1993. № 2. С. 97–108.
- Данченков М.А., Райзер С.С., Юн Д.-Х.* Глубинные течения центральной части Японского моря // Подвод. технолог. и мир океана. 2005. № 3. С. 58–63.
- Дарницкий В.Б.* Океанологические процессы вблизи подводных гор и хребтов открытого океана. Владивосток: ТИНРО-Центр. 2010. 199 с.
- Жабин И.А., Грамм-Осипова О.Л., Юрасов Г.И.* Ветровой апвеллинг у северо-западного побережья Японского моря // Метеорол. и гидрол. 1993. № 10. С. 82–86.
- Зырянов В.Н.* Топографические вихри в динамике морских течений. М.: ИВП РАН. 1995. 240 с.
- Истошин Ю.В.* Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза // Тр. океанографической комиссии АН СССР. 1960. Т. 7. С. 52–97.
- Козлов В.Ф., Дарницкий В.Б.* Топографический циклогенез в океане // Тр. ДВНИИ. 1981. Вып. 83. С. 85–100.
- Леонов А.К.* Водные массы Японского моря // Метеорол. и гидрол. 1948. № 6. С. 61–78.
- Леонов А.К.* Японское море. Региональная океанография. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат. 1960. С. 291–463.
- Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко П.Я., Талли Л.Д.* Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн.1. Океанологические исследования / Гл. ред. В.А. Акуличев. М.: Наука. 2007. С. 450–473.
- Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Навроцкий В.В., Воронин А.А., Горин И.И., Павлова Е.П.* Инструментальные наблюдения каскадинга на склоне залива Петра Великого Японского моря // Труды конференции: “Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2019)”. Том 1. М.: ИО РАН, 2019. С. 104–108.
- Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Шлык Н.В., Воронин А.А., Горин И.И., Цой В., Горячев В.А., Крайников Г.А., Зверев С.А., Рудых Я.Н., Марьина Е.Н., Прушковская И.А., Лукьянова Н.Б., Теличко А.С.* Синоптическая динамика вод северо-западной части Японского моря в осенний период (по результатам 57-го рейса НИС “Академик Опарин”) // Физика геосфер. Двенадцатый Всероссийский симпозиум, 6–10 сентября 2021 г. Владивосток, Россия, 2021. С. 71–73. Электронный ресурс. Режим доступа: <https://www.poi.dvo.ru/conf/phg2021>.

- Методические указания по комплексному использованию спутниковой информации для изучения морей // Л.: Гидрометеоздат, 1987. 144 с.
- Мокиевская В.В. Химическая характеристика водных масс // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Отв. ред. В.Н. Степанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 122–131.
- Никитин А.А., Лобанов В.Б., Данченков М.А. Возможные пути переноса теплых субтропических вод в район Дальневосточного морского заповедника // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 41–53.
- Никитин А.А., Юрасов Г.И. Синоптические вихри Японского моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2008. № 5. С. 42–57.
- Никитин А.А., Данченков М.А., Лобанов В.Б., Юрасов Г.И. Новая схема поверхностной циркуляции Японского моря с учетом синоптических вихрей // Изв. ТИНРО. 2009 г. Т. 157. С. 158–167.
- Никитин А.А., Юрасов Г.И., Ванин Н.С. Спутниковые наблюдения синоптических вихрей и геострафическая циркуляция вод Японского моря // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 28–40.
- Никитин А.А., Юрасов Г.И. Поверхностные термические фронты в Японском море // Изв. ТИНРО. 2017 г. Т. 148. С. 170–192.
- 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.
- Панфилова С.Г. Температура вод // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Отв. ред. В.Н. Степанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961 С. 155–169.
- Покудов В.В., Манько А.Н., Хлусов А.Н. Особенности гидрологического режима вод Японского моря в зимний период // Тр. ДВНИГМИ. 1976. Вып. 60. С. 74–115.
- Покудов В.В., Тунеголовец В.П. Новая схема течений Японского моря для зимнего периода // Тр. ДВНИИ. 1975. Вып. 50. С. 24–32.
- Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В. Лагранжев анализ путей переноса субтропических вод к берегам Приморья // ДАН. 2018. Т. 481. № 6. С. 666–670.
- Рекомендации по использованию спутниковых ИК снимков в океанологических исследованиях // Владивосток. ТИНРО. 1984. 43 с.
- Сергеев А.Ф., Матвеев В.И., Лобанов В.Б., Горин И.И., Котенко Б.М., Стариков А.Г. Изменчивость придонной температуры воды в прибрежной зоне Приморья в 2003–2007 гг. // Тез. докл. третьей Межд. науч.-практ. конф. “Морские прибрежные экосистемы. Водоросли, беспозвоночные и продукты их переработки”. Владивосток. ТИНРО-Центр. 2008. С. 207–208.
- Степанов В.Н. Общая характеристика гидрологии Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Отв. ред. В.Н. Степанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961 С. 102–107.
- Таранова С.Н., Юрасов Г.И., Жабин И.А. Сезонная изменчивость поверхностной циркуляции вод северной части Японского моря по данным дрейфующих буев // Изв. ТИНРО. 2018. Т. 192. С. 177–183.
- Трусенкова О.О. Сезонные и межгодовые изменения циркуляции вод Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн.1. Океанологические исследования / Гл. ред. В.А. Акулиничев. М.: Наука. 2007. С. 280–306.
- Трусенкова О.О. Моделирование глубинных течений Японского моря: взаимосвязь с течениями в пикноклине // Изв. ТИНРО. 2018 г. Т. 192. С. 184–201.
- Трусенкова О.О., Станичный С.В., Ратнер Ю.Б. Основные моды изменчивости и типовые поля ветра над Японским морем и прилегающими районами суши // Изв. РАН. ФАО. 2007. Т. 43. № 5. С. 688–703.
- Юрасов Г.И. Особенности структуры и динамики вод северной части Японского моря. Тихоокеан. Океанол. Ин-т ДВНЦ АН СССР. Владивосток. 1995. 28 с. Деп. ВИНТИ 27.01.95. № 468-В95.
- Юрасов Г.И., Ванин Н.С., Рудых Н.И. Климатические характеристики течений Японского моря по данным расчетов динамическим методом // Изв. ТИНРО. 2011. Т. 164. С. 340–347.
- Юрасов Г.И., Яричин В.Г. Течения Японского моря. Владивосток. Изд-во ДВО АН СССР. 1991. 174 с.
- Яричин В.Г. Некоторые особенности горизонтального движения вод в Японском море к северу от 40° с.ш. // Тр. ДВНИИ. 1982. Вып. 96. С. 111–121.
- Яричин В.Г., Покудов В.В. Формирование структурных особенностей гидрофизических полей и течений в северной глубоководной части Японского моря // Тр. ДВНИИ. 1982. Вып. 96. С. 86–95.
- Choi Y.J., Yoon J.-H. Structure and seasonal variability of the deep mean circulation of the East Sea (Sea of Japan) // J. Oceanogr. 2010. V. 66. Is. 3. P. 349–361.
- Hogan P.J., Hurlburt H.E. Impact of upper ocean–topographical coupling and isopycnal out-cropping in Japan/East Sea models with 1/8° to 1/64° resolution // J. Phys. Oceanogr. 2000. V. 30. № 10. P. 2535–2561.
- Kang S.K., Seung Y.H., Park J.J., Park J.-H., Lee J.H., Kim E.J., Kim Y.H., Suk M.-S. Seasonal variability in middepth gyral circulation patterns in the central East/Japan Sea as revealed by long-term Argo data // J. Phys. Oceanogr. 2000. V. 46. P. 937–946. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0157.1
- Senjyu T, Shin H.-R., Yoon J.-H., Nagano Z., An H.-S., Byun S.-K., Lee C.-K. Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements // Deep Sea Res. II. 2005. V. 52. No. 11–13. P.1726–1741.
- Schlitzer R. Ocean Data View. 2019. Электронный ресурс. Режим доступа: <https://odv.awi.de>.
- Takematsu M., Nagano Z., Ostrovskii A.G., Kim K., Volkov Y. Direct Measurements of Deep Currents in the Northern Japan Sea // Journal of Oceanography. 1999. V. 55. No. 2. P. 207–216.
- Takematsu M., Ostrovskii A.G., Nagano Z. Observations of Eddies in the Japan Basin Interior // Journal of Oceanography. 1999. V. 55. No. 2. P. 237–246.
- Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., Riser S. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. No. 4. P. 1–4. DOI: 10.1029/20002GL016451.
- Talley L. D., Tishchenko P., Luchin V., Nedashkovskiy A., Sagalaev S., Kang D.-J., Warner M. and Min D.-H. Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999: Supplementary material // Progress in Oceanography. 2004. V. 61. Is. 2–4. P. 277–348. DOI:10.1016/j.pcean.2004.06.011.
- Yoon J.-H., Abe K., Ogata T., Wakamatsu Y. The effects of wind-stress curl on the Japan/East Sea Circulation // Deep Sea Res. II. 2005. V. 52. No. 11–13. P. 1827–1844.

Features of the Structure and Dynamics of Water in the Northern Half of the Sea of Japan in Autumn-Winter Period According to Satellite Data and Ship Observation

A. F. Sergeev¹, V. B. Lobanov¹, V. A. Goryachev¹, N. V. Shlyk¹, E. N. Maryina¹, N. B. Lukyanova¹,
I. I. Gorin¹, V. Tsoy¹, S. A. Zverev¹, A. Yu. Yurtsev², I. A. Prushkovskaya¹, S. Yu. Ladychenko¹

¹*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia*

²*National Operator of Research Fleet, Vladivostok, Russia*

The results of studies of the structure and dynamics of water in the zone of a large-scale cyclonic gyre in the northern half of the Sea of Japan are presented, where satellite IR images annually in the autumn-winter period most clearly show two areas of low temperatures, separated by the influx of warm Tsushima waters from Japan. The location of these thermal structures coincides with the location of the western and northern cyclonic gyres, which are inextricably linked with deep upwelling. During the autumn-winter periods 2019–2021 it has been established that deep upwelling in the northwestern part of the Sea of Japan extends from the bottom to the surface layer, focusing along the axial line passing through the Pervenets Rise and the Bersenev and Vasilkovsky ridges in the area of 42° N. between 132° E and 135.5° E. The western cyclonic gyre, located in the western part of the large-scale cyclonic gyre in the region of the considered deep upwelling, is a large topographic eddy. In the northern part of the large-scale cyclonic gyre, deep upwelling is confined to the continental clone, and the small northern cyclonic gyre is also located there. It is assumed that in the autumn-winter period the interaction of anticyclones that form vortex belts with cyclonic gyres leads to an increase in deep circulation. The peculiarity of the variability of the speed of deep currents - an increase from October to March, is probably due to the nature of the development of vertical and transverse horizontal circulation in the system of cyclonic gyres - vortex belts as a result of the intensification of deep upwelling with increased winds from the northern directions in winter.

Keywords: infrared satellite images, anomalous thermal regions, upwelling, cyclonic gyres, topographic eddy, anticyclonic eddies, vertical and transverse horizontal circulation

REFERENCES

- Aleksanin A.I., Aleksanina M.G.* Monitoring termicheskikh struktur poverhnosti okeana po dannym IK-kanala sputnikov NOAA na primere Prikuril'skogo rayona Tihogo okeana // *Sovremennye problem dstantsyonnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. Fizicheskiye osnovy, metody i tehnologii monitoringa okruzhayushey sredy, potentsial'no opasnykh yavleniy i ob'ektov.* M.: Azbuka-2000, 2006. T. 2. Vyp. 3. P. 9–15.
- Batalin A.M.* Plotnost' [Density] // *Gidrologicheskii spravochnik morey SSSR.* L.: Gidrometeoizdat, 1958. T. 8. Vyp. 2. P. 244–263. (In Russian).
- Choi Y.J., Yoon J.-H.* Structure and seasonal variability of the deep mean circulation of the East Sea (Sea of Japan) // *J. Oceanogr.* 2010. V. 66. Is. 3. P. 349–361.
- Danchenkov M.A., Riser S.C., Yoon J.-H.* Glubinnyye techeniya tsentralnoy chasti Yaponskogo morya [Deep currents of the Central Sea of Japan] // *Podvodnyye tekhnologii i mir okeana.* 2005. № 3. P. 58–63. (In Russian).
- Darnitskiy V.B.* Okeanologicheskie protsesy vblizi podvodnykh gor i khrebtov otkrytogo okeana [Oceanological processes near seamounts and open ocean ridges] // *Vladivostok: TINRO-Center.* 2010. 199 p. (In Russian).
- Goncharenko I.A., Federyakov V.G., Lazaryuk A.Yu., Ponomarev V.I.* Tematicheskaya obrabotka dannykh AVHRR na primere izucheniya pribrezhnogo apvellinga [Thematic processing of AVHRR data using the example of studying coastal upwelling] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa.* 1993. № 2. P. 97–108. (In Russian).
- Hogan P.J., Hurlburt H.E.* Impact of upper ocean–topographic coupling and isopycnal out-cropping in Japan/East Sea models with 1/8° to 1/64° resolution // *J. Phys. Oceanogr.* 2000. V. 30. № 10. P. 2535–2561.
- Istoshin Yu.V.* Temperatura vody Yaponskogo morya i vozmozhnost' ee prognoza [Temperature of the water of the Sea of Japan and the possibility of its forecast] // *Trudy okeanograficheskoy komissii AN SSSR.* 1960. T. 7. P. 52–97. (In Russian).
- Kang S.K., Seung Y.H., Park J.J., Park J.-H., Lee J.H., Kim E.J., Kim Y.H., Suk M.-S.* Seasonal variability in mid-depth gyral circulation patterns in the central East/Japan Sea as revealed by long-term Argo data // *J. Phys. Oceanogr.* 2000. V. 46. P. 937–946. DOI: 10.1175/JPO-D-15-0157.1.
- Kozlov V.F., Darnitskiy V.B.* Topograficheskii tsyklogenez v okeane [Topographic cyclogenesis in the ocean] // *Trudy DVNII.* 1981. Vyp. 83. P. 85–100. (In Russian).
- Leonov A.K.* Vodnyye massy Yaponskogo morya [Water masses of the Sea of Japan] // *Meteorologiya i gidrologiya.* 1948. № 6. P. 61–78. (In Russian).
- Leonov A.K.* Yaponskoye more [The Japan Sea] // *Regional'naya oceanografiya. Chast' 1.* L.: Gidrometeoizdat. 1960. P. 291–463. (In Russian).
- Lobanov V.B., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Tischenko P.Ya., Tully L.D.* Struktura i dinamika sinopticheskikh vikhrey severnoy chasti Yaponskogo morya [Structure and dynamics of synoptic eddies in the northern part of the Sea of Japan] // *Dal'nevostochnyye morya Rossii. Kn. 1. Okeanologicheskiye issledovaniya / Gl. red. V.A. Akulichev.* M.: Nauka. 2007. P. 450–473. (In Russian).
- Lobanov V.B., Sergeev A.F., Navrotsky V.V., Voronin A.A., Gorin I.I., Pavlova E.P.* Instrumental'nyye nablyudeniya kas-

- kadinga na sklone zaliva Petra Velikogo Yaponskogo morya [Instrumental observations of cascading on the slope of Peter the Great Bay, Sea of Japan] // Trudy konferentsii: "Sovremennyye metody i sredstva okeanologicheskikh issledovaniy (MCOI-2019)". T. 1. M.: IO RAN, 2019. P. 104–108. (In Russian).
- Lobanov V.B., Sergeev A.F., Shlyk N.V., Voronin A.A., Gorin I.I., Tsoy V., Goryachev V.A., Kravnikov G.A., Zverev S.A., Rudykh Ya.N., Mar'ina E.N., Prushkovskaya I.A., Luk'yanova N.B., Telichko A.S.* Sinopticheskaya dinamika vod severo-zapadnoy chasti Yaponskogo morya v osennyi period (po rezul'tatam 57-go reysa NIS "Akademik Oparin" [Synoptic dynamics of the waters of the northwestern part of the Sea of Japan in the autumn period (based on the results of the 57th cruise of the R/V "Akademik Oparin"] // Fizika geosfer. Dvennadtsatyy Vserossiyskiy simpozium, 6–10 sentyabrya 2021 g. Vladivostok, Rossiya, 2021. P. 71–73. (In Russian). Elektronnyy resurs. Rezhim dostupa: <https://www.poi.dvo.ru/conf/phg2021>.
- Metodicheskiye ukazaniya po kompleksnomu ispol'zovaniyu sputnikovoy informatsii dlya izucheniya morey // L.: Gidrometeoizdat. 1987. 144 p.
- Mokievskaya V.V.* Khimicheskaya kharakteristika vodnykh mass [Chemical characteristics of water masses] // Osnovnyye cherty geologii i gidrologii Yaponskogo morya / Otv. red. V.N. Stepanov. M.: Izd-vo AN SSSR. 1961. P. 122–131. (In Russian).
- Nikitin A.A., Lobanov V.B., Danchenkov M.A.* Vozmozhnyye puti perenosa teplykh subtropicheskikh vod v rayon Dal'nevostochnogo morskogo zapovednika [Possible ways of transfer of warm subtropical waters to the region of the Far Eastern Marine Reserve] // Izvestiya TINRO. 2002. T. 131. P. 41–53. (In Russian).
- Nikitin A.A., Yurasov G.I.* Sinopticheskiye vikhri Yaponskogo morya po sputnikovym dannym [Synoptic eddies of Japan Sea based on the satellite data] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2008. № 5. P. 42–57. (In Russian).
- Nikitin A.A., Danchenkov M.A., Lobanov V.B., Yurasov G.I.* Novaya shema poverhnostnoy tsirkulyatsii Yaponskogo morya s uchetom sinopticheskikh vikhrey // Izvestiya TINRO. 2009. T. 157. P. 158–167. (In Russian).
- Nikitin A.A., Yurasov G.I., Vanin N.S.* Sputnikovyye nablyudeniya sinopticheskikh vikhrey i geostraficheskaya tsirkulyatsiya vod Yaponskogo morya [Satellite observations of synoptic eddies and geostrophic circulation of waters of the Japan Sea] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2012. № 2. P. 28–40. (In Russian).
- Nikitin A.A., Yurasov G.I.* Poverhnostnye termicheskiye fronty v Yaponskom more // Izvestiya TINRO. 2017. T. 148. P. 170–192. (In Russian).
- Nikitin A.A., Dyakov B.S., Kapshiter A.V.* Primorskoye techeniye na standartnykh razrezakh i sputnikovyykh izobrazheniyakh Yaponskogo morya [Primorsky current on standard sections and satellite images of the Sea of Japan] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2020. № 1. P. 31–43. (In Russian).
- Panfilova S.G.* Temperatura vod [Water temperature] // Osnovnyye cherty geologii i gidrologii Yaponskogo morya / Otv. red. V.N. Stepanov. M.: Izd-vo AN SSSR. 1961. P. 155–169. (In Russian).
- Pokudov V.V., Man'ko A.N., Khlusov A.N.* Osobennosti gidrologicheskogo rezhima vod Yaponskogo morya v zimniy period [Features of the hydrological regime of the waters of the Sea of Japan in winter] // Trudy DVNIGMI. 1976. Vyp. 60. P. 74–115. (In Russian).
- Pokudov V.V., Tunegolovets V.P.* Novaya skhema techeniy Yaponskogo morya dlya zimnego perioda [New scheme of currents in the Sea of Japan for the winter period] // Trudy DVNII. 1975. Vyp. 50. P. 24–32. (In Russian).
- Prants S.V., Uleysky M.Yu., Budyansky M.V.* Lagranzhev analiz putey perenosa subtropicheskikh vod k beregam Primor'ya [Lagrangian analysis of the transport pathways of subtropical waters to the shores of Primorye] // DAN. 2018. T. 481. № 6. P. 666–670. (In Russian).
- Rekomendatsii po ispol'zovaniyu sputnikovyykh IK snimkov v okeanologicheskikh issledovaniyakh // Vladivostok. TINRO. 1984. 43 p.
- Senjyu T., Shin H.-R., Yoon J.-H., Nagano Z., An H.-S., Byun S.-K., Lee C.-K.* Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements // Deep Sea Res. II. 2005. V. 52. No. 11–13. P. 1726–1741.
- Sergeev A.F., Matveev V.I., Lobanov V.B., Gorin I.I., Kotenko B.M., Starikov A.G.* Izmenchivost' pridonnoy temperatury vody v pribrezhnoy zone Primor'ya v 2003–2007 gg. // Tezisy dokladov Tret'ey Mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii "Morskiye pribrezhnye ekosistemy. Vodorosli, bespozvonochye i produkty ih pererabotki". Vladivostok. TINRO-Tsentr. 2008. P. 207–208.
- Schlitzer R.* Ocean Data View. 2019. Электронный ресурс. Режим доступа: <https://odv.awi.de>.
- Stepanov V.N.* Obschaya kharakteristika gidrologii Yaponskogo morya [General characteristics of the hydrology of the Sea of Japan] // Osnovnyye cherty geologii i gidrologii Yaponskogo morya / Otv. red. V.N. Stepanov. M.: Izd-vo AN SSSR. 1961. P. 102–107. (In Russian).
- Takematsu M., Nagano Z., Ostrovskii A.G., Kim K., Volkov Y.* Direct Measurements of Deep Currents in the Northern Japan Sea // Journal of Oceanography. 1999. V. 55. No. 2. P. 207–216.
- Takematsu M., Ostrovskii A.G., Nagano Z.* Observations of Eddies in the Japan Basin Interior // Journal of Oceanography. 1999. V. 55. No. 2. P. 237–246.
- Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., Riser S.* Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // Geophys. Res. Lett. 2003. Vol. 30. No. 4. P. 1–4. DOI: 10.1029/20002GL016451.
- Talley L.D., Tishchenko P., Luchin V., Nedashkovskiy A., Saga-laev S., Kang D.-J., Warner M. and Min D.-H.* Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999: Supplementary material // Progress in Oceanography. 2004. V. 61. Is. 2–4. P. 277–348. DOI:10.1016/j.poccean.2004.06.011.
- Taranova S.N., Yurasov G.I., Zhabin I.A.* Sezonnaya izmenchivost' poverkhnostnoy tsirkulyatsii vod severnoy chasti Yaponskogo morya po dannym dreyfuyuschikh buyev [Seasonal variability of surface water circulation in the northern part of the Sea of Japan according to drifting buoy data] // Izvestiya TINRO. 2018. T. 192. P. 177–183. (In Russian).
- Trusenkova O.O.* Sezonnyye i mezhgodovyye izmeneniya tsirkulyatsii vod Yaponskogo morya [Seasonal and interannual changes in water circulation in the Sea of Japan] // Dal'nevostochnyye morya Rossii. Kn. 1. Okeanologicheskkiye issledovaniya / Gl. red. V.A. Akulichev. M.: Nauka. 2007. P. 280–306. (In Russian).

- Trusenkova O.O.* Modelirovaniye glubinnykh techeniy Yaponskogo morya: vzaimosvyaz' s techeniyami v piknokline [Modeling of deep currents in the Sea of Japan: relationship with currents in the pycnocline] // *Izvestiya TINRO*. 2018. T. 192. P. 184–201. (In Russian).
- Trusenkova O.O., Stanichnyy S.V., Ratner Yu.B.* Osnovnye mody izmenchivosti i tipovye polya vetra nad Yaponskim morem i prilgayuschimi rayonami sushy [Main modes of variability and typical wind fields over the Sea of Japan and adjacent land areas] // *Izvestiya RAS. FAO*. 2007. T. 43. № 5. P. 688–703. (In Russian).
- Vanin N.S.* Anomal'nye termicheskie usloviya severo-zapadnoy chasti Yaponskogo morya osen'yu 2003 g. [Anomalous thermal conditions in the northwestern part of the Sea of Japan in the fall of 2003] // *Izvestiya TINRO*. 2004. T. 138. P. 345–354. (In Russian).
- Vasil'ev A.S., Makashin V.P.* Ventilyatsiya vod Yaponskogo morya v zimniy period [Ventilation of waters of the Sea of Japan in winter] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 1991. № 2. P. 71–79. (In Russian).
- Yarichin V.G.* Nekotoryye osobennosti gorizontal'nogo dvizheniya vod v Yaponskom more k severu ot 40° s. sh. [Some features of horizontal water movement in the Sea of Japan north of 40° N] // *Trudy DVNII*. 1982. Vyp. 96. P. 111–121. (In Russian).
- Yarichin V.G., Pokudov V.V.* Formirovaniye strukturnykh osobennostey gidrofizicheskikh poley i techeniy v severnoy glubokovodnoy chasti Yaponskogo morya [Formation of structural features hydrophysical fields and currents in the northern deep-water part of the Sea of Japan] // *Trudy DVNII*. 1982. Vyp. 96. P. 86–95. (In Russian).
- Yoon J.-H., Abe K., Ogata T., Wakamatsu Y.* The effects of wind-stress curl on the Japan/East Sea Circulation // *Deep Sea Res. II*. 2005. V. 52. No. 11–13. P. 1827–1844.
- Yurasov G.I., Yarichin V.G.* Techeniya Yaponskogo morya [Currents of the Sea of Japan] // *Vladivostok. Izd-vo DVO AN SSSR*. 1991. 174 p. (In Russian).
- Yurasov G.I.* Osobennosti struktury i dinamiki vod severnoy chasti Yaponskogo morya [Features of the structure and dynamics of waters in the northern part of the Sea of Japan] // *Tikhookeanskiy okeanologicheskiy institut DVNTS AN SSSR. Vladivostok*. 1995. 28 p. Dep. VINITI 01/27/95. № 468-B95 (In Russian).
- Yurasov G.I., Vanin N.S., Rudykh N.I.* Klimaticheskiye kharakteristiki techeniy Yaponskogo morya po dannym raschetov dinamicheskim metodom [Climatic characteristics of currents in the Sea of Japan according to calculations using the dynamic method] // *Izvestiya TINRO*. 2011. T. 164. P. 340–347. (In Russian).
- Zhabin I.A., Gramm-Osipova O.L., Yurasov G.I.* Vetrovoy apvelling u severo-zapadnogo poberezh'ya Yaponskogo morya [Wind upwelling off the northwestern coast of the Sea of Japan] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 1993. № 10. P. 82–86. (In Russian).
- Zyryanov V.N.* Topograficheskie vikhri v dinamike morskikh techeniy [Topographic eddies in the dynamics of sea currents] // *M.: IVP RAS*. 1995. 240 p. (In Russian).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ЕЖЕДНЕВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЗАЛИВАНИЯ РАЙОНА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В ПОЛОВОДЬЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ

© 2024 г. Н. С. Зилитинкевич^{1,*}

¹Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

*E-mail: vodanavolge@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2023 г.

Разработана методика расчета ежедневных площадей заливания района дельты Волги (ДВ) за весь период половодья с использованием спутниковых данных. В основе методики лежит построение зависимостей площадей заливания русловой сети и междуречных пространств района ДВ ($F_{\text{общ}}$) от средних по территории района ДВ среднесуточных уровней воды в руслах водотоков (H_p). $F_{\text{общ}}$ за отдельные даты половодья определялись по спутниковым снимкам (космоснимкам). Данные по H_p на гидрологических постах (г/п) за эти же даты брались из Государственного водного кадастра. С помощью этих зависимостей с высокой точностью рассчитывались ежедневные площади заливания района ДВ за половодья разной водности (многоводное, маловодное, средневодное). Методика разработана в двух модификациях: 1 – методика с использованием количества космоснимков достаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья, 2 – методика с использованием количества космоснимков недостаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья. Проведен сравнительный анализ полученных с высокой точностью по методике 1 ежедневных $F_{\text{общ}}$ за половодья разной водности (многоводное, маловодное, средневодное). Выявлено, как половодья разной водности различаются по характеристикам (срокам прохождения, амплитуде, площади максимального заливания территории, продолжительности фазы подъема, фазы спада и фазы полки половодья). Этот результат получен впервые. Результаты расчетов по данной методике позволяют выявить пространственно-временные закономерности процессов заливания района ДВ при прохождении половодий разной водности. С использованием разработанной методики можно предсказывать ход половодья в районе ДВ и рассчитывать водный баланс района ДВ.

Ключевые слова: половодье, дельта Волги, площади заливания дельты, космоснимки, спектральный индекс воды

DOI: 10.31857/S0205961424030065, EDN: FANFLF

ВВЕДЕНИЕ

Дельта Волги – это одна из крупнейших дельт мира со сложной гидрографической сетью. Ее площадь составляет 13 916 км². ДВ состоит из центральной дельты (8 248 км²), района западных подступных ильменей (4 216 км²) и района восточных подступных ильменей (1 452 км²). Вершина дельты находится в 46 км выше г. Астрахани, в месте ответвления рукава Бузана от русла Волги. Протяженность дельты от ее вершины до устьев водотоков на морском крае дельты составляет от 115 до 165 км. Длина морского края дельты равна 175 км (Полонский, Остроумова, 2005).

На территории дельты Волги проживает большое число жителей. Она богата природными ресурсами, имеет большое хозяйственное значение,

активно используется сельским, рыбным, коммунальным хозяйствами, водным транспортом. Важнейшей отраслевой деятельностью здесь является рыбное хозяйство. Дельта Волги ценится как рекреационная зона. Исследования процессов ее заливания и разработка методов их расчетов особенно актуальны по двум основным причинам. Во-первых, дельта Волги – это крупное нерестилище ценных пород рыб. Во-вторых, заливание дельты представляет опасность для населенных пунктов и освоенных под сельское хозяйство территорий.

Существенная особенность водного режима дельты Волги – ее сильное заливание в период половодья. Большие объемы воды в период половодья аккумулируются на обширных междуречных пространствах дельты.

Методология расчетов процессов заливания дельты Волги развивалась на протяжении многих лет. К началу XXI века удалось:

1. ориентировочно оценить вклад половодья в водный режим дельты (Байдин, 1967; Рыбак, 1973; Горелиц, Полонский, 1997; Полонский, Горелиц, 2003);

2. выявить особенности заливания ДВ при работающем и неработающем Волжском водodelителе в ее вершине (Рыбак, 1973);

3. определить влияние изменения уровня Каспийского моря на заливание ДВ в половодье (Горелиц, Полонский, 1997);

4. выявить особенности прохождения многоводных и маловодных половодий в условиях естественного и зарегулированного режима стока реки Волги (Полонский, Горелиц, 2003).

С начала XXI века исследования площадей заливания ДВ в половодье стали проводиться с использованием спутниковых данных. Однако интервалы между космическими съемками дельты были слишком большими для изучения всех основных особенностей половодий разных типов. $F_{\text{общ}}$ рассчитывались за даты разных половодий теперь с применением космоснимков, а не методом авиаоблетов. Это существенно повысило точность методик, но рассчитываемые ежедневные значения $F_{\text{общ}}$ все равно оставались ориентировочными из-за недостатка космоснимков. За первую декаду XXI века удалось:

1. уточнить общие сведения об особенностях заливания ДВ в половодье (Полонский, 2003; Полонский, Остроумова, 2005; Полонский, Остроумова, 2008; Полонский, Остроумова, 2011);

2. выявить особенности прохождения экстремально многоводного половодья в ДВ (Полонский, Остроумова, 2005);

3. определить характеристики многоводного и средневодного половодий в одном из районов ДВ с использованием полевых данных (Полонский, Остроумова, 2011).

Таким образом, исследования площадей заливания ДВ в половодье не завершены. Получены лишь ориентировочные значения ежедневных $F_{\text{общ}}$ за некоторые половодья. Это связано с тем, что интервалы между космическими съемками дельты были велики для того, чтобы охватить все основные изменения хода всех фаз половодий разной водности. Поэтому особенности площадей заливания ДВ в половодья разной водности так и не выявлены в полной мере. Благодаря появлению новых технологий и большого количества спутниковых данных в настоящее время разработанные методи-

ки можно внедрять в новейшие исследования, получая высокоточные результаты.

Развитие спутникового зондирования в настоящее время позволило в настоящей работе создать методику высоко точного расчета ежедневных площадей заливания районов ДВ при прохождении половодий разной водности в двух модификациях: 1 – методика с использованием количества космоснимков достаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья, 2 – методика с использованием количества космоснимков недостаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья. С использованием методики 1 в настоящей работе проведен сравнительный анализ полученных с высокой точностью ежедневных $F_{\text{общ}}$ за половодья разной водности.

Методика 2 с использованием количества космоснимков недостаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья, разработана по следующей причине. Оптические спутниковые данные высокого разрешения не могут в полной мере обеспечить полноценный многолетний ретроспективный анализ половодий в ДВ. Так как временное разрешение космической съемки раньше было низкое, а также при повышенной облачности невозможна полноценная космическая съемка (Шинкаренко и др., 2023). Большое количество космоснимков ДВ появилось после 2013, а до 2013 их было мало. Поэтому по ДВ с 2013 по настоящее время имеется количество космоснимков достаточное для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья; до 2013 не имеется количество космоснимков достаточное для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья (табл. 1).

Таблица 1. Годы запуска спутников дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) высокого разрешения, получающих изображение дельты Волги

Спутник ДЗЗ	Год запуска
Landsat-5	1984
Landsat-7	1999
Landsat-8	2013
Sentinel-2	2015
Landsat-9	2021

Методика 1 и методика 2 основаны на зависимости площадей заливания дельты Волги (ДВ) от уровней воды в ее водотоках. Многие ученые основывали свои методы исследования площадей заливания ДВ на этой зависимости (Байдин, 1967;

Рыбак, 1973; Горелиц, Полонский, 1997; Полонский, Горелиц, 2003; Полонский, Остроумова, 2005; Полонский, Остроумова, 2008; Полонский, Остроумова, 2011).

М.В. Козлова и др. (2015) показали многолетнюю изменчивость и тесную связь гидрологических характеристик реки Волги в створе города Волгоград: Q_{cp} – среднегодовой расход Волжской ГЭС в м³/с; H_{cp} – средний уровень воды за июль и август на г/п Волгоград в м БС (метры в Балтийской системе высот); W_n – средний объем половодья; r – коэффициент корреляции Пирсона; P – статистическая значимость корреляционной связи; R^2 – коэффициент детерминации (табл. 2). От города Волгоград до дельты Волги простирается Волго-Ахтубинская пойма, образованная реками Волга и Ахтуба.

В работе С.С. Шинкаренко и др. (2023) отмечена тесная связь площадей заливания дельты Волги с уровнями воды в реке Волге на г/п Астрахань в период с 2015 по 2022 гг. (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.93 ($P < 0.05$)). В работе С.С. Шинкаренко и др. (2021) отмечена тесная связь площадей заливания Западного ильменно-бугрового района дельты Волги с максимальными половодными расходами Волжской ГЭС в период с 2010 по 2020 гг. (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.93 ($P < 0.05$)).

Методы гидродинамического моделирования устьев рек в данной работе не использовались по следующим причинам. А.А. Бубер и др. (2017) описали и применили в своей работе гидродинамическую модель дельты Волги, С.В. Лебедева (2016) описала и применила в своей диссертации гидродинамическую модель (ГМ) многорукавного приливного устья крупной реки (на примере р. Северная Двина). Методом гидродинамического моделирования определяются характеристики динамики потока на устьевом участке реки (распределение расходов воды по рукавам, уровни и уклоны воды, направления и скорости течения). Входные параметры ГМ: ширина и длина русел рукавов, рельеф, уровни и расходы воды. Рельеф определяется по результатам оцифровки топографических карт, батиметрия русел – по лоциям, морским навига-

ционным картам, специальным планам русел, так как цифровые модели рельефа высокой точности отсутствуют в открытом доступе (Лебедева, 2016; Бубер и др., 2017). В ГМ многорукавного приливного устья крупной реки и в ГМ дельты Волги не учитывается транспорт наносов и переформирования рельефа дна (Лебедева, 2016; Бубер и др., 2017). Коэффициенты шероховатости на разных участках русла и на пойме подбирались так, чтобы различия между смоделированными и фактическими данными были минимальными. Для условий половодья и для условий межени подбирались два набора коэффициентов шероховатости (Лебедева, 2016). ГМ не исключает влияние возможных ошибок при подборе и применении коэффициентов шероховатости, в воспроизведении рельефа (Лебедева, 2016; Бубер и др., 2017). ГМ удовлетворительно рассчитывает динамику водной поверхности в пределах дельты и придельтового участка многорукавного приливного устья крупной реки (на примере р. Северная Двина) как в приливных, так и в бесприливных условиях в отсутствии ледяного покрова и других ледовых явлений (Лебедева, 2016). ГМ позволяет определять характеристики динамики потока в водотоках дельты для того, чтобы обосновать мероприятия, необходимые для обводнения нерестилищ дельты Волги (Бубер и др., 2017).

Методика 1 и методика 2, предложенные в данной работе, не обладают недостатками ГМ благодаря качественным данным ДЗЗ высокого разрешения, которые они используют.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ЕЖЕДНЕВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЗАЛИВАНИЯ РАЙОНА ДВ В ПОЛОВОДЬЕ

Фазы половодья в ДВ

В середине апреля – начале мая начинается подъем уровней воды в руслах водотоков ДВ, и вода начинает выходить на пойму (фаза половодья – подъем). В мае – июне уровни воды в руслах водотоков достигают своих максимумов (фаза половодья – пик) и стабилизируются на высоких отметках

Таблица 2. Многолетняя изменчивость и связь гидрологических характеристик реки Волги в створе города Волгоград (Козлова и др., 2015)

Период	Q_{cp}	W_n	Связь Q_{cp} и W_n	H_{cp} июль и август	Q_{cp} июль и август	Связь H_{cp} и Q_{cp} июль и август
1961–1977	7108	84.4	$r = 0.96$ $(P < 0.05)$ $R^2 = 0.93$			
1990–1999	8836	114		–9.8	7127	$r = 0.99$
2000–2005	8436	103		–10.2	6770	$(P < 0.05)$
2006–2013	7550	83.3		–11	5737	$R^2 = 0.99$

(фаза половодья – полка). В июне – июле реже в августе уровни воды в руслах водотоков понижаются (фаза половодья – спад). В августе – сентябре наблюдаются низкие значения уровней воды, при которых вода не выходит за пределы русла (фаза водного режима – межень). Продолжительность и даты наступления фаз половодья и межени зависят от водности года. Половодья бывают разных типов: многоводное, средневодное, маловодное (Байдин, 1962).

Районирование ДВ

В настоящей работе использовано районирование по В.Ф. Полонскому, разделяющее ДВ на 16 районов (рис. 1) (Полонский, 2003). Разделение дельты выполнено по 5 основным признакам:

1. ландшафтные и гидрографические особенности;
2. географическое положение;
3. степень антропогенной освоенности;
4. расчлененность дельты дамбами и дорогами;
5. характеристики заливания в половодье.

Такое подробное районирование позволяет наблюдать связь $F_{\text{общ}}$ конкретного района (из 16 районов) и H_p на репрезентативных для этого конкретного района г/п – зависимость $F_{\text{общ}}$ от H_p : $F_{\text{общ}} = f(H_p)$, исключая удаленность гидрологических постов от исследуемого района. Следует отметить, что районы 13, 14, 15 – Западные подстепные ильмени, 16 – Восточные подстепные ильмени нуждаются в большем количестве постоянно действующих г/п. Для решения этой проблемы устанавливались временно действующие гидрологические посты (г/п) в районе 15 (Полонский, Остроумова, 2011).

Методика расчета ежедневных площадей заливания района ДВ в половодье продемонстрирована на одном из 16 районов, располагающимся в верхней и средней зонах восточной части ДВ – районе 11. Этот район был выбран в качестве демонстрационного исходя из того, что по нему имеется наибольшее количество космоснимков и его размеры и географическое положение хорошо соотносятся с расположением репрезентативного для него г/п пос. Володарский.

Исходные данные

Исходным материалом для получения $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ демонстрационного района являются: космические снимки ДВ, скаченные с сайтов <https://earthexplorer.usgs.gov/> и <https://www.copernicus.eu/en>; данные H_p на репрезентативном для демонстрационного района г/п пос. Володарский (рис. 1), взятые из Государственного водного кадастра. Отметка нуля поста

на г/п пос. Володарский: -28 м БС (Балтийская система высот). Использовались космоснимки, полученные со спутников Landsat-5, Landsat-7, Landsat-8 (обработка уровня-L1T) с высоким разрешением 30 м, Sentinel-2 (обработка уровня-L1C) с высоким разрешением 10 и 20 м. Данные указанных уровней обработки ортотрансформированы с использованием наземных контрольных точек и цифровой модели рельефа. Эти данные пространственно привязаны с использованием системы координат UTM (Universal Transverse Mercator) (Claverie et al., 2018). В связи с тем, что районирование ДВ выполнено на основе космической съемки спутника Landsat-7, было уменьшено разрешение у космоснимков Sentinel-2 до 30 м/пиксел с помощью программы ENVI 5.3. Диапазон съемок по годам – с 1986 по 2018 (32 года) охватывает половодья разных типов, включая экстремально маловодное и экстремально многоводное. Диапазон космических снимков по датам – с 1 апреля по 25 августа, охватывает все фазы половодий разных типов и фазу межени (табл. 1).

Определение $F_{\text{общ}}$

$F_{\text{общ}}$ района рассчитывались по спектральному алгоритму для выделения покрытых водой участков на космоснимках (Xu, 2006) с помощью программы ENVI 5.3. (ENVI..., 2009). Этот алгоритм основан на различии оптических свойств воды и суши.

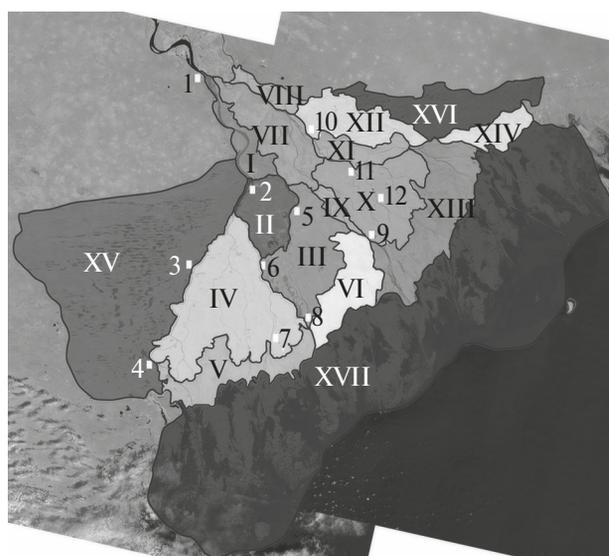


Рис. 1. Районирование ДВ на основе космической съемки спутника Landsat-7 20.07.2014 г. I-XVI – номера районов ДВ, XVII – отмеляя зона устьевого взморья ДВ. Белыми прямоугольниками обозначены г/п. 1-12 – номера г/п (с. Верхнее Лебяжье (1), г. Астрахань (2), с. Икряное (3), с. Оля (4), с. Килинчи (5), г. Камызяк (6), с. Караульное (7), с. Каралат (8), с. Зеленга (9), с. Красный Яр (10), пос. Володарский (11), с. Большой Могой (12)).

Разработан спектральный индекс для отделения воды от суши на космоснимках – Модифицированный Нормализованный Относительный Индекс Воды (Modified Normalized Difference Water Index (*MNDWI*)) (Xu, 2006):

$$MNDWI = (Green - SWIR) / (Green + SWIR),$$

где *Green* – это зеленый спектральный канал электромагнитного излучения, *SWIR* – это коротковолновый инфракрасный спектральный канал электромагнитного излучения. Отражение электромагнитного излучения канала *SWIR* от почвы, растительности и застройки характеризуется более высокой энергией и более высокой напряженностью электрического и магнитного полей чем у канала *Green* (Siegmond et al., 2005; Jensen, 2015). *MNDWI* выделяет воду на космоснимках вышеуказанных спутников с высокой точностью (Xu, 2006; Szabo et al., 2016; Du et al., 2016; Kwang et al., 2017; Buma et al., 2018).

Состояние атмосферы влияет на значения яркостей пикселей, регистрируемых съемочной системой, путем рассеяния и поглощения излучения молекулами газов и аэрозолей, частицами пыли, водяным паром (Кашкин, Сухинин, 2001). Для получения *MNDWI* на снимках Landsat-5, Landsat-7, Landsat-8, Sentinel-2 была выполнена атмосферная коррекция с использованием модуля атмосферной коррекции программного комплекса ENVI 5.3 Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectra Hypercubes (FLAASH) (Atmospheric..., 2009). В связи с тем, что в основе расчета *MNDWI* лежит способность воды и суши поглощать и отражать электромагнитное излучение в *SWIR* и в *Green*, при хорошей атмосферной видимости (40-100 км), которая является характеристикой прозрачности атмосферы, влияние атмосферы на *MNDWI* незначительное (Gao, 1996; Fraser, Kaufman, 1985).

Объекты антропогенного заливания (рисовые чеки, пруды) не учитывались при построении $F_{\text{общ}} = f(H_p)$, поскольку они не отображают естественные процессы заливания территории. Эти объекты маскировались на спутниковых снимках инструментами программы ENVI 5.3. На спутниковых снимках высокого разрешения (20 м и 30 м) объекты антропогенного заливания имеют вид геометрических форм или фигур (круг, прямоугольник, овал – вытянутый круг, трапеция), а объекты естественного заливания имеют вид органических форм или фигур, которые являются противоположностью геометрическим формам или фигурам (рис. 2). Органические формы или фигуры напоминают формы, встречающиеся в природе (форма листа, морской ракушки, камня, дождевой лужи).

На спутниковом снимке исследуемого района дельты инструментами программы ENVI 5.3 вруч-

ную обводились контуры объектов антропогенного заливания и маскировались.

Особую сложность представляет обнаружение воды под растительностью. Для этой цели был проведен сравнительный анализ космических изображений района, полученных в разные фазы половодья (спад и подъем).

Водопроводящая сеть ДВ обладает значительным гидравлическим сопротивлением. На растекание воды по ландшафтам дельты и на заполнение углублений в них затрачивается время. Поэтому на подъеме половодья мгновенные уровни воды на заливаемых междуречных пространствах ниже, чем в руслах водотоков, так как их повышение на заливаемых междуречных пространствах отстает от их повышения в руслах водотоков. На спаде половодья мгновенные уровни воды на заливаемых междуречных пространствах выше, чем в руслах водотоков, так как их понижение на заливаемых междуречных пространствах отстает от их понижения в руслах водотоков. Поэтому при одних и тех же H_p , $F_{\text{общ}}$ района на спаде половодья не может быть меньше, чем его $F_{\text{общ}}$ на подъеме половодья (Байдин, 1967; Полонский, Остроумова, 2005).

На космических изображениях вышеуказанных спутников в комбинации спектральных каналов электромагнитного излучения “*SWIR*, *NIR*, *RED*” (суша/вода), где *NIR* – это ближний инфракрасный спектральный канал, *RED* – это красный спектральный канал, можно четко различать воду и сушу (рис. 4). На этом изображении суша проявляется в оттенках коричневого и зеленого, а вода – в оттенках синего (Elhag, 2017; Zhang et al., 2017; Евдокимов, Михалап, 2015).

Сравнивались космические изображения района в вышеописанных комбинациях спектральных каналов на подъеме половодья, когда растительный



Рис. 2. Объекты естественного и антропогенного заливания ДВ на снимке спутника Landsat-8.

покров только формируется и не закрывает собой воду (левый спутниковый снимок на рис. 3), и на спаде половодья, когда затопленные территории сильно зарастают (правый спутниковый снимок на рис. 3), примерно при одних и тех же H_p на репрезентативном для района г/п пос. Володарский. Во всех случаях обнаруживалось, что одни и те же участки полностью затоплены на подъеме половодья и покрыты растительностью на спаде половодья. Это свидетельствует о том, что на спаде половодья под зарослями есть вода. На основе данного сравнительного анализа определялось, где есть вода под растительностью. Добавлялись залитые водой участки на космоснимках, заросшие растительностью, вручную инструментом программы ENVI 5.3 “интересующая область”.

Рассчитаны значения $F_{\text{общ}}$ района за 80 дат (80 качественных безоблачных космоснимков района 11 дельты) за период 1986–2018 гг. (32 года) в пикселах и переведены в км² (табл. 3).

Построение $F_{\text{общ}} = f(H_p)$

Для построения $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ брались H_p на г/п Володарский соответствующие рассчитанным $F_{\text{общ}}$ района по дате космической съемки.

На полученных $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ определялись точки подъема, спада, пиков половодий разной водности (многоводного, средневодного, маловодного) и точки межени разных по водности лет (рис. 5а, 5б) с помощью гидрографов ежедневных H_p на г/п Володарский (рис. 6). Эти гидрографы были построены за все годы космической съемки, перечисленные в таблице 3. Каждый гидрограф охватывает весенне-летний период с 1 апреля по 31 июля (или по 31 августа), в который попадают все фазы половодий разной водности (подъем, пик и полка, спад), включая фазу межени.

Определение H_p , при котором начинается выход воды на пойму (ВВП) – $H_{\text{ВВП}}$

У половодий разной водности подъем половодья начинается при одном и том же H_p , при котором начинается выход воды за пределы русел на сушу – $H_{\text{ВВП}}$. Определялся $H_{\text{ВВП}}$ на репрезентативном для рассматриваемого района г/п пос. Володарский. $H_{\text{ВВП}}$ – это H_p , при котором межень переходит в подъем половодья. $H_{\text{ВВП}}$ определялся с помощью $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ района, выполненной для фазы межени и фазы подъема половодий разных по водности лет (многоводного, средневодного,

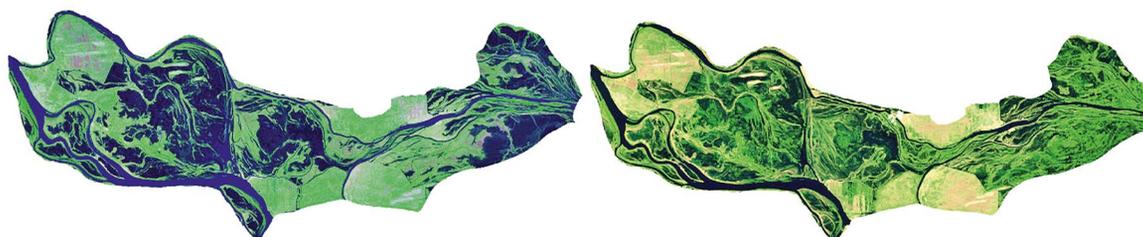


Рис. 3. Снимки спутником Sentinel-2 фазы подъема половодья 4 мая 2016 г. (левый снимок) и фазы спада половодья 13 июня 2016 г. (правый снимок) в исследуемом районе 11.

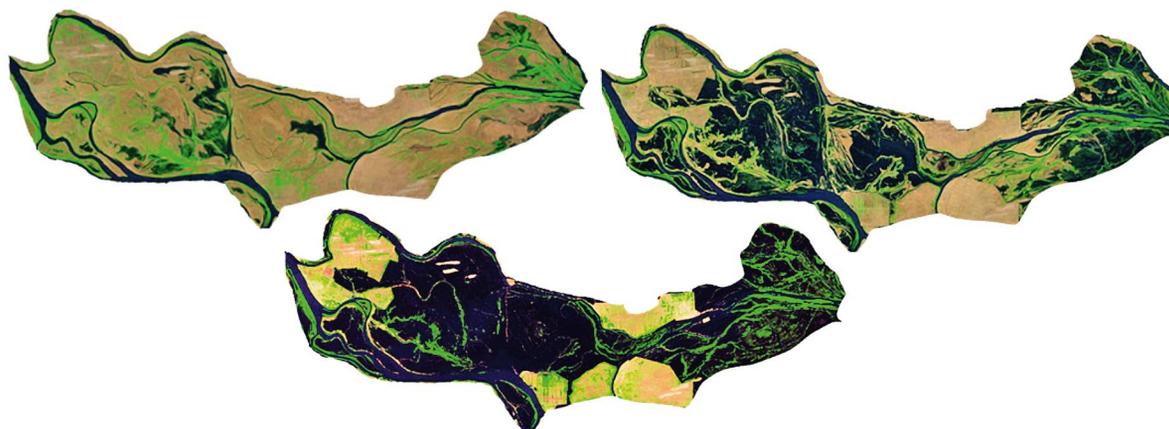


Рис. 4. Снимки спутником Sentinel-2 пика маловодного половодья 2015 г. (верхний левый снимок), пика средневодного половодья 2014 г. (верхний правый снимок), пика многоводного половодья 2016 г. (нижний снимок) в исследуемом районе 11.

Таблица 3. Перечень спутников, лет съемок, количества спутниковых снимков района 11

Спутники	Годы съемки	Фазы водного режима ДВ	Количество спутниковых снимков
Landsat-5, Landsat-7	1986, 1991, 1998, 2001, 2002, 2006, 2007	подъем половодья, пик половодья, спад половодья, межень	12 (по району 11 облака отсутствуют, снимки качественные)
Landsat-7, Landsat-8, Sentinel-2	2013, 2014, 2015, 2016	подъем половодья, пик половодья, спад половодья, межень	38 (по району 11 облака отсутствуют, снимки качественные)
Landsat-8, Sentinel-2	2018	подъем половодья, пик половодья, спад половодья, межень	30 (по району 11 облака отсутствуют, снимки качественные)

маловодного). Для этого была проведена линия тренда всех точек подъема этих половодий и линия тренда всех межженных точек. На пересечении этих трендов находится точка $H_{\text{ВВП}}$. На $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ точке $H_{\text{ВВП}}$ соответствует значение H_p на оси абсцисс (определяется по оси абсцисс) и соответствует значение $F_{\text{общ}}$ на оси ординат (определяется по оси ординат). У демонстрационного района $H_{\text{ВВП}}$ составляет 354 см. При этом уровне $F_{\text{общ}}$ района равна 24.2 км².

Построение петель половодья

Построение петель маловодного, средневодного и многоводного половодий выполняется по одному и тому же алгоритму (Полонский, Горелиц, 2003; Полонский, Остроумова, 2005; Полонский, Остроумова, 2011). Методика продемонстрирована на многоводном половодье 2016, так как за этот год имеется необходимое количество космоснимков и его многоводность обеспечивает большую амплитуду половодья.

Большое количество космоснимков ДВ появилось после 2013, а до 2013 их было мало, т.к. космическая съемка дельты в то время проводилась редко. Спутники с высоким разрешением, снимки дельты Волги которых есть в свободном доступе, собраны в таблице 1. В разные годы эти спутники охватывали космической съемкой дельту Волги с разными интервалами во времени. С 1986 по 2012 ДВ нечасто охватывалась космической съемкой спутников с высоким разрешением (Landsat-5, Landsat-7). С 2013 ДВ стала чаще охватываться космической съемкой спутников с высоким разрешением (Landsat-7, Landsat-8), а с 2015 ДВ стала еще чаще охватываться космической съемкой спутников с высоким разрешением (Landsat-7, Landsat-8, Sentinel-2).

Поэтому на данном этапе методика разбивается на две: 1 – методика с использованием количества космоснимков, достаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья, 2 – методика с использованием количества космоснимков, недостаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья. Гидрограф ежедневных H_p отображает ход всех фаз половодья (Полонский, Остроумова, 2005). С помощью гидрографов ежедневных H_p на г/п пос. Володарский, построенных за все годы космической съемки, перечисленные в таблице 3, определялось количество космоснимков необходимое для того, чтобы охватить все основные изменения хода всех фаз половодий разной водности (многоводного, средневодного, маловодного). Достаточное количество космоснимков половодья мы имеем в том случае, когда число дат космической съемки составляет: больше 12% от числа всех дат многоводного половодья; больше 14% от числа всех дат средневодного половодья; больше 17% от числа всех дат маловодного половодья. В противоположном случае мы имеем недостаточное количество космоснимков половодья.

Методика 1. Петля половодья многоводного 2016 г. для исследуемого района была построена с использованием $F_{\text{общ}} = f(H_p)$. Все точки половодья и межени 2016 г., полученные с применением 15 космоснимков (достаточное количество), были соединены линиями интерполяции (рис. 5а). Для перехода от фазы межени к фазе подъема половодья использовалась точка $H_{\text{ВВП}}$ на $F_{\text{общ}} = f(H_p)$. Способы проведения линий интерполяции: прямая линия через две точки, кривая линия через несколько точек (полиномиальная или логарифмическая, или экспоненциальная...) (Елисеева, 2014). Точки и их количество подбирались для проведения линий

интерполяции с помощью гидрографа ежедневных H_p на г/п Володарский, построенного за половодье 2016 (рис. 6). На гидрографе выявлялись все основные изменения хода каждой фазы половодья 2016. Точки для каждой линии интерполяции подбирались в соответствии с этими изменениями. Каждая интерполяционная линия характеризовалась величиной достоверности аппроксимации более 0.97 (Елисеева, 2014). По интерполяционным линиям, соединяющим точки половодья и межени, была проведена петля половодья 2016 г. (рис. 5а).

Петля половодья 2016 г., построенная для района (рис. 5а), начинается с точки межени, которая соответствует наименьшему H_p (на г/п пос. Володарский), дальше проходит по точкам межени, соответствующим более высоким значениям H_p , доходит до точки $H_{\text{ввп}}$. Дальше петля половодья разделяется на ветвь подъема и ветвь спада. Ветвь подъема половодья начинается с точки $H_{\text{ввп}}$, идет по точкам подъема половодья до точки пика половодья. Ветвь спада половодья начинается с точки пика половодья, идет по точкам спада половодья до точки межени, которая соответствует наименьшему H_p (рис. 5а).

В случае несовпадения дат спутниковой съемки и дат наступления пика и полки половодья следует воспользоваться методом определения точки пика половодья, описанным ниже в методике 2.

Методика 2. Петля половодья многоводного 2016 г. для рассматриваемого района была построена с использованием $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ с применением не 15, а 3 космоснимков этого половодья (недостаточное количество).

У лет с разной водностью на $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ ветви подъема и спада половодья идут по разным траекториям (рис. 5в). Это объясняется тем, что скорость роста и понижения H_p (количество см в день) в период подъема и спада половодья у лет с разной водностью различается. Поэтому петля половодья многоводного 2016 г. для района строилась с использованием космоснимков, полученных за года со сходными половодьями по водности и по форме гидрографа ежедневных H_p . Это многоводные 2001 и 2013 годы. Проверкой сходства служил статистический анализ, который показывал линейную связь между исследуемым половодьем и сходным половодьем (Елисеева, 2014).

Между значениями ежедневных H_p за исследуемое половодье 2016 и за половодье аналог 2001 наблюдалась тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.988 (корреляционная связь является статистически значимой $P < 0.0001$)). Линейная регрессионная модель, описывающая связь между этими двумя переменными, характеризовалась коэффициентом детерминации (R^2) = 0.976, средней абсолютной ошибкой (MAE) = 12 см, сред-

неквадратичной ошибкой ($RMSE$) = 14 см. Разность между средними значениями двух сравниваемых переменных или смещение (B) = 11 см.

Между значениями ежедневных H_p за исследуемое половодье 2016 и за половодье аналог 2013 наблюдалась тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.981 ($P < 0.0001$)). Линейная регрессионная модель, описывающая связь между этими двумя переменными, характеризовалась коэффициентом детерминации (R^2) = 0.962, средней абсолютной ошибкой (MAE) = 15 см, среднеквадратичной ошибкой ($RMSE$) = 16 см. Разность между средними значениями двух сравниваемых переменных или смещение (B) = 8 см. Все статистические оценки были получены с помощью программы Matlab.

Была построена ветвь пиков половодий разных лет с использованием $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ района. Для этого соединялись линиями интерполяции точки пиков половодий многоводных лет (1986, 1991, 1998, 2007, 2013 (можно брать и другие многоводные годы, не забыв взять экстремально многоводный год)), а также точки пиков половодий других по водности лет для наглядности (средневодного 2014 и маловодного 2015 (можно брать и другие годы средней и малой водности)) (рис. 5б). Ветвь пиков половодий разных лет описывается уравнениями линий интерполяции (величина достоверности аппроксимации более 0.94), из которых она состоит. Эти уравнения имеют вид: $F_{\text{общ}} = f(H_p)$. По одному из этих уравнений была рассчитана $F_{\text{общ}}$ района за дату пика половодья 2016 г. Для этого было подставлено в это уравнение значение H_p на репрезентативном для района г/п за дату пика половодья 2016. Так была получена точка пика половодья 2016 на графике $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ (рис. 5б).

Была построена ветвь подъема половодья 2016 с использованием $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ района. Для этого соединялись линиями интерполяции (величина достоверности аппроксимации более 0.94) точки подъема половодий 2001, 2013, 2016 друг с другом, с точкой $H_{\text{ввп}}$ и с рассчитанной точкой пика половодья 2016 (рис. 5б).

Была построена ветвь спада половодья 2016 с использованием $F_{\text{общ}} = f(H_p)$ района. Для этого соединялись линиями интерполяции (величина достоверности аппроксимации более 0.94) точки спада половодий 2001, 2013, 2016 друг с другом, с рассчитанной точкой пика половодья 2016 и с точкой межени одного из многоводных лет (2013), которая соответствует наименьшему H_p на репрезентативном для района г/п (рис. 5б).

По точкам межени многоводных лет (2013, 2016), ветвям спада и подъема половодья была построена петля половодья 2016 г. (рис. 5б).

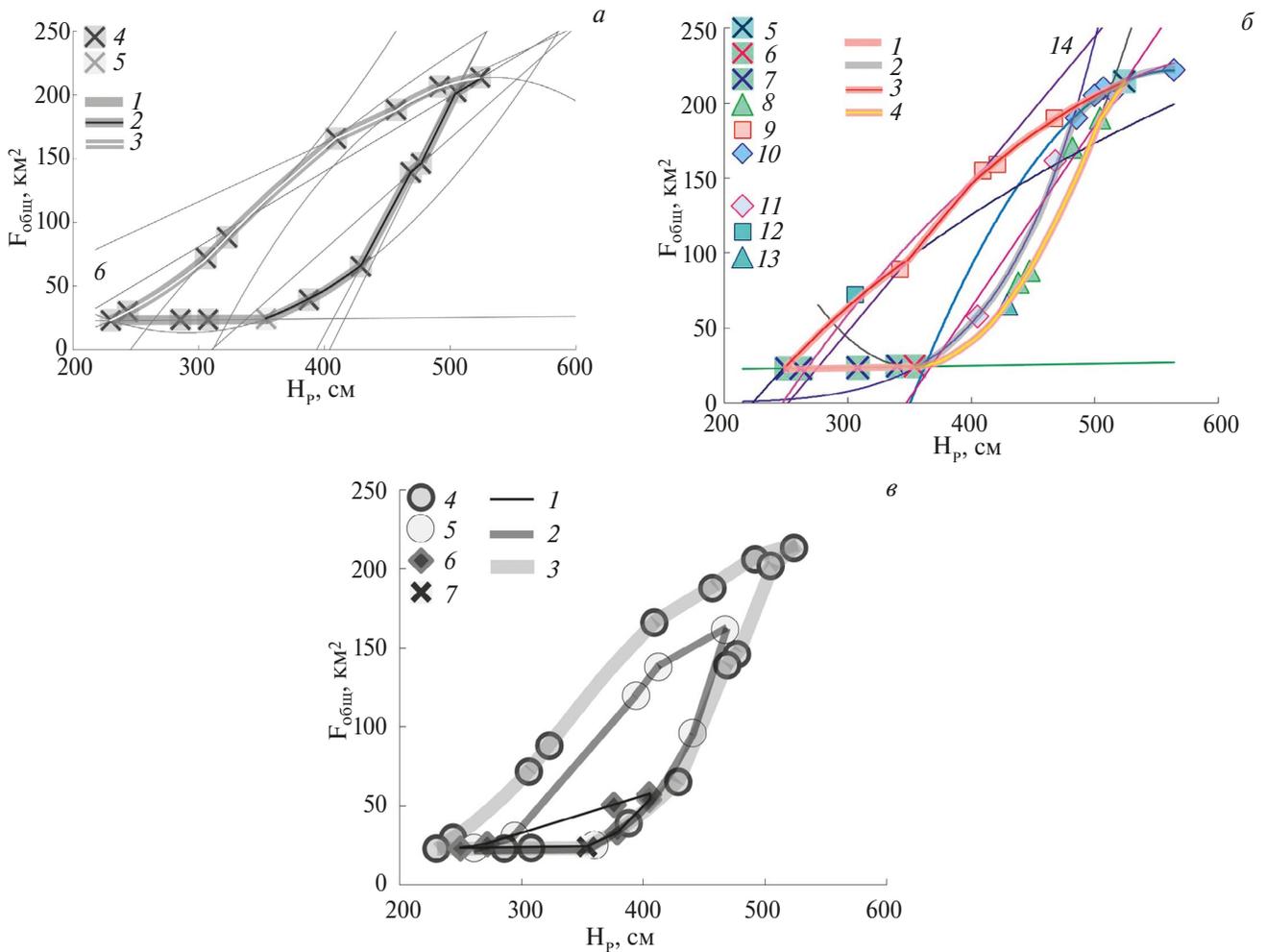


Рис. 5. *а* – петля многоводного половодья 2016 г. (1), построенная по методике 1 для района; ветвь подъема половодья 2016 г. (2); ветвь спада половодья 2016 г. (3); точки половодья и межени 2016 г. (4), полученные с космоснимков; точка $H_{ввп}$ (5); линии интерполяции, соединяющие точки половодья и межени 2016 г. (6).
б – петля многоводного половодья 2016 г. (1), построенная по методике 2 для района; ветвь пиков половодий разных лет (2); ветвь спада половодья 2016 г. (3); ветвь подъема половодья 2016 г. (4); точка пика половодья 2016 г., рассчитанная по уравнению ветви пиков половодий разных лет (5); точка $H_{ввп}$ (6); точки межени многоводных лет (7); точки подъема половодий 2001, 2013 гг. (8); точки спада половодий 2001, 2013 гг. (9); точки пиков половодий многоводных лет (10); точки пиков половодий средневодного 2014 г. и маловодного 2015 г. (11); точка спада половодья 2016 г. (12); точка подъема половодья 2016 г. (13); линии интерполяции, соединяющие точки половодий и межени разных лет (14).
в – петли половодий: маловодного 2015 г. (1); средневодного 2014 г. (2); многоводного 2016 г. (3). Все петли построены по методике 1 для района. Точки половодья и межени 2016 г. (4); точки половодья и межени 2014 г. (5); точки половодья и межени 2015 г. (6); точка $H_{ввп}$ (7).

Построение хода ежедневных значений $F_{общ}$ района

Построение хода ежедневных значений $F_{общ}$ района за весь период маловодного, средневодного и многоводного половодий выполняется по одному и тому же алгоритму. Методика продемонстрирована на многоводном половодье 2016 г.

Полученные две петли многоводного половодья 2016 для района по методикам 1 и 2 (рис. 5а и 5б) состоят из интерполяционных линий, по которым они построены. Каждая интерполяционная линия опи-

сывается уравнением (линейным или полиномиальным, или логарифмическим...). Эти уравнения имеют вид: $F_{общ} = f(H_p)$. Примеры этих уравнений:

$$F_{общ} = 0.009652H_p + 20.503468 \text{ (линейное уравнение),}$$

$$F_{общ} = 0.002352H_p^2 - 0.615204H_p + 39.998292 \text{ (полиномиальное уравнение),}$$

$$F_{общ} = 325.926173\ln(H_p) - 1794.193823 \text{ (логарифмическое уравнение).}$$

Коэффициенты в уравнениях округлены до разряда миллионных. Так как при таком округлении линии интерполяции, описанные этими уравнениями, проходят по точкам, рассчитанным по этим уравнениям, с величиной достоверности аппроксимации равной 1. Эта величина немного понижается с уменьшением количества знаков после запятой у коэффициентов (Елисеева, 2014).

По этим уравнениям были рассчитаны ежедневные $F_{\text{общ}}$ района за весь период половодья 2016 с использованием петли, построенной по методике 1. И также было рассчитано тоже самое с использованием петли, построенной по методике 2. Для этого подставлялись в уравнения интерполяционных линий значения ежедневных H_p на репрезентативном для района г/п пос. Володарский (рис. 6).

Ход ежедневных $F_{\text{общ}}$ района, построенный за половодье 2016, отображает ход этого половодья в районе (рис. 6).

Проверка точности методики 1

Проведена проверка точности методики 1 по многоводному половодью 2018 г., так как за это половодье имеется большое количество космоснимков ДВ. Для проверки точности методики 1 были рассчитаны $F_{\text{общ}}$ района с привлечением 15 космоснимков половодья 2018 (с 1 апреля по 18 июля), не использованных в примененной к этому половодью методике 1 ($F_{\text{факт}}$). Рассчитывались $F_{\text{факт}}$ района по спектральному алгоритму для выделения покрытых водой участков на космоснимках (Ху, 2006)

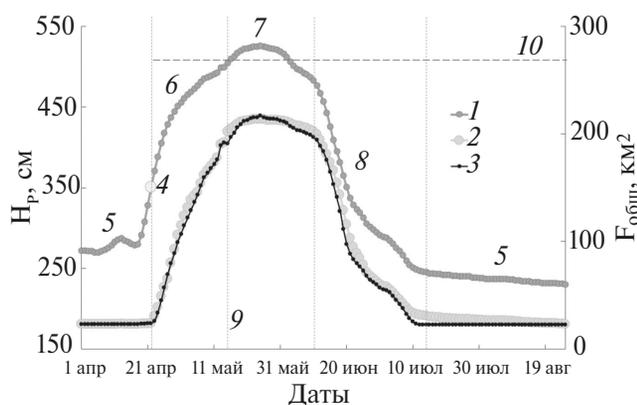


Рис. 6. Гидрографы, построенные за половодье 2016 г. (с 1 апреля по 25 августа) для района: ежедневных H_p на г/п Володарский (1); ежедневных $F_{\text{общ}}$ района, полученных по методике 1 (2); ежедневных $F_{\text{общ}}$ района, полученных по методике 2 (3). Все гидрографы включают фазу межени. Точка $H_{\text{впв}}$ (4). Пунктирные линии, разделяющие гидрографы по фазам водного режима (9): межень (5), подъем половодья (6), пик и полка половодья (7), спад половодья (8). Пунктирная линия, которая показывает максимальную $F_{\text{общ}}$ района, равную его площади (269 км^2) (10).

с помощью программы ENVI 5.3. Значения $F_{\text{факт}}$ были приняты за эталон. Было выполнено сравнение значений $F_{\text{общ}}$ района за 15 дат половодья 2018, полученных по методике 1, и значений $F_{\text{факт}}$ района за эти же 15 дат. Для этого был проведен статистический анализ (Елисеева, 2014) с помощью программы Matlab.

Общее число анализируемых значений точек составило 15. Между 15 значениями $F_{\text{общ}}$, полученными по методике 1, и 15 значениями $F_{\text{факт}}$ наблюдалась очень тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.999 ($P < 0.0001$)). Линейная регрессионная модель, описывающая связь между этими двумя переменными, характеризовалась коэффициентом детерминации (R^2) = 0.998, средней абсолютной ошибкой (MAE) = 1.97 км^2 , среднеквадратичной ошибкой ($RMSE$) = 2.35 км^2 . Разность между средними значениями двух сравниваемых переменных или смещение (B) = 0.52 км^2 . Полученная модельная оценка, описывающая связь между двумя рассматриваемыми параметрами, позволяет утверждать о достаточном качестве методики 1 (Елисеева, 2014). Из этого следует, что методика 1 позволяет рассчитывать ход ежедневных значений $F_{\text{общ}}$ района с высокой точностью.

Проверка точности методики 2

Проведена проверка точности методики 2 по многоводному половодью 2016 г., так как за это половодье имеется большое количество космоснимков ДВ. Для проверки точности методики 2 были рассчитаны $F_{\text{общ}}$ района с привлечением 15 космоснимков половодья 2016 (с 12 апреля по 16 июля), не использованных в примененной к этому половодью методике 2 ($F_{\text{факт}}$). Рассчитывались $F_{\text{факт}}$ района по спектральному алгоритму для выделения покрытых водой участков на космоснимках (Ху, 2006) с помощью программы ENVI 5.3. Значения $F_{\text{факт}}$ были приняты за эталон. Было выполнено сравнение значений $F_{\text{общ}}$ района за 15 дат половодья 2016, полученных по методике 2, и значений $F_{\text{факт}}$ района за эти же 15 дат. Для этого был проведен статистический анализ (Елисеева, 2014) с помощью программы Matlab.

Общее число анализируемых значений точек составило 15. Между 15 значениями $F_{\text{общ}}$, полученными по методике 2, и 15 значениями $F_{\text{факт}}$ наблюдалась очень тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.991 ($P < 0.0001$)). Линейная регрессионная модель, описывающая связь между этими двумя переменными, характеризовалась коэффициентом детерминации (R^2) = 0.982, средней абсолютной ошибкой (MAE) = 7.8 км^2 , среднеквадратичной ошибкой ($RMSE$) = 12.4 км^2 . Разность между средними значениями двух сравниваемых переменных или смещение (B) = 5.6 км^2 . Полученная модельная оценка, описывающая

связь между двумя рассматриваемыми параметрами, позволяет утверждать о достаточном качестве методики 2 (Елисеева, 2014). Из этого следует, что методика 2 позволяет рассчитывать ход ежедневных значений $F_{\text{общ}}$ района с хорошей точностью, но с более низкой точностью, чем методика 1.

Проверка точности методики 2 с помощью методики 1

Было выполнено сравнение значений ежедневных $F_{\text{общ}}$ района за весь период половодья 2016 (с 1 апреля по 25 августа), полученных по методике 1 и по методике 2 (рис. 6). Для того чтобы проверить точность методики 2 с помощью методики 1 был проведен статистический анализ (Елисеева, 2014) с помощью программы Matlab.

Общее число анализируемых значений точек составило 147. Между 147 значениями $F_{\text{общ}}$, полученными по методике 1, и 147 значениями $F_{\text{общ}}$, полученными по методике 2, наблюдалась очень тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции Пирсона (r) = 0.999 ($P < 0.0001$)). Линейная регрессионная модель, описывающая связь между этими двумя переменными, характеризовалась коэффициентом детерминации (R^2) = 0.997, средней абсолютной ошибкой (MAE) = 2.95 км², среднеквадратичной ошибкой ($RMSE$) = 3.9 км². Разность между средними значениями двух сравниваемых переменных или смещение (B) = 3.68 км². Полученная модельная оценка, описывающая связь между двумя рассматриваемыми параметрами, позволяет утверждать о достаточном качестве методики 2 (Елисеева, 2014). Из этого следует, что методика 2 позволяет рассчитывать ход ежедневных значений $F_{\text{общ}}$ района с хорошей точностью.

Петли многоводного, маловодного и средневодного половодий

На рис. 5в видно, что у лет с разной водностью ветви подъема и спада половодья идут по разным траекториям. Длина траекторий ветвей спада и подъема половодья зависит от водности половодья — чем больше водность, тем больше длина траекторий. В начале подъема половодья направления движения ветвей подъема у половодий с разной водностью определяются одним и тем же углом поворота траектории. В начале спада половодья направления движения ветвей спада у половодий с разной водностью определяются разными углами поворота траектории. Это связано с тем, что спад половодья начинается после фазы половодья, которая у лет с разной водностью сопровождается разными H_p (на г/п пос. Володарский), а подъем половодья у лет с разной водностью начинается при одном и том же $H_{\text{ввп}}$ (на г/п пос. Володарский). Самая узкая петля у маловодного половодья 2015,

самая широкая петля у многоводного половодья 2016, петля средней ширины у средневодного половодья 2014. Это объясняется тем, что на спаде половодья при одних и тех же H_p на репрезентативном для района г/п в более многоводное половодье $F_{\text{общ}}$ района больше, чем в менее водное половодье (рис. 5в).

Ход многоводного, маловодного и средневодного половодий

Рис. 7 позволяет сравнить ход половодий разной водности в рассматриваемом районе. Все гидрографы ежедневных $F_{\text{общ}}$ района, изображенные на этом рисунке, построены с использованием вышеописанных петель. На рис. 6 можно увидеть долю $F_{\text{общ}}$ района от площади района в разные фазы половодья при половодьях разной водности.

В таблице 4 приведены характеристики половодий разной водности в исследуемом районе. Маловодное половодье 2015 начинается на 10 дней позже средневодного 2014 и на 19 дней позже многоводного 2016, а заканчивается на 2 дня позже средневодного и на 28 дней раньше многоводного. Средневодное половодье длится в 1.2 раза дольше маловодного, многоводное половодье длится в 2.3 раза дольше маловодного. Продолжительность полки маловодного половодья на 2 дня короче продолжительности полки средневодного и на 11 дней короче продолжительности полки многоводного. Продолжительность фазы подъема маловодного половодья в 2.3 раза короче продолжительности фазы подъема средневодного и в 3.8 раз короче продолжительности фазы подъема многоводного.

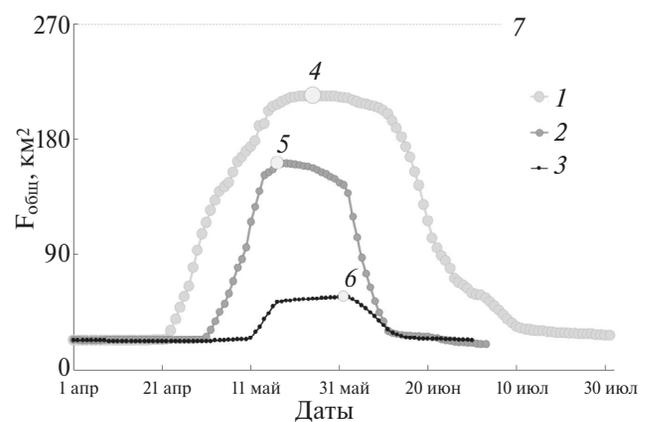


Рис. 7. Гидрографы ежедневных $F_{\text{общ}}$ района за половодья: 2016 г. (с 1 апреля по 31 июля) (1); 2014 г. (с 1 апреля по 30 июня) (2); 2015 г. (с 1 апреля по 30 июня) (3). Все гидрографы включают фазу межени. $F_{\text{общ}}$ района при пике половодья: 2016 г. (213 км²) (4), 2014 г. (161 км²) (5) и 2015 г. (57 км²) (6). Пунктирная линия, которая показывает максимальную $F_{\text{общ}}$ района, равную его площади (269 км²) (7).

Таблица 4. Характеристики половодий разной водности в районе 11 дельты Волги

Год	Тип половодья	Даты наступления и окончания половодья	Продолжительность половодья, дни	Продолжительность полки половодья, дни	$F_{\text{общ}}$ максимальная района в км ²	$F_{\text{общ}}$ максимальная района в % от площади района (269 км ²)	H_p максимальный, см (на г/п пос. Володарский)	Продолжительность фазы подъема половодья, дни	Продолжительность фазы спада половодья, дни
2015	маловодное	11 мая – 15 июня	35 дней	16 дней	57 км ²	21%	405 см	6 дней	11 дней
2014	средневодное	1 мая – 13 июня	43 дня	18 дней	161 км ²	60%	468 см	14 дней	12 дней
2016	многоводное	22 апреля – 13 июля	82 дня	27 дней	213 км ²	79%	526 см	23 дня	31 день

Продолжительность фазы спада маловодного половодья на 1 день короче продолжительности фазы спада средневодного и в 2.8 раз короче продолжительности фазы спада многоводного. $F_{\text{общ}}$ максимальная района в многоводное половодье в 3.7 раз больше $F_{\text{общ}}$ максимальной в маловодное и в 1.3 раза больше $F_{\text{общ}}$ максимальной в средневодное (рис. 7). H_p максимальный (на г/п пос. Володарский) в многоводное половодье в 1.3 раза (на 121 см) больше H_p максимального в маловодное и в 1.1 раза (на 58 см) больше H_p максимального в средневодное (табл. 4).

Ограничение применения методики 1 – недостаточное количество космоснимков для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья (охват района дельты космической съемкой с большими интервалами во времени, облака являются помехой космической съемке). После 2013 года дельта стала активно охватываться космической съемкой. За половодья, прошедшие после 2013, имеется достаточное количество безоблачных качественных космоснимков (не всей дельты, а отдельных ее районов) высокого разрешения для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья (табл. 1, табл. 3). Эти снимки имеются в свободном доступе.

Ограничение применения методики 2: у нетипичных по гидрологическим условиям годам отсутствуют годы аналоги; годы аналоги нашлись, но мало охвачены космической съемкой; год аналог нашелся, но снимки половодья года аналога попали под облака.

Одни районы дельты удастся рассчитать по методике 1, другие – по методике 2, а есть районы дельты, по которым безоблачные качественные космоснимки дельты отсутствуют, их не удастся

рассчитать ни по одной из методик. Из-за увеличения частоты космических съемок дельты с 2017 года стало можно рассчитывать большинство районов по методикам 1 и 2 (большая часть районов по методике 1). А с запуском спутника Landsat-9 в 2021 дельта стала почти полностью охватываться частой космической съемкой.

Перспективы развития методики 1 и 2 – получение доступа к большему количеству спутниковых данных высокого разрешения; получение доступа к спутниковым данным, для которых облака не являются помехой, и освоение техник работы с такими данными; установка в дельте большего количества постоянно действующих г/п, установка в дельте временно действующих г/п в период половодья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработана методика расчета ежедневных площадей заливания ДВ для половодий разной водности (многоводного, маловодного, средневодного). Для расчета площадей заливания дельты требуются космические снимки ДВ высокого разрешения и данные по H_p на гидрологических постах дельты. Методика разработана в двух модификациях: 1 – методика с использованием количества космоснимков достаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья, 2 – методика с использованием количества космоснимков недостаточного для того, чтобы охватить все основные изменения хода каждой фазы половодья.

Результаты расчетов по данной методике позволяют выявить характеристики половодий разной водности (сроки прохождения, амплитуда, площадь

максимального заливания территории, продолжительность фазы подъема, фазы спада и фазы полки половодья) в исследуемом районе и провести их сравнительный анализ (рис. 7, табл. 4). Сравнение характеристик хода половодий разной водности выполнено впервые с высокой точностью благодаря современным спутниковым данным. На основе сравнительного анализа хода половодий разной водности, полученного по данной методике, удалось установить, что максимальная площадь заливания исследуемого района ДВ в маловодное половодье составляет 21% от площади района, в средневодное – 60%, в многоводное – 79%; многоводное половодье длится на 47 дней дольше маловодного и на 39 дней дольше средневодного; полка многоводного половодья длится в 1.5 раз дольше полки средневодного и в 1.7 раз дольше полки маловодного; разница между продолжительностью фазы спада и фазы подъема у маловодного половодья составляет 5 дней, у средневодного – 2 дня, у многоводного – 8 дней.

Полученный в данной работе ход ежедневных $F_{\text{общ}}$ рассматриваемого района ДВ для разных по водности половодий отображает ход заливания этого района, который необходимо учитывать при планировании народного хозяйства. С помощью данной методики можно выявить пространственно-временные закономерности процессов заливания разных районов ДВ при половодьях разной водности. Для этого следует использовать результаты расчетов, полученных по разработанной методике, и большое количество качественных безоблачных космоснимков (не всей дельты, а отдельных ее районов) высокого разрешения, взятых с сайтов <https://earthexplorer.usgs.gov/> и <https://www.copernicus.eu/en>.

Результаты расчетов по разработанной методике в сочетании с прогнозными метеорологическими моделями можно использовать для прогнозирования половодий. По результатам расчетов по данной методике можно рассчитывать водный баланс дельты Волги. При применении данной методики к дельтам других рек требуется учитывать их ландшафтные и гидрографические особенности при районировании.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарна академику Голицыну Георгию Сергеевичу за ценные советы и обсуждение результатов работы. Автор благодарна Полонскому Вадиму Федоровичу за руководство и поддержку на разных этапах работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байдин С.С. О заливаемости дельты Волги в условиях зарегулированного стока // Труды ГОИН. 1967. Вып. 89. С. 67–71.

Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеоздат, 1962. 337 с.

Бубер А.А., Бородычев В.В., Талызов А.А. Разработка гидродинамической модели дельты реки Волги и Западных подступных ильменей // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: наука и высшее профессиональное образование. 2017. № 2 (46). С. 271–283.

Горелиц О.В., Полонский В.Ф. Заливание дельты Волги и влияние на него изменений уровня Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 10. С. 85–97.

Государственный водный кадастр. Раздел “Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек”.

Евдокимов С.И., Михалач С.Г. Определение физического смысла комбинации каналов снимков Landsat для мониторинга состояния наземных и водных экосистем // Вестник Псковского государственного университета. 2015. № 7. С. 21–32.

Елисеева И.И. Статистика: учебник для академического бакалавриата. М.: Издательство Юрайт, 2014. 674 с.

Кашкин В.Б., Сухинин А.И. Дистанционное зондирование Земли из космоса. Цифровая обработка изображений. М.: Логос, 2001. 264 с.

Козлова М.В., Сапожникова А.А., Землянов И.В., Горелиц О.В. Оценка состояния растительного покрова Волго-Ахтубинской долины на основе ДДЗЗ и анализа связи с параметрами гидрологического режима после зарегулирования стока Волги // Экологический сборник 5: труды молодых ученых Поволжья. Тольятти, 2015. С. 172–179.

Лебедева С.В. Динамика потока в многоукавном приливном устье крупной реки (на примере р. Северная Двина). Дис. канд. геогр. наук. Москва: МГУ, 2016. 211 с.

Полонский В.Ф. Ландшафтное районирование дельты Волги с учетом ее хозяйственной освоенности и характера затопления в половодье // Тезисы докладов Всероссийского конгресса работников водного хозяйства. Москва, 2003. С. 209–210.

Полонский В.Ф., Горелиц О.В. Оценка регулирующей роли дельты Волги при пропуске половодья // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. С. 65–77.

Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Новая водно-балансовая модель дельты Волги, как средство для оптимального управления ее водным режимом // Экологические системы и приборы. 2005. № 12. С. 37–48.

Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Изучение параметров затопления дельты Волги и ее водно-балансовое моделирование // Сборник статей Всероссийской научно-практической конференции 3-5 октября 2007: “Водные ресурсы Волги: настоящее и будущее, проблемы управления”. Астрахань, 2008. С. 263–273.

Полонский В.Ф., Остроумова Л.П. Исследование процессов затопления, расчет и оценка изменений составляющих водного баланса дельты Волги в половодье // Материалы международной научной конференции 19-20 октября 2010: “Изменение климата и водного баланса Каспийского региона”. Астрахань, 2011. С. 119–127.

Рыбак В.С. О возможном заливании дельты Волги при работе водodelителя // Труды ГОИН. 1973. Вып. 116. С. 104–112.

Шинкаренко С.С., Барталев С.А., Берденгадиева А.Н., Выприцкий А.А. Динамика площадей водоемов Западного ильменно-бугрового района дельты Волги // Соврем. пробл. ДЗЗ из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 285–290.

- Шинкаренко С.С., Барталев С.А., Богодухов М.А., Ворушилов И.И., Сайгин И.А. Классификация пойменных земель Нижней Волги на основе многолетних данных дистанционного зондирования и гидрологической информации // Современ. пробл. ДЗЗ из космоса. 2023. Т. 20. № 3. С. 119–135.
- Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide. Atmospheric Correction Module Version 4.7. August 2009 Edition. ITT Visual Information Solutions Corporation, USA.
http://www.harrisgeospatial.com/portals/0/pdfs/envi/Flaash_Module.pdf
- Buma W.G., Lee L.I., Seo J.Y. Recent surface water extent of Lake Chad from multispectral sensors and GRACE // Sensors. 2018. V. 18. P. 1–24.
- Claverie M., Ju J., Masek J.G., Dungan J.L., Vermote E.F., Roger J.-C. et al. The harmonized Landsat and Sentinel-2 data set // Remote Sens. Environ. 2018. V. 219. P. 145–161.
- Du Y., Zhang Y., Ling F., Wang Q., Li W., Li X. Water bodies' mapping from Sentinel-2 imagery with Modified Normalized Difference Water Index at 10-m spatial resolution produced by sharpening the SWIR band // Remote Sensing. 2016. V. 8. P. 1–19.
- Elhag M. Consideration of Landsat-8 spectral band combination in typical Mediterranean forest classification in Halkidiki, Greece // Open Geosci. 2017. V. 9. P. 468–479.
- ENVI User's Guide. ENVI Version 4.7 & 4.7 SP1. December 2009 Edition. ITT Visual Information Solutions Corporation, USA.
http://www.harrisgeospatial.com/portals/0/pdfs/envi/ENVI_User_Guide.pdf
- Fraser R.S., Kaufman Y.J. The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing // IEEE Geosci. Remote Sens. 1985. V. GE-23. P. 615–633.
- Gao B.C. NDWI – a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // Remote Sens. Environ. 1996. V. 58. P. 257–266.
- Jensen J.R. Introductory digital image processing: a remote sensing perspective. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 2015. 544 p.
- Kwang C., Jnr E.M.O., Amoah A.S. Comparing of Landsat 8 and Sentinel 2A using water extraction indexes over Volta River // J. Geogr. Geol. 2017. V. 10. P. 1–7.
- Siegmund A., Menz G. Fernes nah gebracht. Satelliten und luftbild einsatz zur analyse von umweltveränderungen im geographie unterricht // Geographie und Schule. 2005. Vol. 154. № 4. P. 2–10.
- Szabo S., Gacsi Z., Balazs B. Specific features of NDVI, NDWI and MNDWI as reflected in land cover categories // Landsc. & Environ. Ser. 2016. V. 10. P. 194–202.
- Xu H. Modification of Normalised Difference Water Index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery // International Journal of Remote Sensing. 2006. V. 27. № 14. P. 3025–3033.
- Zhang T.X., Su J.Y., Liu C.J., Chen W.H., Liu H., Liu G. Band selection in Sentinel-2 satellite for agriculture applications // Proc. 23rd Intern. conf. on Automation and Computing. Huddersfield, UK, 2017. P. 1–6.

Methods of Calculation of Daily Flooded Areas in the Volga Delta During the Flood Periods Based on the Remote Sensing Data

N. S. Zilitinkevich¹

¹Water Problems Institute of the RAS, Moscow, Russia

We developed methods for calculating the daily flooded areas in the Volga delta (VD) for the entire flood period using satellite data. The methodology is based on the construction of dependences of the flooding areas of the hydrographic network and interchannel spaces of VD (F_{total}) on the means of daily water levels in the channels of watercourses (H_p). F_{total} for individual flood dates were determined using satellite images. Data on H_p were taken at hydrological stations (h/s) on the same dates from the State Water Cadastre. These dependencies were used to calculate the daily flooding areas of DV with high accuracy for flood periods of different water contents (high-water, low-water and medium-water contents). This method was developed in two modifications: 1 – modification for the case of the sufficient number of satellite images to cover all the main changes in the course of each phase of the flood, 2 – modification for the case of the insufficient number of satellite images to cover all the main changes in the course of each phase of the flood. We conducted a comparative analysis of daily F_{total} obtained with high accuracy using modification 1 for floods of different water contents (high-water, low-water, medium-water contents). We revealed how floods of different water contents differ in characteristics including timing of passage, amplitude, area of maximum flooding area, duration of the rise phase, decline phase and flood plateau phase. Such calculations have never been conducted before. The results of calculations by this method allow us to identify the spatial-temporal patterns of the VD flooding under different types of water contents. Our method enables to predict the dynamics of floods and to calculate the water balance of the Volga delta.

Keywords: flood period, Volga delta, delta flooding areas, satellite images, spectral water index

REFERENCES

- Baydin S.S.* O zalivaemosti del'ty Volgi v usloviyakh zaregulirovannogo stoka [The flooding of the Volga delta under conditions of regulated river runoff] // Proceedings of State Oceanographic Institute. 1967. V. 89. P. 67–71. (In Russian).
- Baydin S.S.* Stok i urovni del'ty Volgi [Runoff and water levels of the Volga delta]. M.: Gidrometeoizdat, 1962. 337 p. (In Russian).
- Buber A.A., Borodychev V.V., Talyzov A.A.* Razrabotka gidrodinamicheskoy modeli del'ty reki Volgi i Zapadnykh podstepnykh il'meney [Development of the hydrodynamic model of the Volga delta and Western steppe ilmens] // Izvestiya Nizhnevolzhskogo agrouniversitetskogo kompleksa: nauka i vysshee professional'noe obrazovanie. 2017. № 2 (46). P. 271–283. (In Russian).
- Gorelits O.V., Polonskiy V.F.* Zalivanie del'ty Volgi i vliyanie na nego izmeneniy urovniy Kaspiyskogo morya [The flooding of the Volga delta and effects of changes of the level of the Caspian Sea on the flooding] // Meteorologiya i gidrologiya. 1997. № 10. P. 85–97. (In Russian).
- Gosudarstvennyy vodnyy kadastr. Razdel “Ezhegodnye dannye o rezhime i kachestve vod morey i morskikh ust'ev rek” [State Water Cadaster. Unit “Annual data on water regime and water quality of seas and sea mouths of rivers”]. (In Russian).
- Evdokimov S.I., Mikhailap S.G.* Opredelenie fizicheskogo smysla kombinatsii kanalov snimkov Landsat dlya monitoringa sostoyaniya nazemnykh i vodnykh ekosistem [The physical meaning of the combination of spectral bands of Landsat images for monitoring of terrestrial and aquatic ecosystems] // Vestnik Pskovskogo gosudarstvennogo universiteta. 2015. № 7. P. 21–32. (In Russian).
- Eliseeva I.I.* Statistika: uchebnik dlya akademicheskogo bakalavriata [Statistics: tutorial for academic baccalaureate]. M.: Izdatel'stvo Yurayt, 2014. 674 p. (In Russian).
- Kashkin V.B., Sukhinin A.I.* Distantionnoe zondirovanie Zemli iz kosmosa. Tsifrovaya obrabotka izobrazheniy [Remote sensing of the Earth from space. Digital image processing.] M.: Logos, 2001. 264 p. (In Russian).
- Kozlova M.V., Sapozhnikova A.A., Zemlyanov I.V., Gorelits O.V.* Otsenka sostoyaniya rastitel'nogo pokrova Volgo-Akhtubinskoy doliny na osnove DDZZ i analiza svyazi s parametrami gidrologicheskogo rezhima posle zaregulirovaniya stoka Volgi [Vegetation assessments of the Volga-Akhtuba floodplain based on remote sensing data and analysis of the parameters of hydrological regime after start of regulation of the Volga River runoff] // Ekologicheskii sbornik 5: trudy molodykh uchenykh Povolzh'ya. Tol'yatti, 2015. P. 172–179. (In Russian).
- Lebedeva S.V.* Dinamika potoka v mnogorukavnom prilivnom ust'e krupnoy reki (na primere r. Severnaya Dvina) [Flow dynamics in highly braided tidal mouth of the large river (on the example of the Northern Dvina River)]. Dissertatsiya kandidata geograficheskikh nauk. Moskva: MGU, 2016. 211 p. (In Russian).
- Polonskiy V.F.* Landshaftnoe rayonirovanie del'ty Volgi s uchedom ee khozyaystvennoy osvoennosti i kharaktera zatopeniya v polovod'e [Landscape zoning of the Volga delta in view of economic development and features of the flooding] // Tezisy dokladov Vserossiyskogo kongressa rabotnikov vodnogo khozyaystva. Moskva, 2003. P. 209–210. (In Russian).
- Polonskiy V.F., Gorelits O.V.* Otsenka reguliruyushey roli del'ty Volgi pri propuske polovod'ya [Assessment of the regulating role of the Volga delta during a flood] // Gidrometeorologicheskie aspekty problemy Kaspiyskogo morya i ego basseyna. SPb.: Gidrometeoizdat, 2003. P. 65–77. (In Russian).
- Polonskiy V.F., Ostroumova L.P.* Novaya vodno-balansovaya model' del'ty Volgi, kak sredstvo dlya optimal'nogo upravleniya ee vodnym rezhimom [New water-balance model of the Volga delta as a tool for optimal regulation of water regime] // Ekologicheskie sistemy i pribory. 2005. № 12. P. 37–48. (In Russian).
- Polonskiy V.F., Ostroumova L.P.* Izuchenie parametrov zatopeniya del'ty Volgi i ee vodno-balansovoe modelirovanie [Parameters of the Volga delta flooding and its water-balance modeling] // Sbornik statey Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii 3-5 oktyabrya 2007: “Vodnye resursy Volgi: nastoyashee i budushee, problemy upravleniya”. Astrakhan', 2008. P. 263–273. (In Russian).
- Polonskiy V.F., Ostroumova L.P.* Issledovanie protsessov zatopeniya, raschet i otsenka izmeneniy sostavlyayuschikh vodnogo balansa del'ty Volgi v polovod'e [Processes of flooding, assessment and calculation of the dynamics of water balance components of the Volga delta during a flood] // Materialy mezhdunarodnoy nauchnoy konferentsii 19-20 oktyabrya 2010: “Izmenenie klimata i vodnogo balansa Kaspiyskogo regiona”. Astrakhan', 2011. P. 119–127. (In Russian).
- Rybak V.S.* O vozmozhnom zalivaniy del'ty Volgi pri rabote vododelitelya [Prediction of flooding of the Volga delta under the influence of water-separator] // Proceedings of State Oceanographic Institute. 1973. V. 116. P. 104–112. (In Russian).
- Shinkarenko S.S., Bartalev S.A., Berdengalieva A.N., Vypritskiy A.A.* Dinamika ploschadey vodoyomov Zapadnogo il'menno-bugrovogo rayona del'ty Volgi [The dynamics of the areas of water bodies in the Western ilmens and mounds region of the Volga delta] // Sovremennye problemy DZZ iz kosmosa. 2021. V. 18. № 4. P. 285–290. (In Russian).
- Shinkarenko S.S., Bartalev S.A., Bogodukhov M.A., Vorushilov I.I., Saygin I.A.* Klassifikatsiya poymennykh zemel' Nizhney Volgi na osnove mnogoletnykh dannykh distantsionnogo zondirovaniya i gidrologicheskoy informatsii [Classification of the floodplain lands in the Lower Volga based on long-term remote sensing data and hydrological information] // Sovremennye problemy DZZ iz kosmosa. 2023. V. 20. № 3. P. 119–135. (In Russian).
- Atmospheric Correction Module: QUAC and FLAASH User's Guide. Atmospheric Correction Module Version 4.7. August 2009 Edition. ITT Visual Information Solutions Corporation, USA.
http://www.harrisgeospatial.com/portals/0/pdfs/envi/Flaash_Module.pdf
- Buma W.G., Lee L.I., Seo J.Y.* Recent surface water extent of Lake Chad from multispectral sensors and GRACE // Sensors. 2018. V. 18. P. 1–24.
- Claverie M., Ju J., Masek J.G., Dungan J.L., Vermote E.F., Roger J.-C. et al.* The harmonized Landsat and Sentinel-2 data set // Remote Sens. Environ. 2018. V. 219. P. 145–161.
- Du Y., Zhang Y., Ling F., Wang Q., Li W., Li X.* Water bodies' mapping from Sentinel-2 imagery with Modified Normalized

- Difference Water Index at 10-m spatial resolution produced by sharpening the SWIR band // *Remote Sensing*. 2016. V. 8. P. 1–19.
- Elhag M.* Consideration of Landsat-8 spectral band combination in typical Mediterranean forest classification in Halkidiki, Greece // *Open Geosci*. 2017. V. 9. P. 468–479.
- ENVI User's Guide. ENVI Version 4.7 & 4.7 SP1. December 2009 Edition. ITT Visual Information Solutions Corporation, USA. http://www.harrisgeospatial.com/portals/0/pdfs/envi/ENVI_User_Guide.pdf
- Fraser R.S., Kaufman Y.J.* The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing // *IEEE Geosci. Remote Sens.* 1985. V. GE-23. P. 615–633.
- Gao B.C.* NDWI – a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space // *Remote Sens. Environ.* 1996. V. 58. P. 257–266.
- Jensen J.R.* Introductory digital image processing: a remote sensing perspective. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall, 2015. 544 p.
- Kwang C., Jnr E.M.O., Amoah A.S.* Comparing of Landsat 8 and Sentinel 2A using water extraction indexes over Volta River // *J. Geogr. Geol.* 2017. V. 10. P. 1–7.
- Siegmund A., Menz G.* Fernes nah gebracht. Satelliten und luftbild einsatz zur analyse von umweltveränderungen im geographie unterricht // *Geographie und Schule*. 2005. Vol. 154. № 4. P. 2–10.
- Szabo S., Gacsi Z., Balazs B.* Specific features of NDVI, NDWI and MNDWI as reflected in land cover categories // *Landsc. & Environ. Ser.* 2016. V. 10. P. 194–202.
- Xu H.* Modification of Normalised Difference Water Index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery // *International Journal of Remote Sensing*. 2006. V. 27. № 14. P. 3025–3033.
- Zhang T.X., Su J.Y., Liu C.J., Chen W.H., Liu H., Liu G.* Band selection in Sentinel-2 satellite for agriculture applications // *Proc. 23rd Intern. conf. on Automation and Computing*. Huddersfield, UK, 2017. P. 1–6.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ХОРОДИНАМИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ОТКРЫТЫХ ПЕСКОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СТАВРОПОЛЬСКОГО КРАЯ

© 2024 г. В. В. Дорошенко¹. *

¹Федеральное государственное бюджетное научное учреждение “Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения Российской академии наук”, Волгоград, Россия

*E-mail: doroshenko-vv@vifanc.ru

Поступила в редакцию 19.01.2024 г.

Динамично протекающие на северо-востоке Ставропольского края процессы опустынивания тесно взаимосвязаны с климатическими условиями, что обуславливает необходимость оперативного картографирования качественных смен состояния открытых песков в соответствии с различными сценариями. Картографирование проводилось на основе методики хородинического (диахронического) картографирования за два периода (июль-август 2022 г. и июнь-июль 2023 г.), для выбора временных срезов использованы данные о ежемесячной динамике площадей открытых песков, количестве осадков и пыльных бурях. Картографирование проводилось визуальным способом на основе мультиспектральных спутниковых снимков “Landsat” за каждый месяц. В 2022 году было зарегистрировано 14 пыльных бурь, в 2023 году не зарегистрировано ни одной, а дни с критической скоростью ветра сопровождались обильными осадками, в связи с чем выявлено значительное снижение видимых площадей открытых песков в результате зарастания. На основе имеющихся данных с применением оверлейных операций составлены схемы качественных переходов на тестовом участке (часть Левокумского района), соответствующие качественным переходам при “сухом” и “влажном” сценарии. Несмотря на прогрессирующее зарастание песков, стимулируемое отсутствием пыльных бурь и обильными осадками в 2023 году, начиная с участков с наименьшей мощностью наносов, восстановление изначальных растительных сообществ без проведения фитомелиоративных мероприятий крайне маловероятно в связи с высокой антропогенной нагрузкой и семенным опустыниванием, в результате которого на открытых песках произрастают малоценные в кормовом отношении однолетники (солянка сорная, кумарчик, паслен рогатый и др.).

Ключевые слова: Ставропольский край, геоинформационный анализ, данные дистанционного зондирования, опустынивание, хородиническое картографирование

DOI: 10.31857/S0205961424030072, EDN: FAJTEY

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восток Ставропольского края с начала XXI века подвержен значительному росту опустыненных территорий, усугубившемуся после 2017 года в связи с изменением климатических условий – учащением и интенсификацией пыльных бурь на всей Прикаспийской низменности (Антонов, 2018, Мелихова, 2023; Юферев и др., 2022; Gontovaya, 2021). Похожие ситуации регулярно наблюдаются также на восточном побережье Каспийского моря – в Атырауской области Казахстана (Ершибулов, 2016). Выявление зависимости между площадями открытых песков и климатическими условиями является основой прогнозирования их динамики, расчет которой необходим для планирования лесомелиоративных мероприятий, направленных на закрепление подвижных песков и формирование пастбищных угодий на песках для

их возвращения в сельскохозяйственный оборот (Лапенко, Хонина, 2022; Саидов и др., 2021). Особенностью протекающих на территории Левокумского и Нефтекумского районов (северо-восток Ставрополья) процессов опустынивания является то, что, несмотря на большое количество исследований, посвященных опустыниванию и изучению динамики площадей открытых песков в пределах Терско-Кумской низменности, как правило, они ограничены административными границами Республики Калмыкия и Дагестан (Кулик и др., 2020). При этом динамика видимой площади открытых песков на этой территории значительна – как в течение года, так и в многолетней ретроспективе (Дорошенко, 2022б).

Восток Ставропольского края является частью древнего скотоводческого региона Кизлярские пастбища, в настоящее время свободные от пашни

территории активно используются для овцеводства. При росте площадей открытых песков и закономерном сокращении площадей доступных пастбищ произошло снижение поголовья, которое, впрочем, не может компенсировать возросшую концентрацию животных на сохранившихся кормовых участках (Шинкаренко и др., 2023). Сложившаяся сельскохозяйственная специализация в восточных районах Ставрополя (пастбищные угодья в более засушливой восточной части и высокая степень распашки западнее) не позволяет расширять пастбища для сокращения поголовья на пострадавших от опустынивания участках (Дорошенко, 2023б). Подвергающиеся чрезмерной пастбищной нагрузке территории страдают от сокращения проективного покрытия растительности, которое приводит к росту риска дефляции, а также от т.н. семенного опустынивания – снижения доли ценных кормовых растений в сообществе и их соответствующего недостаточного обсеменения, в результате чего целинные степные и сухостепные сбалансированные фитоценозы заменяются вторичными, составляемыми, в основном, пастбищными сорняками (Лапенко, Хонина, 2022; Кулик, 2004).

Цель исследования заключалась в хородиническом картографировании качественных смен состояний открытых песков на территории северо-восточной части Левокумского района Ставропольского края с учетом двух климатических сценариев (2022–2023 гг.).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основу хородинического картографирования, т.е. картографирования изменений сложных экосистем с использованием материалов съемки за два различных периода, разрабатывали ученые в разных странах (Forman, 1986; Виноградов 1998; Аавиксоо, 1989). При этом выделяются методики отображения количественных и качественных переходов. Нами использована методика отображения качественных переходов или смены состояний Б.В. Виноградова с матричной легендой, отражающей направление перехода. Смена состояний оценивалась как разница между состоянием открытых песков в два соседних месяца и определялась путем проведения оверлейных операций над векторными слоями, содержащими данные о пространственном положении песков. В результате определялись такие переходы: “Пески – Пески”, “Пески - Не пески”, “Не пески – Пески”, “Не пески - Не пески”. Дополнительно картографирование вероятности перехода осложняется значительным влиянием климатических факторов, рассмотренных в работах (Дорошенко, 2022б; Дорошенко, 2023а) – при наличии за рассматриваемый период пыльных бурь

и в их отсутствие “поведение” песчаных массивов строго определенное. В связи с этим, хородиническое картографирование для двух временных срезов (диахроническое картографирование) было проведено для периодов июль-август 2022 г. (состояние открытых песков на 30 июля и 26 августа; “сухой” климатический сценарий) и июнь-июль 2023 г. (состояние открытых песков на 23 июня и 30 июля; “влажный” климатический сценарий), когда были выявлены наибольшие изменения конфигурации массивов открытых песков. “Сухому” сценарию соответствуют высокая ветровая нагрузка (в охваченный период зарегистрирована серия пыльных бурь общей продолжительностью 17 дней) и минимальным количеством осадков (1 мм). “Влажный” сценарий характеризуется минимальной ветровой нагрузкой и значительным увлажнением (35 мм).

Для картографирования открытых песков были использованы мультиспектральные спутниковые снимки “Landsat”, имеющие достаточное пространственное (30 м) и временное разрешение для картографирования динамики такого изменчивого процесса, как открытые пески. Даты съемки для подходящих сцен подбирались максимально близкие к концу каждого рассматриваемого месяца, чтобы оценка площадей открытых песков была максимально объективной. Дешифрирование массивов открытых песков (лишенных растительности) проводилось визуальным (экспертным) способом с использованием комбинации каналов “естественные цвета” (красный-зеленый-синий спектральные каналы), которая обеспечивает достаточную контрастность для дифференциации песков и элементов окружающего ландшафта (Дорошенко, 2022б; Мелихова, 2023). К категории объектов “пески” отнесены также скальпированные участки и деструктивные эколого-морфологические области очагов опустынивания, т.е. все обособленные участки, лишённые растительного покрова (Биарсланов и др., 2023). При повторном дешифрировании учитывалось зарастание песков преимущественно однолетними псаммофитами, как правило, начинающееся с окраин массивов. Поскольку на северо-востоке Ставропольского края широко распространены соровые понижения и солончаки, при дешифрировании также использовались предварительно полученные данные о пространственном положении соровых понижений (Дорошенко, 2022а; Пищулов, 2013) для корректного отделения открытых песков от засоленных участков, которые, в силу схожих спектральных характеристик, могут ошибочно дешифрироваться как пески на спутниковых снимках среднего разрешения (рис. 1). Ключевыми дешифровочными признаками, обеспечивающими дифференциацию открытых песков и засоленных участков, являются цвет и текстура изображения. Цвет соровых понижений может значительно ва-

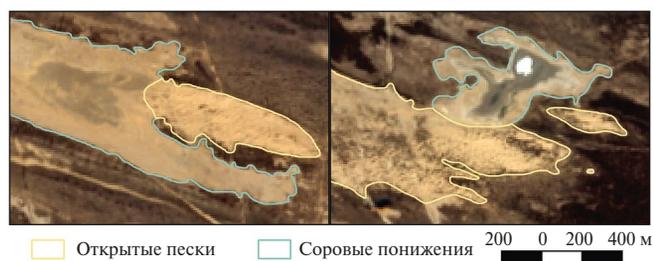


Рис. 1. Открытые пески и соровые понижения на фрагментах спутникового снимка (от 21.10.2023 г.).

рывать в течение года в зависимости от освещения, увлажненности поверхности и др. факторов, но при этом сохраняется светлый, вплоть до белого, тон и холодный оттенок (серый или голубоватый), а также гладкая блестящая текстура солевой корки, тогда как открытые пески имеют теплый цвет от белого до желтого и матовой или зернистой текстурой. Также на спутниковых снимках может просматриваться достаточно четкое деление очага опустынивания на эколого-морфологические области и участки зарастания пионерными псаммофитами в межбугровых понижениях, что может быть использовано в качестве косвенных дешифровочных признаков.

Данные о количестве осадков и пыльных бурях были получены с помощью сервиса “Погода и климат” (<http://www.pogodaiklimat.ru/>) как дни с отметкой о пыльных бурях для метеостанций в г. Арзгир, г. Буденновск и г. Зеленокумск, находящихся западнее территории исследования, а также метеостанции в г. Южно-Сухокумск, находящейся восточнее (Ногайский район Республики Дагестан). Т.к. во время пыльных бурь преобладают восточные ветра (Дорошенко, 2023в) западное расположение метеостанций наиболее выгодно для оценки их динамики.

Обработка растровых материалов спутниковой съемки и их дешифрирование, а также формирование картографических материалов проводились в программной среде ГИС “QGIS 3”, статистическая обработка полученных данных проводилась в среде “MS Excel”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ климатических данных показал, что в 2022 г. зарегистрировано 14 пыльных бурь общей продолжительностью 29 дней; скорость ветра варьировала от 5 до 29 м/с, преобладающим направлением ветра было восточное (Дорошенко, 2023в). Особенностью воздействия пыльных бурь на массивы открытых песков является то, что при последовательных пыльных бурях принесенный ветром

ранее материал может подвергаться повторному выдуванию, что приводит к дальнейшему нарастанию площади открытых песков. Похожая ситуация могла наблюдаться в исследуемый период конца июля - конца августа 2022 г., когда были зарегистрированы три пыльные бури с минимальными по продолжительности перерывами: с 10.08 по 15.08 (6 дней), 18.08 и с 20.08 по 28.08 (9 дней) со средней скоростью ветра 13.2 м/с при выпадении 1 мм осадков. Такие серии бурь наиболее опасны с точки зрения дефляции, но при этом достаточно редки. В 2023 г. климатические условия резко отличались — так, на выбранных метеостанциях не было зафиксировано ни одной пыльной бури, только 6 эпизодов фиксации пыльного поземка в весенний и летний период на метеостанции в г. Буденновск. Для оценки возможности возникновения пыльной бури используется критическая скорость ветра (7 м/с как среднее для песков и легких почв (Дорошенко 2023а; Кулик, 2004)), но в 2023 г. почти три четверти (72%) всех дней, когда скорость ветра достигала критической отметки, были дождливыми либо критическая скорость ветра отмечалась после выпадения осадков (в течение нескольких часов или на следующий день), что исключает возможность эолового переноса частиц песка или почвы. Годовое количество осадков в 2023 г. почти на 100 мм превышало сумму осадков 2022 г. (315 и 233 мм соответственно), что также не могло не сказаться на динамике площадей открытых песков. Так, для исследуемого периода конец мая — конец июня 2023 г. скорости ветров достигали 12–18 м/с, но только во время дождей, в том числе, ливневых — всего за период 24.05–23.06 выпало 100 мм осадков. Вместе с минеральными частицами во время сильных ветров также переносятся семена растений, что способствует быстрому и интенсивному зарастанию песчаных массивов различными пионерными псаммофитами при возникновении подходящих условий — снижении ветровой нагрузки и достаточном увлажнении.

По результатам дешифрирования составлены тематические векторные слои, содержащие данные о пространственном положении массивов открытых песков на территории Левокумского района. По общим суммам этих площадей за каждый рассматриваемый месяц (табл. 1) заметна тенденция к значительному сокращению видимых площадей открытых песков в 2023 году в условиях отсутствия пыльных бурь и высокой влажности грунта при критических скоростях ветров. В 2022 году выявлена сильная положительная связь ($r = 0.83$) между количеством дней с зарегистрированными пыльными бурями и приростом площадей открытых песков (Дорошенко, 2023а).

На основе имеющихся данных о динамике песчаных массивов на тестовом участке, включающем в себя наиболее динамичную в отношении площа-

Таблица 1. Количественные показатели дешифрирования ежемесячного состояния открытых песков в 2022–2023 гг.

Площадь песков, тыс. га	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
2022	29.5	21.4	18.2	15.4	20.4	45.0	41.6	45.4
2023	30.4	25.9	23.9	19.9	6.3	5.6	5.6	5.6

дей открытых песков часть Левокумского района (рис. 2) на северо-востоке Ставропольского края, составлены диахронические схемы смен состояния открытых песков по “сухому” (рис. 3) и “влажному” сценариям (рис. 4).

В июле-августе 2022 г. под воздействием пыльных бурь площадь открытых песков увеличилась в 1.9 раза, т.е. переходу “Не пески – Пески” было подвержено 19.6 тыс. га, а переход “самих в себя” (“Пески – Пески”), т.е. сохранение класса выявлено на площади 17.1 тыс. га (рис. 5). Высокая ветровая нагрузка значительно ухудшает условия ве-

гетации растительности и препятствует зарастанию песков (Биарсланов и др., 2023). При этом выявлен также переход “Пески - Не пески” на площади 1.9 тыс. га, связанный с очисткой соровых понижений от нанесенного ранее слоя песка, а также с зарастанием деструктивных областей очагов опустынивания. Площади, не занятые песками, занимали около 55% общей площади тестового участка.

В июне-июле 2023 г. ситуация обратная – прирост площади песков (переход “Не пески – Пески”) зафиксирован на площади 13 га, неизменные площади песков составляют 5.7 тыс. га, тогда как

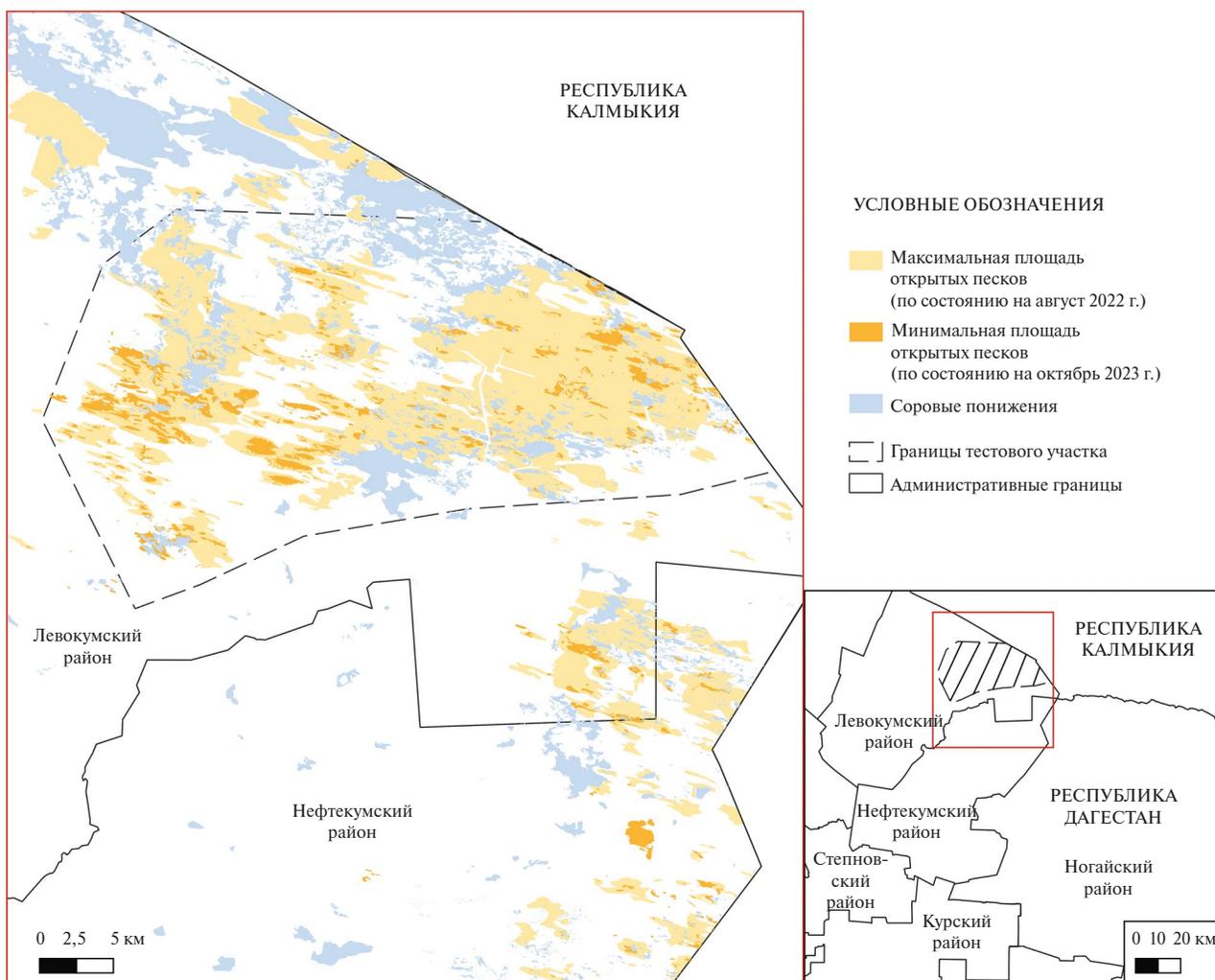


Рис. 2. Схема пространственного положения тестового участка.

зарастающие пески занимают почти 13 тыс. га. Всего не занятые песками участки составляют более 75% тестового участка.

Полученные результаты демонстрируют закономерную динамику открытых песков – увеличение

их площади при низком количестве осадков и высокой ветровой нагрузке и резкое сокращение при увеличении количества осадков (Биарсланов и др., 2023; Дорошенко, 2023а; Юферев и др., 2022). Использование двух временных срезов в комплексе

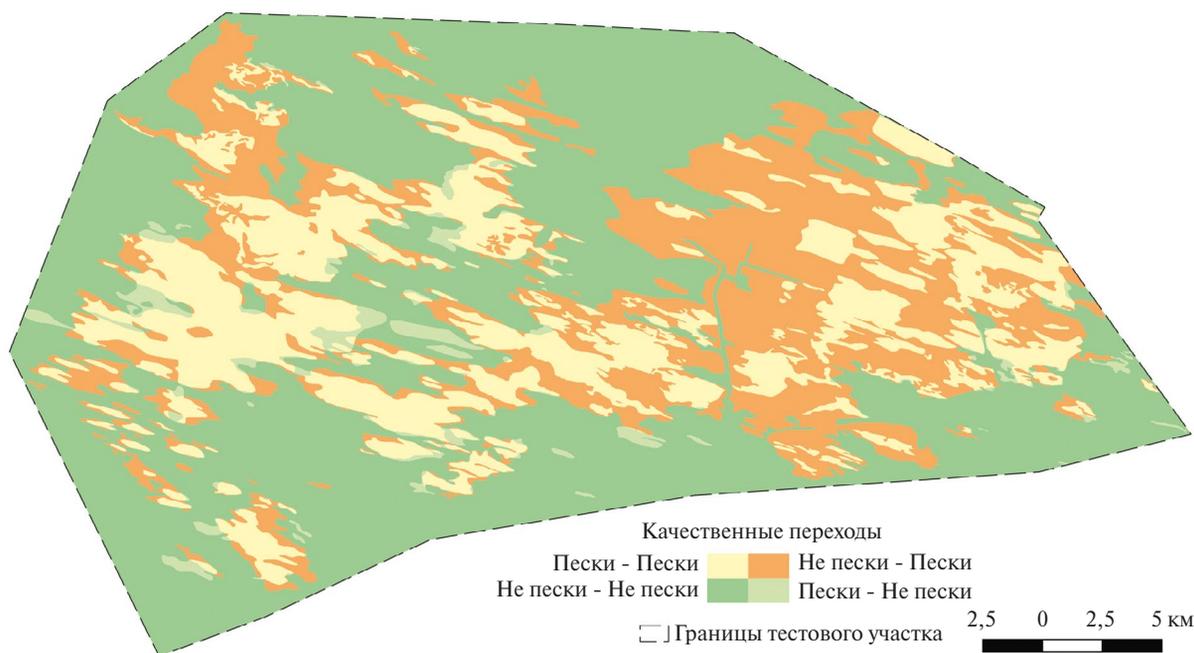


Рис. 3. Схема качественных переходов состояния открытых песков в июле-августе 2022 г. (“сухой” климатический сценарий).

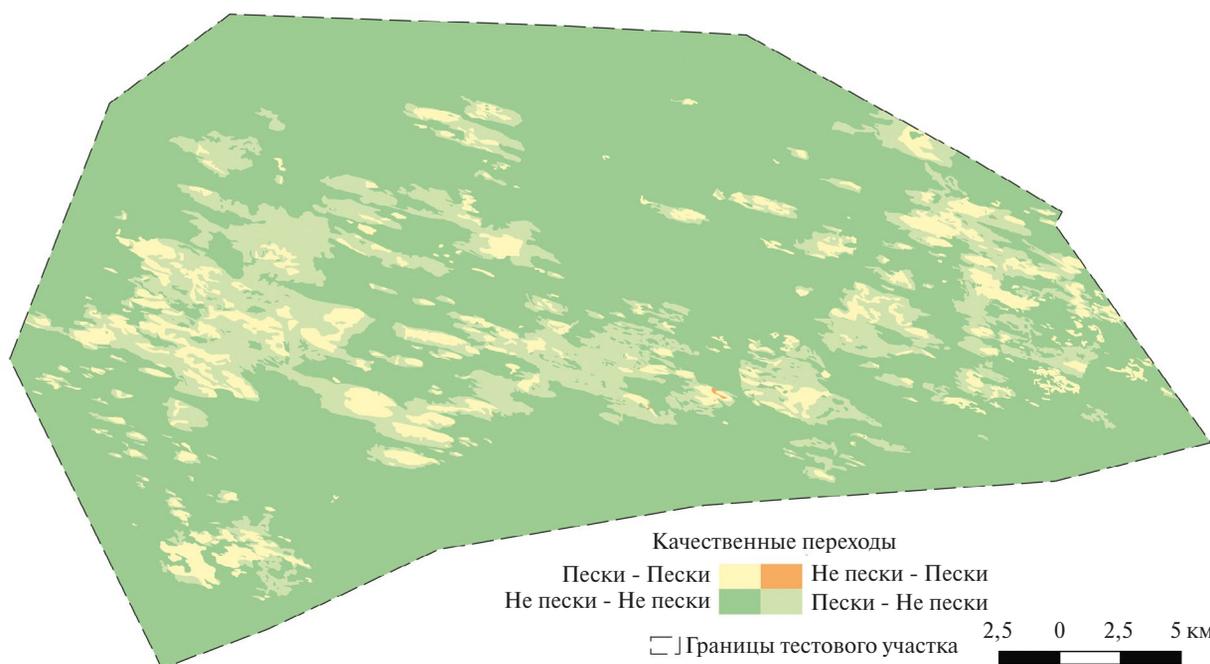


Рис. 4. Схема качественных переходов состояния открытых песков в июне-июле 2023 г. (“влажный” климатический сценарий).

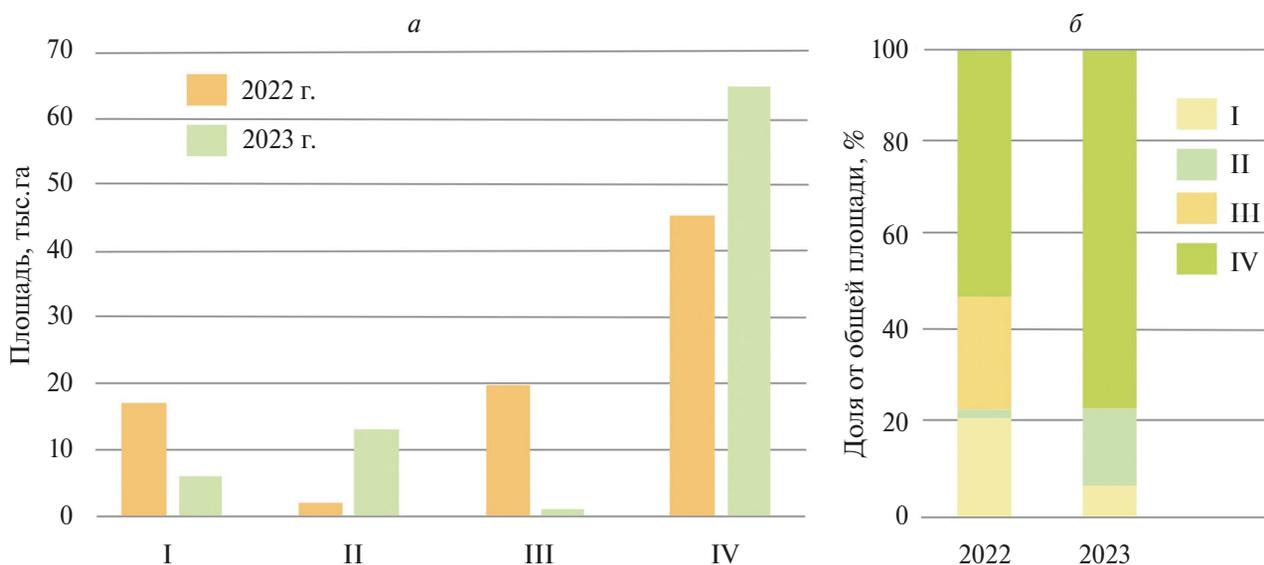


Рис. 5. График площадей категорий (а) и их долей в общей площади тестового участка (б) (категории: I – “Пески – Пески”, II – “Пески – Не пески”, III – “Не пески – Пески”, IV – “Не пески – Не пески”).

с метеорологическими данными позволяет выявить основные факторы, тогда как расширение временного ряда потенциально может позволить выявить песчаные массивы, площадь которых превышает возможности самозарастания.

При этом необходимо отметить, что полноценное зарастание образовавшихся на территории Левокумского района песчаных массивов естественным путем с формированием сбалансированных растительных сообществ, сходных с исконными для сухой степи, представляется маловероятным в связи с большой мощностью песчаных наносов; дополнительным осложняющим фактором является крайне высокая степень минерализации грунтовых вод и сохраняющаяся пастбищная нагрузка (Шаповалов и др., 2020). Также влияние на этот процесс оказывает развивающееся семенное опустынивание – доля многолетников в растительных сообществах значительно сократилась, в настоящее время пионерными растениями на песках являются солянка сорная (*Salsola tragus* L.), кумарчик (*Agriophyllum squarrosum* L.), паслен рога-тый (*Solanum rostratum* Dunal), т.е. однолетние растения, в т.ч. способные образовывать форму “перекати-поле” (Лапенко и др., 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате работ по хородиническому картографированию открытых песков на тестовом участке на северо-востоке Ставропольского края (Левокумский район) получена векторная маска пространственно-временного распределения открытых песков и зарастающих участков, а также составлены

схемы смен качественных состояний песчаных массивов в зависимости от климатических сценариев (на основе временных срезов 2022 и 2023 года).

Методика диахронического картографирования с использованием оверлейных операций показывает хорошие результаты при наличии корректных данных о пространственном размещении открытых песков, получение которых обеспечивается применением методики визуального дешифрирования материалов ДЗЗ. Полученные данные и опыт диахронического картографирования для составления прогнозов могут быть использованы при планировании лесомелиоративных мероприятий, направленных на борьбу с последствиями пыльных бурь и закрепление подвижных песков для восстановления утраченных пастбищных угодий, например, путем создания лесопастбищ или с применением метода агростепи, поскольку позволяют анализировать переходы состояний открытых песков и влияющие на этот непрерывный процесс факторы. Используемая методика свободно может применяться в других аридных регионах с условием тщательной обработки климатических данных для выявления режима пыльных бурь и определения преобладающего направления ветров.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ФНЦ агроэкологии РАН НИР FNFE-2024-0009 “Опустынивание территорий аридных, субаридных и сухих субгумидных регионов, картографирование современного состояния и динамики опустынивания земель,

моделирование и прогнозирование процессов опустынивания, для планирования восстановления деградированных земель с применением геоинформационных технологий и аэрокосмических методов в условиях усиливающихся засух, песчаных и пыльных бурь”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аавиксоо К.Д., Кадарик Х.Р.* Динамика болотных ландшафтов и достоверность прогноза их развития // Экология. 1989. № 4. С. 33–38.
- Антонов С.А.* Изменение агроклиматического районирования территории Ставропольского края для повышения продуктивности агроландшафтов // Известия Оренбургского государственного аграрного университета. 2018. № 3(71). С. 8–11. DOI: 10.25930/0erb-cm88. EDN XRTQZV.
- Биарсланов А.Б., Шинкаренко С.С., Гаджиев И.Р.* Картографирование и анализ сезонной динамики площадей опустынивания на севере Дагестана по ежемесячным композитам Sentinel-2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 1. С. 160–175. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-160-175. EDN SDCLDS.
- Виноградов Б.В.* Основы ландшафтной экологии / М.: ГЕОС, 1998. 418 с. ISBN 5-89118-056-1.
- Дорошенко В.В.* Геоинформационное картографирование сорных понижений и солончаков в Ставропольском крае // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: Наука и высшее профессиональное образование. 2022а. № 4(68). С. 553–561. DOI: 10.32786/2071-9485-2022-04-64.
- Дорошенко В.В.* Геоинформационный анализ развития процессов опустынивания в Ставропольском крае // Научно-агрономический журнал. 2022б. № 3(118). С. 31–36. DOI: 10.34736/FNC.2022.118.3.004.31-36.
- Дорошенко В.В.* Динамика площади открытых песков на северо-востоке Ставропольского края в 2022 г. // Географический вестник. 2023а. № 4(67). С. 127–136. DOI: 10.17072/2079-7877-2023-4-127-136.
- Дорошенко В.В.* Зависимость вегетации озимых культур от рельефа и почв на востоке Ставропольского края // Исследование Земли из космоса. 2023б. № 5. С. 71–84. DOI: 10.31857/S0205961423050044.
- Дорошенко В.В.* Пыльные бури на востоке Ставропольского края в 2017–2022 гг. // Вопросы степеведения. 2023в. № 3. С. 41–48. DOI: 10.24412/2712-8628-2023-3-41-48. — EDN JVUYFD.
- Ершибулов А.К.* Пыльные бури в Прикаспийском регионе Республики Казахстан // Научный Альманах ассоциации France-Kazakhstan. 2016. № 3. С. 125–135.
- Кулик К.Н.* Агролесомелиоративное картографирование и фитоэкологическая оценка аридных ландшафтов / Волгоград: изд. ВНИАЛМИ, 2004. 248 с.
- Кулик К.Н., Петров В.И., Юферев В.Г., Ткаченко Н.А., Шинкаренко С.С.* Геоинформационный анализ опустынивания северо-западного Прикаспия // Аридные экосистемы. 2020. Т. 26. № 2(83). С. 16–24. EDN TJYXNB.
- Лапенко Н.Г., Ерошенко Ф.В., Сторчак И.Г.* Растительность степных фитоценозов и особенности ее вегетации в условиях Ставропольского края // Аграрный вестник Урала. 2020. № 2(193). С. 9–19. DOI: 10.32417/1997-4868-2020-193-2-9-19.
- Лапенко Н.Г., Хонина О.В.* Оценка пастбищной дигрессии степных экосистем аридной зоны Ставрополя // Достижения науки и техники АПК. 2022. Т. 36. № 5. С. 16–20. DOI: 10.53859/02352451_2022_36_5_16.
- Мелихова А.В.* Картографирование процессов опустынивания в Астраханском Заволжье с применением ГИС-технологий // Научно-агрономический журнал. 2023. № 3(122). С. 40–45. DOI: 10.34736/FNC.2023.122.3.006.40-45.
- Пищулов С.А.* Комплексная характеристика сорных понижений Северо-Западного Прикаспия (на примере Астраханской области) // Астраханский вестник экологического образования. 2013. № 2(24). С. 123–126.
- Саидов М.С., Саидов С.М., Гайратов М.Т., Давлатов Ф.С.* Песчаные и пыльные бури: практические рекомендации по уменьшению влияния факторов, способствующих формированию песчаных и пыльных бурь // Наука и инновация. 2021. № 1. С. 5–17.
- Шаповалов Д.А., Ключин П.В., Савинова С.В.* Экологические проблемы сельскохозяйственного землепользования в Ставропольском крае // Аридные экосистемы. 2020. Т. 26. № 2(83). С. 57–62. EDN HQLAFJ.
- Шинкаренко С.С., Выприцкий А.А., Васильченко А.А., Берденгалиева А.Н.* Анализ влияния антропогенных нагрузок на процессы опустынивания в северном прикаспии по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2023. № 3. С. 44–57. DOI: 10.31857/S0205961423030065.
- Юферев В.Г., Беляев А.И., Синельникова К.П.* Опустынивание земель сельскохозяйственного назначения в Черноземельском районе Калмыкии // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: Наука и высшее профессиональное образование. 2022. № 4(68). С. 465–473. DOI: 10.32786/2071-9485-2022-04-55.
- Forman R.T.T., Godron M.* Landscape ecology / N. Y.: Willey, 1986.
- Gontovaya I.V., Tatarnikov V.O., Ocheretnyi M.A.* Analysis of conditions for dust storm occurrence in the Astrakhan oblast in 2021 // Russian Meteorology and Hydrology. 2023. Vol. 48. No. 3. P. 280–286.

Horodynamic Mapping of Open Sands in the East of the Stavropol Region

V. V. Doroshenko¹

¹*Federal State Budget Scientific Institution “Federal Scientific Center of Agroecology, Complex Melioration and Protective Afforestation of the Russian Academy of Sciences” (FSC of Agroecology of the RAS), Volgograd, Russia*

The desertification processes that are dynamically occurring in the north-east of the Stavropol Territory are closely interrelated with climatic conditions, which necessitates the rapid mapping of qualitative changes in the state of open sands in accordance with various scenarios. The mapping was carried out on the basis of the technique of chorodynamic (diachronic) mapping for two periods (July-August 2022 and June-July 2023), data on the monthly dynamics of open sand areas, precipitation and dust storms were used to select time slices. The mapping was carried out visually on the basis of multispectral satellite images of Landsat for each month. In 2022, 14 dust storms were registered, in 2023 none were registered, and days with critical wind speeds were accompanied by heavy precipitation, in connection with which a significant decrease in the visible areas of open sands was revealed as a result of overgrowth. Based on the available data, using overlay operations, schemes of qualitative transitions in the test area (part of the Levokumsky district) corresponding to qualitative transitions in the “dry” and “wet” scenarios were compiled. Despite the progressive overgrowth of the sands, stimulated by the absence of dust storms and abundant precipitation in 2023, starting from areas with the lowest sediment capacity, the restoration of the original plant communities without carrying out phytomeliorative measures is extremely unlikely due to high anthropogenic load and seed desertification, as a result of which low-value annual crops grow on open sands (weed solyanka, kumarchik, nightshade horned, etc.).

Keywords: Stavropol Region, geoinformation analysis, remote sensing data, desertification, horodynamic mapping

REFERENCES

- Aaviksoo K.D., Kadarik X.R.* Dinamika bolotny'h landshaftov i dostovernost' prognoza ix razvitiya [The dynamics of swamp landscapes and the reliability of the forecast of their development] // *E`kologiya*. 1989. № 4. P. 33–38. (In Russian).
- Antonov S.A.* Izmenenie agroklimaticheskogo rajonirovaniya territorii Stavropol'skogo kraja dlya povysheniya produktivnosti agrolandshaftov [Changing the agro-climatic zoning of the Stavropol Territory to increase the productivity of agricultural landscapes] // *Izvestiya Orenburgskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta*. 2018. № 3(71). P. 8–11. DOI: 10.25930/0erb-cm88. – EDN XRTQZV. (In Russian).
- Biarlanov A.B., Shinkarenko S.S., Gadzhiev I.R.* Kartografirovaniye i analiz sezonnoj dinamiki ploshhadej opusty`nivaniya na severe Dagestana po ezhemesyachny'm kompozitam Sentinel-2 [Mapping and analysis of seasonal dynamics of desertification areas in the north of Dagestan by monthly Sentinel-2 composites] // *Sovremennyye problemy` distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2023. T. 20. № 1. P. 160–175. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-160-175. EDN SDCLDS.
- Vinogradov B.V.* Osnovy` landshaftnoj e`kologii [Fundamentals of landscape ecology] / M.: GEOS, 1998. 418 s. ISBN 5-89118-056-1. (In Russian).
- Doroshenko V.V.* Geoinformacionnoe kartografirovaniye sorovy`x ponizhenij i solonchakov v Stavropol'skom krae [Geoinformation mapping of sor depressions and salt marshes in the Stavropol Region] // *Izvestiya Nizhnevolzhskogo agrouniversitetskogo kompleksa: Nauka i vy`sshee professional'noe obrazovanie*. 2022a. № 4(68). P. 553–561. DOI: 10.32786/2071-9485-2022-04-64. (In Russian).
- Doroshenko V.V.* Geoinformacionny`j analiz razvitiya processov opusty`nivaniya v Stavropol'skom krae [Geoinformation analysis of the development of desertification processes in the Stavropol Region] // *Nauchno-agronomicheskij zhurnal*. 2022b. № 3(118). P. 31–36. DOI: 10.34736/FNC.2022.118.3.004.31-36. (In Russian).
- Doroshenko V.V.* Dinamika ploshhadi otkryty`x peskov na severo-vostoke Stavropol'skogo kraja v 2022 g [Dynamics of the area of open sands in the north-east of the Stavropol Region in 2022] // *Geograficheskij vestnik*. 2023a. № 4(67). P. 127–136. DOI: 10.17072/2079-7877-2023-4-127-136. (In Russian).
- Doroshenko V.V.* Zavisimost' vegetacii ozimy`x kul'tur ot rel'efa i pochv na vostoke Stavropol'skogo kraja [Dependence of vegetation of winter crops on relief and soils in the east of the Stavropol Region] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2023b. № 5. P. 71–84. DOI: 10.31857/S0205961423050044. (In Russian).
- Doroshenko V.V.* Py`l'ny'e buri na vostoke Stavropol'skogo kraja v 2017-2022 gg [Dust storms in the east of the Stavropol Region in 2017-2022] // *Voprosy` stepevedeniya*. 2023v. № 3. P. 41–48. DOI: 10.24412/2712-8628-2023-3-41-48. – EDN JVUYFD. (In Russian).
- Ershibulov A.K.* Py`l'ny'e buri v Prikaspijskom regione Respubliki Kazaxstan [Dust storms in the Caspian region of the Republic of Kazakhstan] // *Nauchny`j Al'manax asociacii France-Kazakhstan*. 2016. № 3. P. 125–135. (In Russian).
- Forman R.T.T., Godron M.* Landscape ecology / N. Y.: Willey, 1986.
- Gontovaya I.V., Tatarnikov V.O., Ocheretnyi M.A.* Analysis of conditions for dust storm occurrence in the Astrakhan oblast in 2021 // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2023. Vol. 48. No. 3. P. 280–286.
- Kulik K.N.* Agrolesomeliorativnoe kartografirovaniye i fitoe`kologicheskaya ocenka aridny`x landshaftov [Agroforestry mapping and phytocological assessment of arid landscapes] / Volgograd: izd. VNIALMI, 2004. 248 s. (In Russian).

- Kulik K.N., Petrov V.I., Yuferev V.G., Tkachenko N.A., Shinkarenko S.S.* Geoinformacionny'j analiz opusty'nivaniya severo-zapadnogo Prikaspiya // Aridny'e e'kosistemy' [Geoinformation analysis of desertification in the Northwestern Caspian Sea]. 2020. T. 26. № 2(83). P. 16–24. EDN TJYXNB.
- Lapenko N.G., Eroshenko F.V., Storchak I.G.* Rastitel'nost' stepny'x fito-cenozov i osobennosti ee vegetacii v usloviyax Stavropol'skogo kraja [Vegetation of steppe phytocenoses and features of its vegetation in the Stavropol Territory] // Agrarny'j vestnik Urala. 2020. № 2(193). P. 9–19. DOI: 10.32417/1997-4868-2020-193-2-9-19. (In Russian).
- Lapenko N.G., Xonina O.V.* Ocenka pastbishhnoj digressii stepny'x e'kosistem aridnoj zony' Stavropol'ya [Assessment of pasture digression of steppe ecosystems of the arid zone of Stavropol] // Dostizheniya nauki i tekhniki APK. 2022. T. 36. № 5. P. 16–20. DOI: 10.53859/02352451_2022_36_5_16. (In Russian).
- Melixova A.V.* Kartografirovaniye processov opusty'nivaniya v Astraxanskom Zavolzh'e s primeneniem GIS-tekhnologii [Mapping of desertification processes in the Astrakhan Volga region using GIS technologies] // Nauchno-agronomicheskij zhurnal. 2023. № 3(122). P. 40–45. DOI: 10.34736/FNC.2023.122.3.006.40-45. (In Russian).
- Pishhulov S.A.* Kompleksnaya xarakteristika sorovy'x ponizhenij Severo-Zapadnogo Prikaspiya (na primere Astraxanskoj oblasti) [Complex characterization of the sor depressions of the Northwestern Caspian Sea (on the example of the Astrakhan region)] // Astraxanskij vestnik e'kologicheskogo obrazovaniya. 2013. № 2 (24). S. 123–126. (In Russian).
- Saidov M.S., Saidov S.M., Gajratov M.T., Davlatov F.S.* Peschany'e i py'l'ny'e buri: prakticheskie rekomendacii po umen'sheniyu vliyaniya faktorov, sposobstvuyushhih formirovaniyu peschany'h i py'l'ny'h bur' [Sand and dust storms: practical recommendations for reducing the influence of factors contributing to the formation of sand and dust storms] // Nauka i innovaciya. 2021. № 1. P. 5–17. (In Russian).
- Shapovalov D.A., Klyushin P.V., Savinova S.V.* E'kologicheskie problemy' sel'skoxozyajstvennogo zemlepol'zovaniya v Stavropol'skom krae [Ecological problems of agricultural land use in the Stavropol Territory] // Aridny'e e'kosistemy'. 2020. T. 26. № 2(83). P. 57–62. EDN HQLAFJ. (In Russian).
- Shinkarenko S.S., Vy'priczkiy A.A., Vasil'chenko A.A., Berden-galieva A.N.* Analiz vliyaniya antropogenny'x nagruzok na processy' opusty'nivaniya v severnom prikasp'ii po sputnikovym dannym [Analysis of the influence of anthropogenic loads on desertification processes in the northern Caspian Sea using satellite data] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2023. № 3. P. 44–57. DOI: 10.31857/S0205961423030065. (In Russian).
- Yuferev V.G., Belyaev A.I., Sinel'nikova K.P.* Opusty'nivaniye zemel' sel'skoxozyajstvennogo naznacheniya v Chernozemel'skom rajone Kalmykii [Desertification of agricultural lands in the Chernozemelsky district of Kalmykia] // Izvestiya Nizhnevolzhskogo agrouniversitetskogo kompleksa: Nauka i vy'sshee professional'noe obrazovanie. 2022. № 4(68). P. 465–473. DOI: 10.32786/2071-9485-2022-04-55. (In Russian).