ISSN 0205-9614 Ноябрь - Декабрь 2023

Номер 6



# ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

www.sciencejournals.ru



# Номер 6, 2023

Использование космической информации о Земле		
Аномалии тепловых полей, выявленные по космическим данным, при подготовке и протекании сильных землетрясений в районе Байкальской рифтовой зоны в 2008—2022 гг.		
В. Г. Бондур, О. С. Воронова	3	
Применение набора данных Landsat-8 и цифровой модели рельефа SRTM для прогнозирования золото-полиметаллической минерализации на территории центральной части Малоуральской зоны, Полярный Урал		
Ю. Н. Иванова, И. О. Нафигин	20	
Проявление апвеллингов в Черном море в данных мультисенсорного дистанционного зондирования		
Д. В. Хлебников, А. Ю. Иванов, М. А. Евдошенко, С. К. Клименко	35	
Циркуляция вод и мезомасштабные вихри в Японском море по данным спутниковой альтиметрии		
И. А. Жабин, Е. В. Дмитриева, С. Н. Таранова, В. Б. Лобанов	52	
Методы и средства обработки и интерпретации космической информации		
Корректировка географической привязки данных МТВЗА-ГЯ		
И. Н. Садовский, Д. С. Сазонов	73	
Разработка методики автоматического выделения линеаментов на основе нейросетевого подхода		
Г. А. Гришков, И. О. Нафигин, С. А. Устинов, В. А. Петров, В. А. Минаев	86	
Использование нейронных сетей и облачных сервисов для выделения геометрий сельскохозяйственных полей на основе данных дистанционного зондирования Земли		

Н. Р. Ермолаев, С. А. Юдин, В. П. Белобров, Л. А. Ведешин, Д. А. Шаповалов 98

# Физические основы исследования Земли из космоса

Об отклике ионосферы на сильные тропосферные возмущения

С. Л. Шалимов, В. И. Захаров, М. С. Соловьева, Н. Р. Булатова,	
Г. М. Коркина, П. К. Сигачев	106

# Дискуссии

Изменение характера температурных аномалий поверхности Черного моря в период потепления конца 20-го-начала 21-го вв.

А. Б. Полонский, А. Н. Серебренников

# Contents

=

=

# No. 6, 2023

\_

Utilization of the Earth Space Data		
Anomalies of Thermal Fields Revealed by Satellite Data during Preparation and Occurrence of Strong Earthquakes in the Region of the Baikal Rift Zone in 2008-2022		
V. G. Bondur and O. S. Voronova	3	
Application of the Landsat-8 Data Set and the Digital Elevation Model SRTM to Prediction Gold-Polymetallic Mineralization to the Central Part of the Malouralskaya Zone, the Polar Urals		
J. N. Ivanova and I. O. Nafigin	20	
Manifestations of Upwellings in the Black Sea in Multisensor Remote Sensing Data		
D. V. Khlebnikov, A. Yu. Ivanov, M. A. Evdoshenko, and S. K. Klimenko	35	
Circulation and Mesoscale Eddies in the Sea of Japan from Satellite Altimetry Data		
I. A. Zhabin, E. V. Dmitrieva, S. N. Taranova, and V. B. Lobanov	52	
Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation		
Correction Procedure for MTVZA-GYa Georeference		
I. N. Sadovsky and D. S. Sazonov	73	
Development of a Technique for Automatic Lineament Allocation Based n a Neural Network Approach		
G. A. Grishkov, I. O. Nafigin, S. A. Ustinov, V. A. Petrov, and V. A. Minaev	86	
Use of Deep Learning and Cloud Services for Mapping Agricultural Fields on the Example on the Base of Remote Sensing Data of the Earth		
N. R. Ermolaev, S. A. Yudin, V. P. Belobrov, L. A. Vedeshin, and D. A. Shapovalov	98	
Earth Research from Space Physical Ground		
Response of the Ionosphere to Strong Tropospheric Disturbances		
S. L. Shalimov, V. I. Zakharov, M. S. Solovyeva, N. R. Bulatova, G. M. Korkina, and P. K. Sigachev	106	
Discussions		
Changes in the Nature of Temperature Anomalies of the Black Sea Surface during the Warming Period of the Late 20th–Early 21st Centuries		
A. B. Polonsky and A. N. Serebrennikov	118	

A. B. Polonsky and A. N. Serebrennikov

# \_\_\_\_ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ \_ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

# АНОМАЛИИ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ, ВЫЯВЛЕННЫЕ ПО КОСМИЧЕСКИМ Данным, при подготовке и протекании сильных Землетрясений в районе байкальской рифтовой Зоны в 2008–2022 гг.

# © 2023 г. В. Г. Бондур<sup>а, \*</sup>, О. С. Воронова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия \*E-mail: office@aerocosmos.info Поступила в редакцию 31.07.2023 г.

С использованием космических данных исследованы многолетние изменения тепловых полей до и во время сильных землетрясений с магнитудами от 5.1 до 5.6, произошедших в районе Байкальской рифтовой зоны в 2008–2022 гг. Для анализа использовались значения температур земной поверхности и приповерхностного слоя атмосферы, уходящего длинноволнового излучения, а также относительной влажности, зарегистрированные с помощью прибора AIRS, установленного на спутнике Aqua. В периоды подготовки и протекания этих сейсмических событий обнаружены аномальные вариации зарегистрированных из космоса параметров тепловых полей, которые превышали средние многолетние значения: для температур земной поверхности и приповерхностного слоя атмосферы и в 5-10%, для уходящего длинноволнового излучения на 11-15%, а для относительной влажности на 6-10%. Выявлены значительная отрицательная корреляционная связь между изменениями температуры приповерхностного слоя атмосферы и относительной влажностью (коэффициент корреляции -0.75), а также противофазные колебания между значениями уходящего длинноволнового излучения и относительной влажности. Полученные результаты могут быть использованы для изучения предвестниковой изменчивости тепловых полей при мониторинге сейсмоопасных территорий.

*Ключевые слова*: дистанционное зондирование Земли, спутниковые данные, природные катастрофы, землетрясения, тепловые аномалии, Байкальская рифтовая зона

DOI: 10.31857/S0205961423060027, EDN: ZAPTGE

### **ВВЕДЕНИЕ**

Спутниковые методы и технологии являются перспективным и подходящим инструментом для изучения аномалий различных геофизических полей, возникающих перед землетрясениями, благодаря широкому охвату, оперативности и более низким затратам по сравнению с наземными данными (Бондур и др., 2021, 2022, 2023; Смирнов и др., 2018; Ouzounov et al., 2007). Некоторые из этих аномалий могут быть использованы в качестве предвестников землетрясений (Соболев, Пономарев, 2003).

В последние годы установлены связи между аномалиями различных геофизических полей, регистрировавшихся по спутниковым данным, и динамикой литосферных и атмосферных процессов в периоды сильных и катастрофических землетрясений, происходивших в различных регионах Земли, например, в Турции (Бондур и др., 2023; Бондур, Воронова 2020; Akhoondzadeh, Marchetti, 2023; Barbot et al., 2023), на Суматре (Бондур и др., 2007; Elshin and Tronin, 2020), в Японии (Имашев, Свердлик 2015; в Калифорнии (Pavlidou et al., 2018; Гапонова и др., 2019) в Чили (Смирнов и др., 2018), а также значительных сейсмических событий на территории России, происходивших, например, на Северном Кавказе (Бондур, Воронова, 2022), в республике Тува (Кашкин и др., 2012), в районе озера Байкал (Бондур и др., 2021, 2022) и в других регионах.

В периоды подготовки и протекания таких сейсмических событий с использованием данных дистанционного зондирования Земли из космоса могут регистрироваться аномалии различных геофизических полей, в том числе такие, как: геодинамические, связанные с динамикой блоковоразломной структуры (Бондур и др., 2021), с изменением характера систем линеаментов (Гапонова и др., 2019); аномалии параметров ионосферы (Бондур и др., 2007; Пулинец и др., 2010; Saradjian, Akhoondzadeh, 2011; Смирнов и др., 2018); вариации тепловых полей (Жуков и др., 2010; Ouzounov et al., 2007; Tronin, 2020; Genzano et al., 2021; Бондур, Воронова, 2020, 2022) и др.

Эффективность спутниковых методов существенно повышается при комплексном анализе различных геофизических полей, регистрируемых из космоса (Бондур и др., 2022, 2023; Pulinets et al., 2015), а также с результатами, полученными с использованием наземных методов (Мельникова и др., 2013, 2014), методов, основанных на использовании геомеханических моделей для анализа изменений напряженно-деформированного состояния земной коры (Бондур и др., 2010, 2016а, 2016б), метода сейсмической энтропии для мониторинга и прогнозирования землетрясений (Акопян и др., 2017) и др.

Регистрируемые из космоса аномалии различных геофизических полей могут использоваться при разработке методов и осуществлении прогнозов землетрясений, происходящих в различных сейсмоопасных регионах (Keilis-Borok et al., 1990).

Перспективным направлением исследования проявлений сейсмической активности является регистрация из космоса аномальных вариаций тепловых полей в периоды подготовки и протекания сильных землетрясений (Ouzounov et al., 2007; Tronin, 2020; Бондур, Воронова, 2020, 2022).

Одним из наиболее сейсмоопасных районов России является Байкальская рифтовая зона, где часто происходят сильные землетрясения с магнитудами более 5 (Мельникова и др., 2014; Середкина, 2021) Поэтому космический мониторинг этой сейсмоопасной территории является актуальным.

Целью проведения настоящих исследований являлось выявление аномальных изменений параметров тепловых полей, связанных с землетрясениями, путем обработки и анализа многолетних временных рядов спутниковых данных, полученных с помощью одного прибора в пределах одной сейсмоопасной области (в районе озера Байкал) для исключения влияния факторов сезонности, погрешностей алгоритмов восстановления данных спутниковых приборов и других факторов.

В данной работе представлена методика и результаты ретроспективного анализа спутниковых данных, которые позволили выявить аномальные вариации тепловых полей в периоды подготовки и протекания сильных землетрясений, произошедших на территории Байкальской рифтовой зоны 20 мая 2008 г., 16 июля 2011 г., 23 мая 2014 г., 21 сентября 2020 г., 31 августа 2021 г. и 8 июня 2022 г. Для исследований были выбраны землетрясения с магнитудами 5.1–5.6 наиболее часто происходящие на данной территории, которые могут создавать дополнительное напряжение и служить триггерами к возникновению сейсмических событий с магнитудами более 6.

# ОСОБЕННОСТИ РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Байкальский рифт простирается более чем на 2500 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии (Логачев, 2003; Середкина, 2021). Его юго-западное окончание совпадает с двумя крупными межгорными впадинами меридионального простирания: Дархатской и Хубсугульской, ориентированными практически под прямым углом к западному флангу рифтовой системы. Восточный фланг, состоящий также из субширотно простирающихся структурных элементов, достигает западной части Станового нагорья (Логачев, 2003).

Существуют разные мнения о возрасте рифтовой зоны, а также о геодинамических процессах, приведших к образованию и развитию рифта (Мацидр., 2014; San'kov et al., 2011; Buslov, 2012; Petit, Déverchère, 2006). Однако общепризнано, что современные процессы рифтогенеза и раскрытия бассейна оз. Байкал обусловлены юго-восточным движением Амурской плиты относительно Евразийской плиты (Середкина, 2021; Radziminovich et al., 2022). Общее структурное положение и развитие Байкальского рифта определяется, в первую очередь, его связью с зоной сочленения двух главных литосферных плит Восточной Сибири, имеющих контрастные термомеханические свойства: докембрийской Сибирской платформы и Саяно-Байкальского подвижного пояса (Логачев, 2003).

Район Байкальской рифтовой зоны традиционно считается высокосейсмичным и характеризуется более повышенной концентрацией эпицентров землетрясений в районе оз. Байкал (Мельникова и др., 2013). По историческим данным, за последние 160 лет в этом районе произошло четыре катастрофических землетрясения в 1862, 1885, 1903 и в 1959 гг. (http://www.gsras.ru; https://earthquake.usgs.gov). При наиболее сильном землетрясении – Цаганском с магнитудой M = 7.6 (1862 г.) – образовался залив Провал и было затоплено 220 км<sup>2</sup> суши. К этой крупнейшей сейсмодислокации приурочено Кударинское землетрясение, произошедшее 09 декабря 2020 г. с магнитудой M = 5.4. Среднебайкальское землетрясение, состоявшееся 29 августа 1959 г. с магнитудой M = 6.8, является одним из сильнейших, начиная с 50-х гг. XX в. (Тубанов и др., 2021). В районе юго-западного замыкания оз. Байкал 27 августа 2008 г. произошло Култукское землетрясение с магнитудой M = 6.3 (рис. 1). Оно стало весьма заметным и важным сейсмическим событием для Южного Прибайкалья за более чем полувековой период инструментальных наблюдений (Мельникова и др., 2014).

В настоящей работе с использованием космических данных были исследованы землетрясения,

110°

100°





Рис. 1. Схема расположения эпицентров землетрясений, произошедших вблизи оз. Байкал. В основной части рисунка представлены исследуемые землетрясения 20 мая 2008 г. (M = 5.3), 16 июля 2011 г. (M = 5.3), 23 мая 2014 г. (M = 5.4), 21 сентября 2020 г. (M = 5.6), 31 августа 2021 г. (M = 5.1) и 8 июня 2022 г. (M = 5.2) с нанесенными на карту активными тектоническими разломами Байкальской рифтовой зоны. На вставке изображены эпицентры землетрясений с магнитудами M > 6.

произошедшие на территории Байкальской рифтовой зоны 20 мая 2008 г. (М = 5.3), 16 июля 2011 г. (M = 5.3), 23 мая 2014 г. (M = 5.4), 21 сентября 2020 г. (М = 5.6), 31 августа 2021 г. (М = 5.1) и 8 июня 2022 г. (M = 5.2), эпицентры которых приведены на рис. 1. На рис.1 нанесены также активные тектонические разломы Байкальской рифтовой зоны (Гладков, Лунина 2014; Гладков и др., 2013). На вставке этого рисунка изображены эпицентры землетрясений с магнитудами M > 6. Глубина очагов исследуемых сейсмических событий не превышала 20 км.

90°

# ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИХ ОБРАБОТКИ

В настоящей работе использовались временные ряды данных, получаемые, начиная с 2004 г., с помощью прибора AIRS (спутник Aqua), которые позволяли анализировать вариации тепловых полей на различных уровнях (от поверхности

Земли, до верхней границы облаков). Преимуществом этого спутникового прибора являлась возможность получать ежедневные карты глобальных распределений значимых параметров тепловых полей, как в дневное, так и в ночное время (Susskind et al., 2012).

Для проведенных исследований были выбраны такие параметры тепловых полей, связанные с сейсмической активностью, как (Бондур, Воронова, 2020, 2022): температура земной поверхности (SST) и приповерхностного слоя атмосферы (SAT), изменения уходящего длинноволнового излучения (OLR) и относительной влажности (RHS).

Используемый подход к выявлению аномалий значимых параметров тепловых полей, основывался на статистическом анализе ночных спутниковых данных с использованием интервала среднеквадратического отклонения данных от среднегодовых, зарегистрированных в предыдущие годы (начиная с 2004 г.). Для анализа изменчивости этих параметров, регистрируемых из космоса,

в период подготовки и протекания сильных землетрясений, произошедших на территории Байкальской рифтовой зоны, применялась методика, основанная на использовании интервала стандартного отклонения анализируемых данных ( $\mu \pm \sigma$ ) от среднеарифметических значений ( $\mu$ ) за период времени с 2004 по 2022 гг. В качестве зоны исследований использовалась область, радиусом 300 км, включающая территорию, где располагались эпицентры сейсмических событий.

Для анализа изменчивости исследуемых параметров проводилось также сравнение их значений, полученных в периоды сейсмической активности и сейсмических затиший (фоновая обстановка), когда на исследуемой территории землетрясений не происходило. Результаты представлялись в виде графиков изменения текущих значений этих параметров и их колебаний относительно среднегодовых и фоновых значений. Также рассчитывался коэффициент корреляции значимых параметров, регистрируемых из космоса.

Для выявления пространственно-временных вариаций этих исследуемых параметров тепловых полей осуществлялась обработка данных с применением разработанного программного модуля (Бондур, Воронова, 2020). В этом программном модуле использовался нормализованный индекс (Ni), рассчитываемый по формуле:

$$Ni = (S_d - S^*) / \sigma, \qquad (1)$$

где  $S_d$  — данные за текущий день;  $S^*$  — среднее арифметическое прошлых лет;  $\sigma$  — стандартное отклонение.

Нормализация значений тепловых полей позволяла преобразовать диапазон изменения числовых значений значимых параметров, не зависящих от единиц измерения, для обеспечения возможностей сопоставления полученных результатов и применения аналитических алгоритмов (Бондур, Воронова, 2020).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Анализ аномалий тепловых полей для землетрясений, произошедших 23 мая 2014 г. (M = 5.4) и 31 августа 2021 г. (M = 5.1). На рис. 2 представлены изменения исследуемых параметров (температур земной поверхности и приповерхностного слоя атмосферы, относительной влажности, уходящего длинноволнового излучения) в процессе подготовки и протекания землетрясений, произошедших 23 мая 2014 г. (M = 5.4) и 31 августа 2021 г. (M = 5.1) на территории северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. Эпицентры этих землетрясений располагались на небольшом расстоянии (37 км) друг от друга (см. рис. 1). Анализ рис. 2 показал, что изменения фоновых значений выбранных значимых параметров тепловых полей (графики в виде точек) носили умеренный характер, без резких перепадов и практически не выходили за пределы среднеквадратических отклонений (см. рис. 2).

Землетрясение в Муяканском хребте произошло 23 мая 2014 г. (M = 5.4) на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны (рис. 1). Анализ изменений значений исследуемых параметров тепловых полей, приведенных на рис. 2, *а* для этого сейсмического события, позволил обнаружить следующие особенности:

- с 6 по 10 мая 2014 г. (за 14—17 дней до землетрясения) аномально высокие значения уходящего длинноволнового излучения (OLR), достигавшее величины до 236 Вт/м<sup>2</sup>, рост значений температур (SST и SAT) на 3—4°С, превышающие среднеквадратические отклонения, а также понижение относительной влажности (RHS) до 70%, ниже среднеквадратического отклонения;

- с 10 по 13 мая 2014 г. (за 9–14 дней до землетрясения) резкое падение значений уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 47 Вт/м<sup>2</sup>, снижение значений температур на 7–11°С, повышение относительной влажности (RHS) на 16%;

- с 13 по 19 мая 2014 г. (за 4—9 дней до землетрясения) рост значений температур (SST и SAT) на 7—11°C, с 13 по 18 мая рост уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 42 Вт/м<sup>2</sup>, а с 15 по 18 мая понижение относительной влажности (RHS) на 13%;

- с 19 по 21 мая 2014 г. (за 1–3 дня до землетрясения) понижение значений температур (SST и SAT) на 5–8°С, а с 18 по 22 мая снижение значений уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 9 Вт/м<sup>2</sup> и повышение значений относительной влажности (RHS) на 18%.

Землетрясение с магнитудой M = 5.1 произошло 31 августа 2021 г. в 24 километрах от села Улюнхан (рис. 1). На рис. 2, б представлены результаты исследования изменений значимых параметров тепловых полей в период подготовки и протекания этого сейсмического события.

Анализ изменений значений исследуемых параметров тепловых полей, приведенных на рис. 2, *б*, позволил обнаружить следующие их особенности для этого сейсмического события:

– с 13 по 16 августа 2021 г. (за 15–18 дней до землетрясения) аномально высокие значения температур (SST, SAT) до 12°С и уходящего длинноволнового излучения (OLR) до 261 Вт/м<sup>2</sup>, значения которых превышали интервал среднеквадратического отклонения;

— 16—18 августа 2021 г. (за 12—15 дней до землетрясения) наблюдалось сильное падение значений уходящего длинноволнового излучения (OLR)



**Рис. 2.** Изменения значений исследуемых параметров тепловых полей в процессе подготовки и протекания землетрясений, произошедших в районе Байкальской рифтовой зоны: a - 23 мая 2014 г. (M = 5.4);  $\delta - 31$  августа 2021 г. (M = 5.1).

на 69 Вт/м<sup>2</sup>, а (с 16 по 19 августа 2021 г.) снижение значений температур (SST, SAT) на  $5-9^{\circ}$ C;

– с 18 по 30 августа 2021 г. (за 1–13 дней до землетрясения) была обнаружена тенденция к повышению значений OLR с 192 до 260 Вт/м<sup>2</sup> и небольшое падение этих значений 26 августа 2021 г. на 25 Вт/м<sup>2</sup>;

– с 27 по 31 августа 2021 г. (от 4 дней до землетрясения до самого землетрясения), выявлено повышение температур (SST, SAT) на 4–5°С (рис. 2,  $\delta$ ), которое сопровождалось резким падением относительной влажности (RHS) на 23%.

Анализ аномалий тепловых полей для землетрясений, произошедших 8 июня 2022 г. (M = 5.2) и 21 сентября 2020 г. (M = 5.6). Эпицентры этих землетрясений находились в юго-западной области оз. Байкал, на расстоянии 152 км друг от друга.

Землетрясение 8 июня 2022 г. произошло в акватории оз. Байкал (рис. 1). Его эпицентр находился в 17 км от поселка Большое Голоустное. Анализ изменений значений исследуемых пара-



**Рис. 3.** Изменения значений исследуемых параметров тепловых полей до и во время землетрясений, произошедших в районе Байкальской рифтовой зоны: a - 8 июня 2022 г. (M = 5.2); b - 21 сентября 2020 г. (M = 5.6).

метров тепловых полей, приведенных на рис. 3, *а* для этого сейсмического события, позволил обнаружить следующие особенности:

— 24 и 26 мая 2022 г. (за 13—15 дней до землетрясения) превышение значений уходящего длинноволнового излучения на 26 Вт/м<sup>2</sup>, по сравнению с средними многолетними значениями (с 2004 г. по 2021 г.), превышающие среднеквадратическое отклонение;

- с 26 по 28 мая 2022 г. (за 11-13 дней до землетрясения) падение значений температур (SST и SAT) на 6-10°C и понижение OLR на 43 Вт/м<sup>2</sup>, в

то время как значения относительной влажности повысились (RHS) на 18%;

– с 28 мая по 2 июня 2022 г. (за 6–11 дней до землетрясения) рост температур (SST и SAT) на 10–11°С, значительное понижение значений уходящего длинноволнового излучения (на 67 Вт/м<sup>2</sup>), а с 31 мая по 2 июня 2022 г. снижение относительной влажности (на 14%);

- с 2 до 4 июня 2022 г. (за 3–4 дня до землетрясения) противофазные изменения тепловых полей, когда значения температур (SST и SAT) снизились на 6–7°C, а значения уходящего длинноволнового излучения с 2 по 5 июня 2022 г. повысились на 74 Вт/м<sup>2</sup>;

- с 5 по 7 июня 2022 г. (за 1–3 дня до землетрясения) понижение уходящего длинноволнового излучения 53 Вт/м<sup>2</sup>, повышение значений относительной влажности на 5%, а с 6 по 8 июня 2022 г. понижение температур (SST и SAT) 4–6°С.

Быстринское землетрясение магнитудой M = 5.6произошло 21 сентября 2020 г. (рис. 1) в 18:04 UTC (22 сентября в 2:04 по местному времени). Эпицентр землетрясения находится В 20 км к северо-западу от южной оконечности оз. Байкал в зоне Главного Саянского разлома.

Анализ изменений значений исследуемых параметров тепловых полей, приведенных на рис. 3, *б* для этого сейсмического события, позволил обнаружить следующие особенности:

-4 и 7 сентября 2020 г. (за 14, 17 дней до землетрясения) аномальные значения уходящего длинноволнового излучения (до 254 Вт/м<sup>2</sup>), в промежутке дат которых (с 4 по 5 сентября 2020 г.) происходило снижение значений OLR на 40 Вт/м<sup>2</sup>, а также уменьшение значений температур SST и SAT приблизительно на 5°C;

- с 6 по 8 сентября 2020 г. (за 13–15 дней до землетрясения) рост значений температур SST и SAT на 5–6°С, которые выходили за пределы интервала среднеквадратического отклонения, а также рост уходящего длинноволнового излучения повысились на 46 Вт/м<sup>2</sup> и снижение значения относительной влажности (RHS) на 16%;

- с 8 по 15 сентября 2020 г. (за 6–13 дней до землетрясения) происходили общие снижения значений температур SST и SAT на 10–11°С и уходящего длинноволнового излучения OLR на 68 Вт/м<sup>2</sup> (с 7 по 13 сентября 2020 г.), которые сопровождалось повышением относительной влажности на 18%;

- с 15 по 19 сентября 2020 г. (за 2–6 дней до землетрясения) рост значений температур SST и SAT на 6–7°С, понижение влажности RHS на 24% при росте значений уходящего длинноволнового излучения OLR на 61 Вт/м<sup>2</sup>, которое происходило с 14 по 19 сентября 2020 г.

Анализ аномалий тепловых полей для землетрясений, произошедших 20 мая 2008 г. (M = 5.3) и 16.07.2011 г. (M = 5.3). Эпицентры этих землетрясений располагались на небольшом расстоянии (47 км) друг от друга (см. рис. 1).

Землетрясение с магнитудой M = 5.3 произошло 20 мая 2008 г. на юго-восточном борту оз. Байкал вблизи мыса Крестовый (рис. 1). По ближайшему населенному пункту землетрясение названо Максимихинским (Гилёва и др., 2014).

Анализ изменений значений исследуемых параметров тепловых полей, приведенных на рис. 4,

*а* для этого сейсмического события, позволил выявить следующие особенности:

- с 30 апреля по 10 мая 2008 г. (за 11–20 дней до сейсмического события) были обнаружены аномально низкие значения температур земной поверхности ( $-4...-7^{\circ}$ С) и приповерхностного слоя атмосферы ( $-4...-7^{\circ}$ С), выходящие за пределы нижней границы интервала среднеквадратического отклонения данных;

– с 4 по 5 мая 2008 г. (за 15–16 дней до землетрясения) наблюдалось резкое падение значений уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 45 Вт/м<sup>2</sup>, а также незначительное снижение относительной влажности;

– с 5 по 7 мая 2008 г. (за 13–15 дней до землетрясения) был зафиксирован рост значений уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 42 Вт/м<sup>2</sup> и значений относительной влажности на 11%;

- с 7 по 12 мая 2008 г. (за 8–13 дней до землетрясения) было выявлено, что изменения значений температур (SST, SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR) находились в противофазе к вариациям относительной влажности (RHS), при этом происходил рост значений SST, SAT на 6–7°С, а OLR на 18 Вт/м<sup>2</sup>, а также снижение значений RHS на 21%;

- с 12 по 16 мая 2008 г. (за 4-8 дней до землетрясения) происходило общее падение значений температур SST, SAT на 5-6°C, рост значений относительной влажности RHS на 23%, резкое снижение значений OLR, происходившее 12 и 13 мая и последующий рост OLR на 40 Вт/м<sup>2</sup>, происходивший 13-14 мая 2008 г.;

- с 16 по 19 мая 2008 г. (за 1–4 дня до землетрясения) происходило повышение температур SST, SAT на 6–7°С, аномальное падение значений уходящего длинноволнового излучения на 59 Вт/м<sup>2</sup>, в то же время с 16 по 18 мая 2008 г. было зафиксировано падение значений относительной влажности на 22% (рис. 4, *a*);

Рассматривая Максимихинское землетрясение, нельзя не отметить, что район Среднего Байкала, где в 2008 г. произошло данное событие, традиционно считается высокосейсмичным (Гилёва и др., 2014). В пределах акватории оз.Байкал наблюдается повышенная концентрация эпицентров землетрясений, в то время как в его горном обрамлении сейсмическая активность резко падает. Исключением можно считать Туркинское землетрясение с M = 5.3, произошелшее 16 июля 2011 г. (рис. 1), в горных отрогах хребта Улан-Бургасы (Мельникова и др., 2013). Очаг землетрясения находился на территории Республики Бурятии на глубине 15 км, в 67 км к юг-юго-западу от Усть-Баргузина. До главного сейсмического события были зафиксированы форшоки с магнитудами, не превышающими 3 (http://www.gsras.ru/).



**Рис. 4.** Изменения значений исследуемых параметров тепловых полей до и во время землетрясений, произошедших в районе Байкальской рифтовой зоны: *a* – 20 мая 2008 г. (M = 5.2); *б* – 16 июля 2011 г. (M = 5.6).

Анализ изменений значений исследуемых параметров тепловых полей в процессе подготовки и протекания Туркинского землетрясения, приведенных на рис. 4,  $\delta$ , позволил выявить следующие особенности:

– с 26 по 28 июня 2011 г. (за 18–20 дней до землетрясения) происходило понижение всех исследуемых параметров, при котором значения температур (SST, SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR), выходили за пределы нижней границы интервала среднеквадратического отклонения; – с 28–29 июня по 3 июля 2011 г. (за 13–17, 18 дней до землетрясения) происходил рост температур (SST, SAT) на 7–11°С и уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 81 Вт/м<sup>2</sup>, в то время как относительная влажность (RHS) понизилась на 22%;

- с 3 по 6 июля 2011 г. (за 10–13 дней до землетрясения) происходили аномальные понижения температур (SST, SAT) на 9–12°С и уходящего длинноволнового излучения (OLR) на 90 Вт/м<sup>2</sup> с одновременным повышением относительной влажности (RHS) на 16%;

- с 6 по 8 июля 2011 г. (за 8–10 дней до землетрясения) происходило повышение значений всех исследуемых параметров SST, SAT на 5–7°C, OLR на 60 Вт/м<sup>2</sup>, а RHS на ~6%;

 с 8 по 10 июля 2011 г. (за 6–8 дней до землетрясения) происходило незначительное снижение всех исследуемых параметров;

– с 10 по 16 июля 2011 г., (от 6 дней до землетрясения до самого землетрясения) происходило повышение значений температур SST и SAT на 9– 12°С, уходящего длинноволнового излучения OLR на 41 Вт/м2, а также понижение значений RHS на 17%.

Анализ пространственных распределений нормализованных значений тепловых полей для землетрясений, произошедших 20 мая 2008 г. (M = 5.3) и 16 июля 2011 г. (M = 5.3). Оценка механизмов очагов Максимихинского (20 мая 2008 г.) и Туркинского (16 июля 2011 г.) землетрясений, проведенная в работе (Мельникова и др., 2013), показала, что первое сейсмическое событие произошло в обстановке сдвига с небольшой сбросовой компонентой. Землетрясения с подобными фокальными механизмами широко распространены в локальных сейсмоактивных районах рифтовой зоны. Очаг Туркинского землетрясения сформировался в обстановке практически чистого растяжения, хотя находился он в горном массиве.

Для более детального анализа пространственных распределений тепловых полей были выбраны землетрясения, произошедшие 20 мая 2008 г. (M = 5.2) и 16 июля 2021 г. (M = 5.6), эпицентры которых располагались в непосредственной близости друг от друга (47 км). Исследования вариаций пространственных распределений значимых параметров тепловых полей, зарегистрированных из космоса в периоды подготовки этих сейсмических событий, были проведены с использованием функции нормализации этих параметров для выявления их аномалий в период подготовки сейсмических событий (см. рис. 5 и 6).

Пространственные распределения аномальных изменений нормализованных величин исследуемых значимых параметров тепловых полей (OLR, SAT и SST) для Максимихинского землетрясения (20 мая 2008 г., M = 5.2), приведены на рис. 5, а, 5, б, 5, в. Анализ пространственных распределений параметров тепловых полей, представленных на этих рисунках, позволил выявить положительные аномалии их нормализованных индексов. При этом, как следует из анализа рис. 5, а, 3 мая 2008 г. были обнаружены аномалии уходящего длинноволнового излучения OLR (значения нормализованного индекса доходили до Ni = 2.1), располагавшиеся в северной и южной частях исследуемой области. В дни 12, 15 и 18 мая 2008 г. наиболее интенсивные положительные аномалии уходящего длинноволнового излучения (Ni = 2.5) были обнаружены в эпицентральной области готовящегося землетрясения (см. рис. 5, a).

Практически в эти же дни 13, 14, 18 мая 2008 г. были зафиксированы аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы (SAT) (см. рис. 5,  $\delta$ ), а 12, 13 и 18 мая 2008 г. были зафиксированы аномалии температуры земной поверхности (SST) (см. рис. 5, в), которые располагались в эпицентральной области исследуемого землетрясения, над активными тектоническими разломами (рис. 1). Максимально высокие значения нормализованных индексов для температуры земной поверхности были зафиксированы 12 мая 2008 г., которые доходили до Ni = 1.5 (см. рис. 5,  $\theta$ ), а для температуры приповерхностного слоя атмосферы были обнаружены 13 мая и доходили до Ni = 1.8 (см. рис. 5, б). В дни 13, 18 мая (рис. 5, в) и 14, 18 мая (рис. 5,  $\delta$ ) интенсивность аномалий этих температур снизилась и не превышала максимальные значения.

Пространственные распределения аномальных изменений нормализованных величин исследуемых значимых параметров тепловых полей (OLR, SAT и SST), зарегистрированных из космоса в период подготовки Туркинского землетрясения, произошедшего 16 июля 2011 г. с M = 5.3, приведены на рис. 6, *a*, 6, *b*, *b*.

Из анализа рис. 6, *а* следует, что за 13 дней до главного землетрясения (3 июля 2011 г.) была обнаружена аномалия уходящего длинноволнового излучения в эпицентральной области готовящегося сейсмического события, а также южнее, над зоной активных тектонических разломов. Значения нормализованного индекса для уходящего длинноволнового излучения (OLR) в этот день доходили до максимальных (Ni = 2).

Из анализа рис. 6,  $\delta$ , 6,  $\epsilon$  следует, что в этот же день 3 июля 2011 г. были выявлены аномалии нормализованных индексов для температур земной поверхности (до Ni = 0.8) и приповерхностного слоя атмосферы (до Ni = 0.9), располагавшиеся на удалении до 300 км от эпицентральной области готовящегося землетрясения. Выявленные аномалии могут быть связаны с происходившей серией толчков вдоль оз. Байкал, которые зарегистрировали сейсмостанции в области исследования с 4 по 15 июля 2011 г. (http://eqru.gsras.ru/; Мельникова и др., 2013).

4 июля 2011 г. аномалии нормализованных индексов для температуры земной поверхности (до Ni = 1) были обнаружены на северо-востоке и на юге от эпицентра готовящегося землетрясения (см. рис. 6, e). Расположение этих аномалий подобны тем, которые были обнаружены 3 мая 2008 г. для уходящего длинноволнового излучения, перед землетрясением, состоявшемся 20 мая 2008 г. (рис. 5, a).

# БОНДУР, ВОРОНОВА



**Рис. 5.** Пространственные распределений аномалии значимых параметров тепловых полей, зарегистрированных из космоса в период подготовки землетрясения, происходившего 20 мая 2008 г. (M = 5.3): *а* – уходящего длинноволнового излучения (OLR); *б* – температуры приповерхностного слоя атмосферы (SAT); *в* – температуры земной поверхности (SST).

Анализ рис. 6, a, 6,  $\delta$ , показал, что за день до землетрясения, произошедшего 16 июля 2011 г. были выявлены аномалии нормализованных индексов для всех трех исследуемых значимых параметров тепловых полей: температуры земной поверхности (до Ni = 1), температуры приповерхностного слоя атмосферы (до Ni = 0.9) и уходящего длинноволнового излучения (до Ni = 2).

Аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы были выявлены также и 16 июля



**Рис. 6.** Пространственные распределений аномалии значимых параметров тепловых полей, зарегистрированных из космоса в период подготовки землетрясения, происходившего 16 июля 2011 г.: *а* – уходящего длинноволнового излучения (OLR); *б* – температуры приповерхностного слоя атмосферы (SAT); *в* – температуры земной поверхности (SST).

2011 г в день свершившегося землетрясения (см. рис. 5,  $\delta$ ), когда значения нормализованного индекса этого параметра достигали максимальных значений (Ni = 1). Расположение этих аномалий практически совпадало с областями, где регистрировались афтершоки, последовавшие после главного землетрясения (http://eqru.gsras.ru/; Мельникова и др., 2013).

Проведенные исследования вариаций значимых параметров тепловых полей, зарегистрированных из космоса в период подготовки землетрясений, произошедших на территории Байкальской рифтовой зоны с 2008 по 2022 г. с магнитудами 5.1–5.6, позволили выявить временную последовательность появления аномалий тепловых полей. Некоторые различия в сценариях проявления аномалий тепловых полей вероятно связаны, в том числе, и с геолого-структурными особенностями районов, где происходили проанализированные сейсмические события.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе с использованием долговременных рядов спутниковых данных проанализированы аномалии тепловых полей в периоды подготовки и протекания сильных землетрясений, происходивших 20 мая 2008 г., 16 июля 2011 г., 23 мая 2014 г., 21 сентября 2020 г., 31 августа 2021 г. и 8 июня 2022 г. с магнитудами 5.1–5.6 на территории Байкальской рифтовой зоны.

В периоды подготовки этих землетрясений выявлен интенсивный характер изменений температур земной поверхности (SST) и приповерхностного слоя атмосферы (SAT), уходящего длинноволновое излучение (OLR), а также относительной влажности (RHS) с резкими перепадами значений этих параметров, по сравнению с фоновыми (в периоды без заметных сейсмических событий, которые практически не выходили за пределы интервала стандартного отклонения данных).

Анализ изменчивости исследуемых параметров позволил выявить характер их аномальных изменений перед землетрясениями, происходившими на территории Байкальской рифтовой зоны. Показано, что первые проявления аномалий значимых параметров тепловых полей относительно средних многолетних значений (начиная с 2004 г.) были зарегистрированы по спутниковым данным:

 для уходящего длинноволнового излучения за 13—18 дней до проанализированных сейсмических событий (рост на величину ~30 Вт/м<sup>2</sup>);

- для полей температур земной поверхности и приповерхностного слоя атмосферы за 12–15 дней до землетрясений (возрастание на величины ~3–7°С);

- для относительной влажности за 10-16 дней до этих землетрясений (рост на величину~6-13%).

По результатам проведенного анализа изменений характеристик тепловых полей и относительной влажности, зарегистрированных из космоса в период подготовки и протекания сейсмических событий, произошедших в районе Байкальской рифтовой зоны, была выявлена отрицательная корреляционная связь между температурой приповерхностного слоя атмосферы и относительной влажностью (коэффициент корреляции до –0.75). Это подтверждается и результатами, полученными в работах (Prasad et al., 2005; Pulinets et al., 2006; Бондур и др., 2023).

С приближением момента сейсмического удара атмосферные процессы сопровождались противофазными колебаниями (коэффициент корреляции до –0.4) между значениями уходящего длинноволнового излучения и относительной влажностью. Влияние относительной влажности на поток уходящего длинноволнового излучения подтверждается и результатами исследований, изложенными в работах (Ruzmaikin et al. 2014; Бондур и др., 2023).

Более детальный анализ пространственных распределений тепловых полей для землетрясений, произошедших 20 мая 2008 г. (M = 5.3) и 16 июля 2011 г. (M = 5.3) позволил обнаружить положительные аномалии значений нормализованного индекса, располагающиеся в эпицентральной области готовящегося сейсмического события. Максимальные превышения нормализованных значений тепловых полей были выявлены за 7–8 дней до землетрясения 20 мая 2008 г. (M = 5.3), а также за 12–13 дней до сейсмического события, произошедшего 16 июля 2011 г. (M = 5.3).

Полученные результаты свидетельствуют об эффективности использования космических данных для регистрации аномальных изменений тепловых полей, связанных с активизацией сейсмической деятельности.

Выявленные аномальные вариации тепловых полей в периоды подготовки и протекания сильных землетрясений с магнитудами более 5, происходивших на территории Байкальской рифтовой зоны с 2008 по 2022 гг., могут быть использованы для поиска предвестников таких сейсмических событий, а также при космическом мониторинге сейсмоопасных территорий для предупреждения этих опасных природных процессов.

# ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в НИИ "АЭРОКОСМОС" в рамках проекта №122011800095-3.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // Физика Земли. 2017. № 1. С. 34–53.

# https://doi.org/10.7868/S0002333717010021

Бондур В.Г., Воронова О.С. Регистрация из космоса аномальных вариаций тепловых полей при сейсмических событиях на территории Северного Кавказа с 2017 по 2022 гг. // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 6. С. 13–26.

https://doi.org/10.31857/S0205961422060021

Бондур В.Г., Воронова О.С., Исследования тепловых полей перед сильными землетрясениями в Турции 8 марта 2010 г. (M = 6.1) и 24 января 2020 г. (M = 6.7) // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 6. С. 3–16. https://doi.org/10.31857/S0205961420060032

Бондур В.Г., Гарагаш И.А, Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // Физика Земли. 2016а. № 1. С. 120–132. https://doi.org/10.7868/S000233371601004X

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // Доклады академии наук. 2016б. Т. 466. № 5. С. 598–601. https://doi.org/10.7868/S0869565216050170

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.

Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // Докл. АН. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.

Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова Е.В., Воронова О.С. Совместный анализ аномальных вариаций различных геофизических полей по космическим данным при подготовке землетрясения в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. (M = 5.6) // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 5. С. 3–19.

#### https://doi.org/10.31857/S0205961422050049

Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова Е.В., Воронова О.С., Гапонова М.В., Феоктистова Н.В., Зима А.Л. Регистрация из космоса аномалий различных геофизических полей при подготовке разрушительных землетрясений в Турции в феврале 2023 г. // Исслед. Земли из космоса. 2023. № 4. 3–25.

#### https://doi.org/10.31857/S0205961423340018

Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н., Тубанов Ц.А., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н. Анализ динамики блоково-разломной структуры в районе землетрясений 2008 и 2020 г. на Южном Байкале методами спутниковой радиоинтерферометрии // Докл. Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 144–150. https://doi.org/10.31857/S268673972108003X

Гапонова Е.В., Зверев А.Т., Цидилина М.Н. Выявление аномалий линеаментных систем по космическим

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023

изображениям во время сильных землетрясений в Калифорнии с магнитудами 6.4 и 7.1 // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 6. С. 36–47.

Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Я.Б., Середкина А.И. Максимихинское землетрясение 20 мая 2008 г. с КР = 14.3, Мw = 5.3, I0 = 7 (Центральный Байкал) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 г. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 337–345.

Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Середкина А.И., Радзиминович Я.Б. Муяканское-II землетрясение 23 мая 2014 г. с КР = 14.3, Мw = 5.5, I0 = 7–8 (Северное Прибайкалье) // Землетрясения Северной Евразии. Вып. 23 (2014 г.). Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2020. С. 323–333. https://doi.org/10.35540/1818-6254.2020.23.33

Гладков А.А., Лунина О.В. Разработка интерактивной информационной системы для построения моделей композитных сейсмогенных источников юга Восточной Сибири // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2014. № 9. 17–24.

Гладков А.А., Лунина О.В., Андреев А.В. Некоторые аспекты разработки информационной системы для интегрирования данных по активной тектонике // Геоинформатика. 2013. № 4. С. 6–14.

Жуков Б.С., Халле В., Шлотихауэр Г., Эртель Д. Пространственно-временной анализ тепловых аномалий как предвестников землетрясений // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 2. С. 333–343.

Имашев С.А., Свердлик Л.Г. Вариации температуры атмосферы в период высокой сейсмической активности в Японии в 2011 г. Наука, новые технологии и инновации, 2015, 1, 15–19.

Кашкин В.Б., Романов А.А., Григорьев А.С., Баскова А.А. Тропосферные эффекты землетрясений в Туве, наблюдаемые с искусственных спутников Земли. Журн. СФУ. Техника и технологии, 2012, 5(2), 220–228.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391-406.

*Мац В.Д., Гранина Л.З., Ефимова И.М.* Байкальский рифт: на пути к океану / В.Д. Мац, Л.З. Гранина, И.М. Ефимова // Природа: ежемесячный естественнонаучный журн. 2014. № 2. С. 28–38.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Имаев В.С., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А. Особенности сейсмических активизаций среднего Байкала в 2008–2011 гг. // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 6. С. 680–685.

https://doi.org/10.7868/S086956521336019X

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Середкина А.И. Култукское землетрясение 27 августа 2008 г. с Мw = 6.3, I0 = 8–9 (Южный Байкал) // Землетрясения Северной Евразии в 2008 г. Обнинск: ГС РАН, 2014. С. 386–407.

Пулинец С.А., Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова М.В. Проверка концепции сейсмо-ионосферных связей в спокойных гелиогеомагнитных условиях на примере Венчуаньского землетрясения в Китае 12 мая 2008 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 2. С. 240– 252.

Середкина А.И. Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмологическим данным // Физика Земли. 2021. № 2. С. 46-70.

https://doi.org/10.31857/S0002333721020113

Смирнов В.М., Смирнова Е.В., Цидилина М.Н., Гапонова М.В. Сейсмоионосферные вариации во время сильных землетрясений на примере землетрясения 2010 г. в Чили // Космические исследования. 2018. Т. 56. № 4. С. 21–30. https://doi.org/10.31857/S002342060000347-9

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р., Санжиева Д.П.-Д., Радзиминович Н.А., Базаров А.Д. Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта // Российский сейсмологический журн. 2021. Т. 3. № 4. С. 38–57. https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.03

Akhoondzadeh M., Marchetti D. Study of the Preparation Phase of Turkey's Powerful Earthquake (6 February 2023) by a Geophysical MultiParametric Fuzzy Inference System. Remote Sens. 2023. V. 15. P. 2224. https://doi.org/10.3390/rs15092224

Barbot S., Luo H., Wang T., Hamiel Y., Piatibratova O., Javed M.T., Braitenberg C., Gurbuz G. (2023). Slip distribution of the February 6, 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaraş, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone. Seismica, 2(3).

https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.502

*Buslov M.M.* (2012) Geodynamic nature of the Baikal Rift Zone and its sedimentary filling in the Cretaceous–Cenozoic: the effect of the far-range impact of the Mongolo-Okhotsk and Indo-Eurasian collisions. Russ Geol Geophys 53:955–962.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.010

*Chen Y.-I., Huang C.-S., Liu J.-Y.* Statistical Evidences of Seismo-Ionospheric Precursors Applying Receiver Operating Characteristic (ROC) Curve on the GPS Total Electron Content in China. J. Asian Earth Sci. 2015, 114, 393–402. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.028

De Santis A., Marchetti D., Pavón-Carrasco F.J., Cianchini G., Perrone L., Abbattista C., Alfonsi L., Amoruso L., Campuzano S.A., Carbone M. et al. PrecursoryWorldwide Signatures of Earthquake Occurrences on Swarm Satellite Data. Sci. Rep. 2019, 9, 20287.

https://doi.org/10.3390/atmos10070371

*Elshin O., Tronin A.* (2020) Global Earthquake Prediction Systems. Open J. Earthquake Research, 9, 170–180. https://doi.org/10.4236/ojer.2020.92010

*Genzano N., Filizzola C., Hattori K., Pergola N., Tramutoli V.* Statistical Correlation Analysis between Thermal Infrared Anomalies Observed From MTSATs and Large Earthquakes Occurred in Japan (2005–2015). J. Geophys. Res. Solid Earth 2021, 126, e2020JB020108. https://doi.org/10.1029/2020JB020108

*Keilis-Borok V.I., Knopoff L., Kossobokov V.G., Rotvain I.M.* Intermediate term prediction in advance of the Loma Prieta earthquake // Geophys. Res. Letters. 1990. V. 17. № 9. P. 1461–1464.

Marchetti D., De Santis A., Campuzano S.A., Zhu K., Soldani M., D'Arcangelo S., Orlando M., Wang T., Cianchini G., Di Mauro D. et al. Worldwide Statistical Correlation of Eight Years of Swarm Satellite Data with M5.5+ Earthquakes: New Hints about the Preseismic Phenomena from Space. Remote Sens. 2022, 14, 2649.

https://doi.org/10.3390/rs14112649

*Ouzounov D., Liu D., Chunli K., Cervone G., Kafatos M., Taylor P.* Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes. Tectonophysics. 2007. 431, 211–220.

*Pavlidou E., van der Meijde M., van der Werff H., Hecker, C.* (2018). Time Series Analysis of Land Surface Temperatures in 20 Earthquake Cases Worldwide. Remote Sensing, 11(1), 61. https://doi.org/10.3390/rs11010061

*Petit C., Déverchère J.* (2006) Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis. Geochem Geophys Geosyst 7: Q11016.

https://doi.org/10.1029/2006GC001265

*Prasad B.S.N., Nagaraja K., Chandrashekara M.S., Paramesh L., Madhava M.S.* (2005). Diurnal and seasonal variations of radioactivity and electrical conductivity near the surface for a continental location Mysore, India. Atmospheric Research, 76(1-4). 65-77.

Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnykh L.A. The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31(4–9), 2006. 143–153. https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042

Pulinets S.A., Ouzounov D.P., Karelin A.V., Davidenko D.V., Physical Bases of the Generation of Short-Term Earthquake Precursors: A Complex Model of Ionization-Induced Geophysical Processes in the Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere–Magnetosphere System, Geomagnetism and Aeronomy, 55. № 4, 540–558, 2015.

Radziminovich Y.B., Gileva N.A., Tubanov T.A., Lukhneva O.F., Novopashina A.V., Tcydypova L.R., The December 9, 2020, Mw 5.5 Kudara earthquake (Middle Baikal, Russia): Internet questionnaire hard test and macroseismic data analysis, Bull. Earthquake Eng., 2022. V. 20. № 3. P. 1297–1324. https://doi.org/10.1007/s10518-021-01305-8

*Ruzmaikin A., Aumann H. H., AND Manning E. M.* Relative Humidity in the Troposphere with AIRS // J. atmospheric sciences. 2014. 2516–2533.

https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0363.1

San'kov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V. (2011) Late Cenozoic geodynamics and mechanical coupling of crustal and upper mantle deformations in the Mongolia-Siberia mobile area. Geotectonics 45: 378–393.

https://doi.org/10.1134/S0016852111050049

Saradjian M.R., Akhoondzadeh M. Prediction of the date, magnitude and affected area of impending strong earthquakes using integration of multi precursors earthquake parameters. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2011. 11(4), 1109–1119.

https://doi.org/10.5194/nhess-11-1109-2011

*Susskind J., Barnet C.D., Blaisdell J.M.* (2003). Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AM-SU/HSB data in the presence of clouds. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41(2), 390–409. https://doi.org/10.1109/tgrs.2002.808236

*Tronin A.A.* Thermal satellite data for earthquake research. IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No.00CH37120). https://doi.org/10.1109/igarss.2000.859687

# Anomalies of Thermal Fields Revealed by Satellite Data during Preparatio n and Occurrence of Strong Earthquakes in the Region of the Baikal Rift Zone in 2008-2022

# V. G. Bondur<sup>1</sup> and O. S. Voronova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute for Scientific Research of Aerospace Monitoring "AEROCOSMOS", Moscow, Russia

Long-term changes in thermal fields were studied before and during strong earthquakes with magnitudes from 5.1 to 5.6 that occurred in the region of the Baikal rift zone in 2008–2022. Satellite data were used for these studies. For the analysis we used the values of land surface temperature, temperature of the near-surface layer of the atmosphere, outgoing long-wave radiation, and relative humidity recorded using the AIRS instrument mounted on the Aqua satellite. During the periods of preparation and occurrence of these seismic events, anomalous variations in the parameters of thermal fields registered with satellite were revealed. They exceeded the average long-term values: for land surface temperature and temperature of the near-surface laver of the atmosphere by 5-10%, for outgoing long-wave radiation by 11-15%, and for relative humidity by 6-10%. A strong negative correlation was found between changes in the temperature of the near-surface layer of the atmosphere and relative humidity (correlation coefficient of -0.75), as well as antiphase oscillations between the values of the outgoing long-wave radiation and relative humidity. The obtained results can be used for studies of the precursor variability of thermal fields during monitoring of seismic hazard zones.

Keywords: remote sensing, satellite data, natural disasters, earthquakes, thermal anomalies, Baikal rift zone

#### REFERENCES

Akhoondzadeh M., Marchetti D. Study of the Preparation Phase of Turkey's Powerful Earthquake (6 February 2023) by a Geophysical MultiParametric Fuzzy Inference System. Remote Sens. 2023. V. 15. P. 2224.

https://doi.org/10.3390/rs15092224

Akopian S.Ts., Bondur V.G., Rogozhin E.A. Technology for monitoring and forecasting strong earthquakes in Russia with the use of the seismic entropy method // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2017. V. 53. № 1. P. 32-51. https://doi.org/10.1134/S1069351317010025

Barbot S., Luo H., Wang T., Hamiel Y., Piatibratova O., Javed M.T., Braitenberg C., Gurbuz G. (2023). Slip distribution of the February 6, 2023 Mw 7.8 and Mw 7.6, Kahramanmaras, Turkey earthquake sequence in the East Anatolian Fault Zone. Seismica, 2(3).

https://doi.org/10.26443/seismica.v2i3.502

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S., Gaponova M.V., Feoktistova N.V., Zima A.L. Satellite Registration of Anomalies of Various Geophysical Fields during the Preparation of Destructive Earthquakes in Turkey in February 2023 // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2023. № 4, 3–25. (In Russian).

https://doi.org/10.31857/S0205961423340018

Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N., Tubanov Ts.A., Dmitriev A.V., Dagurov P.N. Analysis of the Block-Fault Structure Dynamics in the Area of Earthquakes in 2008 and 2020 near Southern Lake Baikal by the Methods of Satellite Radiointerferometry // Doklady Earth Sciences, 2021. V. 499. Part 2. P. 648-653.

https://doi.org/10.1134/S1028334X21080031

Bondur V.G., Gaponova Ye.V. Remotely Registering Anomalous Variations in Lineament Systems of the Baikal Rift Zone during the M = 5.6 Earthquake of September 21, 2020 // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2021. V. 57. № 9. P. 1012-1020.

https://doi.org/10.1134/S0001433821090437

ple of Southern California // Doklady Earth Sciences. . 2016b. V. 466. № 2, P. 183–186. https://doi.org/10.1134/S1028334X16020100 Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Lapshin V.M.,

Nechaev Yu.V., Steblov G.M., Shalimov S.L. Geomechanical models and ionospheric variations related to strongest earthquakes and weak influence of atmospheric pressure gradients // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 414. № 4. P. 666–669.

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B. Large scale interaction of seismically active tectonic provinces: the exam-

https://doi.org/10.1134/S1028334X07040381

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Lapshin V.M., Nechaev Yu.V. Connection between variations of the stressstrain state of the Earth's crust and seismic activity: the example of Southern California // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 430. Part 1. P. 147-150.

https://doi.org/10.1134/S1028334X10010320

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Rodkin M.V. The Evolution of the Stress State in Southern California Based on the Geomechanical Model and Current Seismicity // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2016a. V. 52. № 1. P. 117-128.

https://doi.org/10.1134/S1069351316010043

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S. Combined Analysis of Anomalous Variations in Various Geophysical Fields during Preparation of the M5.6 Earthquake near Lake Baikal on September 22, 2020, Based on Satellite Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics,2022, V. 58. № 12. P. 1532-1545.

https://doi.org/10.1134/S0001433822120052

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S. Joint Analysis of Anomalies of Different Geophysical Fields, Recorded from Space during Precursors of Strong Earthquakes in California // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V. 56. № 12. P. 1502-1519. https://doi.org/10.1134/S000143382012035X

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Voronova O.S., Feoktistova N.V. A Study from Space of Anomalous Variations of Various Geophysical Fields during the Preparation of a Series of Strong Earthquakes in Italy in 2016–2017 // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2021. V. 57. № 12. P. 1590–1606.

https://doi.org/10.1134/S0001433821120057

*Bondur V.G., Voronova O.S.* Detection from Space of Anomalous Variations in Thermal Fields during Seismic Events in the Northern Caucasus in 2017–2022. Izv. Atmos. Ocean. Phys. 58, 1546–1556 (2022).

https://doi.org/10.1134/S0001433822120064

*Bondur V.G., Voronova O.S.* Study of Thermal Fields before Strong Earthquakes in Turkey on March 8, 2010 (M = 6.1), and January 24, 2020 (M = 6.7). Izv. Atmos. Ocean. Phys. 57, 991–1002 (2021).

https://doi.org/10.1134/S0001433821090425

*Buslov M.M.* (2012) Geodynamic nature of the Baikal Rift Zone and its sedimentary filling in the Cretaceous–Cenozoic: the effect of the far-range impact of the Mongolo-Okhotsk and Indo-Eurasian collisions. Russ Geol Geophys 53:955–962.

https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.010

*Chen Y.-I., Huang C.-S., Liu J.-Y.* Statistical Evidences of Seismo-Ionospheric Precursors Applying Receiver Operating Characteristic (ROC) Curve on the GPS Total Electron Content in China. J. Asian Earth Sci. 2015, 114, 393–402. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.028

De Santis A., Marchetti D., Pavón-Carrasco F.J., Cianchini G., Perrone L., Abbattista C., Alfonsi L., Amoruso L., Campuzano S.A., Carbone M. et al. PrecursoryWorldwide Signatures of Earthquake Occurrences on Swarm Satellite Data. Sci. Rep. 2019, 9, 20287.

https://doi.org/10.3390/atmos10070371

*Elshin O., Tronin A.* (2020) Global Earthquake Prediction Systems. Open J. Earthquake Research, 9, 170–180. https://doi.org/10.4236/ojer.2020.92010

*Gaponova E.V., Zverev A.T., Tsidilina M.N.* Detecting Lineament System Anomalies during Strong 6.4 and 7.1 Earthquakes in California from Satellite Imagery. Izv. Atmos. Ocean. Phys. 56, 1062–1071 (2020).

https://doi.org/10.1134/S000143382009011X

*Genzano N., Filizzola C., Hattori K., Pergola N., Tramutoli V.* Statistical Correlation Analysis between Thermal Infrared Anomalies Observed From MTSATs and Large Earthquakes Occurred in Japan (2005–2015). J. Geophys. Res. Solid Earth 2021, 126, e2020JB020108.

https://doi.org/10.1029/2020JB020108

*Gileva N.A., Melnikova V.I., Seredkina A.I., Radziminovich Ya.B.* Muyakan-ii earthquake on MAY 23, 2014 with Kp = 14.3, Mw = 5.5, I0 = 7-8 (Northern Baikal region). Zemletriaseniia Severnoi Evrazii [Earthquakes in Northern Eurasia], 23(2014), 323–333. (In Russian).

https://doi.org/10.35540/1818-6254.2020.23.33

Gileva N.A., Melnikova V.I., Radziminovich Y.B., Seredkina A.I. Maksimikha earthquake (Central Baikal) with Kr = 14.3, Mw = 5.3, I0 = 7 on 20 May 2008 // Zemletriaseniia Severnoi Evrazii, 2008 [Earthquakes of Northern Eurasia, 2008] Obninsk: GS RAN, 2014. P. 337–345. (In Russian).

*Gladkov A.A., Lunina O.V.* Development of an interactive information system for building models of composite seismogenic sources in the south of Eastern Siberia // Vestnik Irkutskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta

[Bulletin of the Irkutsk State Technical University]. 2014.  $\mathbb{N}_{9}$  9. P. 17–24. (In Russian).

*Gladkov A.A., Lunina O.V.* Web-oriented GIS "ActiveTectonics" as a data bank of information on active tectonics in the south of Eastern Siberia // Sovremennyye metody otsenki seysmicheskoy opasnosti i prognoza zemletryaseniy: tezisy dokladov II vserossiyskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem [Modern methods for assessing seismic hazard and earthquake prediction: abstracts of the II All-Russian conference with international participation] 29–30 September 2021 Moscow: ITPZ RAN, 2021. P. 36–37. (In Russian).

*Gladkov A.A., Lunina O.V., Andreev A.V.* Some aspects of the development of an information system for the integration of data on active tectonics // Geoinformatika [Geoinformatics]. 2013.  $\mathbb{N}$  4. P. 6–14. (In Russian).

*Imashev S.A., Sverdlik L.G.* Atmospheric temperature variations during high seismic activity in Japan in 2011. Nauka, novyye tekhnologii i innovatsii [Science, New Technologies and Innovations], 2015, 1, P. 15–19. (In Russian).

Kashkin V.B., Romanov A.A., Grigoriev A.S., Baskova A.A. Troposphere Effects of Tuva Earthquakes Detected with Space Technology. J. Sib. Fed. Univ. Eng. Technol., 2012, 5(2), 220–228. (In Russian)

*Keilis-Borok V.I., Knopoff L., Kossobokov V.G., Rotvain I.M.* Intermediate term prediction in advance of the Loma Prieta earthquake // Geophys. Res. Letters. 1990. V. 17. № 9. P. 1461–1464.

Logachev N.A. History and Geodynamics of the Baikal Rift // Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]. 2003. V. 44. № 5. P. 391–406. (In Russian).

Marchetti D., De Santis A., Campuzano S.A., Zhu K., Soldani M., D'Arcangelo S., Orlando M., Wang T., Cianchini G., Di Mauro D. et al. Worldwide Statistical Correlation of Eight Years of Swarm Satellite Data with M5.5+ Earthquakes: New Hints about the Preseismic Phenomena from Space. Remote Sens. 2022, 14, 2649.

https://doi.org/10.3390/rs14112649

*Mats V.D., Granina L.Z., Yefimova I.M.* Evolyutsiya kontinental'nogo rifta: ot prosto vpadiny do slozhnoy struktury okeanicheskogo dna [The evolution of the continental rift: from simple troughs to complex structures of the ocean floor] // Priroda. 2014. № 2. P. 28–38. (In Russian).

*Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Imaev V.S., Radziminovich Ya.B., Tubanov Ts.A.* Features of Seismic Activation of the Middle Baikal Region, 2008–2011 // Doklady Earth Sciences. 2013. V. 453. Part 2. P. 1282–1287.

https://doi.org/10.1134/S1028334X13120210

*Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Radziminovich Ya.B., Seredkina A.I.,* Kultuk earthquake of August 27, 2008,  $M_W = 6.3$ , I0 = 8-9 (Southern Baikal), ZemletryaseniyaSevernoi Evrazii, 2008 god (Earthquakes of the Northern Eur-asia in 2008), Obninsk: Geofiz. Sluzhba Ross. Akad. Nauk, 2014. P. 386–407. (In Russian).

*Ouzounov D., Liu D., Chunli K., Cervone G., Kafatos M., Taylor P.* Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes. Tectonophysics. 2007. 431, 211–220.

*Pavlidou E., van der Meijde M., van der Werff H., Hecker C.* (2018). Time Series Analysis of Land Surface Temperatures in 20 Earthquake Cases Worldwide. Remote Sensing, 11(1), 61.

https://doi.org/10.3390/rs11010061

*Petit C., Déverchère J.* (2006) Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis. Geochem Geophys Geosyst 7:Q11016.

https://doi.org/10.1029/2006GC001265

*Prasad B.S.N., Nagaraja K., Chandrashekara M.S., Paramesh L., Madhava M.S.* (2005). Diurnal and seasonal variations of radioactivity and electrical conductivity near the surface for a continental location Mysore, India. Atmospheric Research, 76(1–4). 65–77.

Pulinets S.A., Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova M.V. Verification of the concept of seismoionospheric coupling under quiet heliogeomagnetic conditions, using the Wenchuan (China) earthquake of May 12, 2008, as an example // Geomagnetism and Aeronomy. 2010. V. 50. № 2. P. 231–242. https://doi.org/10.1134/S0016793210020118

*Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnykh L.A.* The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31(4–9), 2006. 143–153. https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042

Radziminovich Y.B., Gileva N.A., Tubanov T.A., Lukhneva O.F., Novopashina A.V., Tcydypova, L.R., The December 9, 2020, Mw 5.5 Kudara earthquake (Middle Baikal, Russia): Internet questionnaire hard test and macroseismic data analysis, Bull. Earthquake Eng., 2022. V. 20. № 3. P. 1297–1324. https://doi.org/10.1007/s10518-021-01305-8

*Ruzmaikin A., Aumann H.H., AND Manning E. M.* Relative Humidity in the Troposphere with AIRS // J. atmospheric sciences. 2014. 2516–2533.

https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0363.1

San'kov V.A., Parfeevets A.V., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V. (2011) Late Cenozoic geodynamics and mechanical coupling of crustal and upper mantle deformations in the Mongolia-Siberia mobile area. Geotectonics 45: 378–393.

https://doi.org/10.1134/S0016852111050049

Saradjian M.R., Akhoondzadeh M. Prediction of the date, magnitude and affected area of impending strong earth-

quakes using integration of multi precursors earthquake parameters. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2011. 11(4), 1109–1119.

https://doi.org/10.5194/nhess-11-1109-2011

*Seredkina A.I.* The State of the Art in Studying the Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle beneath the Baikal Rift from Seismological Data. Izv., Phys. Solid Earth 57, 180–202 (2021).

https://doi.org/10.1134/S1069351321020117

Smirnov V.M., Smirnova E.V., Tsidilina M.N., Gaponova M.V. Seismo-Ionospheric Variations during Strong Earthquakes Based on the Example of the 2010 Earthquake in Chile // Cosmic Research. 2018. V. 56. № 4. P. 310–318. https://doi.org/10.1134/S0010952518040068

*Sobolev G.A., Ponomarev A.V.* Fizika zemletryaseniy i predvestniki [Earthquake physics and precursors]. Moscow: Nauka, 2003. P. 270. (In Russian).

*Susskind J., Barnet C.D., Blaisdell J.M.* (2003). Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AM-SU/HSB data in the presence of clouds. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 41(2), 390–409. https://doi.org/10.1109/tgrs.2002.808236

*Tronin A.A.* Thermal satellite data for earthquake research. IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No.00CH37120).

https://doi.org/10.1109/igarss.2000.859687

*Tubanov Ts.A., Predein P.A., Tcydypova L.R., Sanzhieva D.P.-D., Radziminovich N.A., Bazarov A.D.* (2021). [Results and prospects of seismological observations in the central part of the Baikal rift]. Rossiiskii seismologicheskii zhurnal [Russian Journal of Seismology], 3(4), 38–57. (In Russian). https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.03

Zhukov B.S., Halle W., Schlotzhauer G., Oertel D. Spatial and temporal analysis of thermal anomalies as earthquake precursors // Sovr. Probl. DZZ Kosm. 2010. V. 7. № 2. P. 333–343. (In Russian).

# \_\_\_\_\_ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ \_\_ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

# ПРИМЕНЕНИЕ НАБОРА ДАННЫХ LANDSAT-8 И ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА SRTM ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОУРАЛЬСКОЙ ЗОНЫ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

© 2023 г. Ю. Н. Иванова<sup>а, b,</sup> \*, И. О. Нафигин<sup>а</sup>

<sup>а</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

> <sup>b</sup> Российский университет дружбы народов, Москва, Россия \*E-mail: jnivanova@yandex.ru Поступила в редакцию 20.03.2023 г.

Впервые для центральной части Малоуральской зоны Полярного Урала применен новый подход к обработке данных дистанционного зондирования Земли, полученных космическим аппаратом Landsat-8. Он заключается в интеграции карт распределения гидротермальных изменений и схемы плотности линеаментов, созданных на основе результатов статистической обработки данных дистанционного зондирования и цифровой модели рельефа SRTM (The Shuttle Radar Tpography Mission). Работа проведена с целью выявить морфологические признаки и закономерности, особенности глубинного строения и выделить площади, перспективные на золото-полиметаллический тип минерализации, на изучаемой территории. В результате исследования установлено, что перспективные на золото-полиметаллический тип минерализации площади в центральной части Малоуральской зоны локализованы вдоль трансрегиональных разломных зон, пересекающих благоприятные горизонты и структуры и контролирующих рудную минерализацию, и в пределах крупных морфоструктур, осложненных радиальными разрывными нарушениями 1-го порядка CB и C3 простирания протяженностью до 30 км, а также областей с повышенными значениями индексов оксидов железа (II и III), реже гидроксид- (Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащих минералов.

*Ключевые слова:* данные дистанционного зондирования Земли, метод главных компонент, цифровая модель рельефа, линеаменты, разрывные нарушения, морфоструктурная карта, Полярный Урал, Landsat-8, карта плотности линеаментов

DOI: 10.31857/S0205961423050056, EDN: XEABPE

#### введение

В последние десятилетия стали широко использоваться материалы мульти- и гиперспектральных космических снимков (КС) с высоким пространственным разрешением, полученных с помощью космических аппаратов дистанционного зондирования Земли (КА ДЗЗ). Данные спутниковых изображений в геологии – это мощный и эффективный инструмент для извлечения ценной информации на начальных этапах геолого-разведочных работ с целью обнаружения скрытых разрывных нарушений, распознавания гидротермально измененных горных пород, рудной минерализации и др. (например, Kumar et al., 2020; Pour et al., 2021).

Центральная часть Малоуральской зоны (ЦЧМЗ) является перспективной для обнаружения золото-полиметаллического типа минерали-

зации. Ранее для этой площади уже был проведен морфоструктурный анализ и морфометрическое моделирование (Иванова и др., 2020). Для Манюкую-Варчатинского рудного узла, входящего в ЦЧМЗ, была составлена схема плотности линеаментов (ручной и автоматический способы), морфоструктурная карта и выделены границы участков. перспективных на полиметаллический тип минерализации (Иванова, Нафигин, 2023) (рис. 1). Полученные закономерности и новые прогнозно-поисковые признаки (геологические, морфологические, геохимические) на полиметаллический тип минерализации могут быть использованы в качестве вспомогательного средства для разведки полезных ископаемых (ПИ) в других районах Полярного Урала и северных широтах.

Цель работы – выявить морфологические признаки и закономерности, особенности глу-



**Рис. 1.** Структурная основа по (Черняев и др., 2005) с изменениями: *1* – Центрально-Уральская мегазона, *2* – базальтандезитовый комплекс, *3* – офиолиты, *4* – ЦЧМЗ, *5* – россыпи золота; *6*–7 – месторождения (*a*), рудопроявления (*b*): *6* – золоторудные и золотосодержащие; 7 – Cu–Zn–Mo; *8*–10 – рудопроявления: *8* – Fe–Ti–V–Cu; *9* – Mo–Cu, *10* – Мо, 11 – населенные пункты; 12 – основные реки (*a*) и озеро (*б*), 13 – границы: района работ (1), Тоупугол-Ханмей-шорского рудного района (2), Манюкую-Варчатинского рудного узла (3), 14 – рудопроявление Амфиболитовое и место проведения предыдущих полевых работ.

бинного строения и выделить площади перспективные на золото-полиметаллический тип минерализации на территории ЦЧМЗ на основе статистического анализа дистанционных материалов KA ДЗЗ Landsat-8.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Более подробное геологическое описание ЦЧМЗ, Манюкую-Варчатинского рудного узла и прилегающих территорий можно найти в статьях и опубликованных отчетах (Шишкин и др., 2007, Estrada et al., 2012, Кременецкий, 2012, Зылева и др., 2014, Ремизов и др., 2014, Викентьев и др., 2017, Соболев и др., 2018 и др.). Тектоническая

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА Nº 6 2023

схема Уральского складчатого пояса представлена на рис. 1.

# ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

КС КА Landsat-8. В работе была использована безоблачная лневная сцена KA Landsat-8 LC08 L1TP\_166013\_20160821\_20170322\_01\_T1 уровня обработки 1Т (с поправкой на рельеф), полученная 21.08.2016 г. в 07:11:49 утра. Данные космической съемки были загружены из информационной системы сбора и предоставления спутниковых данных ДЗЗ (EOSDIS) (https://search.earthdata.nasa.gov).



Предварительная обработка КС включала в себя радиометрическую калибровку, атмосферную и топографическую коррекцию спутниковых данных. Радиометрическая калибровка данных Landsat-8 является преобразованием необработанных цифровых значений яркости (DN), полученных датчиками спутника, в значения освещенности. Она необходима для обеспечения точности и согласованности данных между разнообразными датчиками и временными периодами (Roy et al., 2014).

Атмосферная коррекция состояла из удаления эффектов атмосферных помех из спутниковых данных, которые могут стать причиной ошибок при составлении минералогических схем и повлиять на значения отражательной способности различных минералов. Атмосферная коррекция данных Landsat-8 была выполнена с помощью алгоритма Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes (FLAASH) (Zhang et al., 2017) и реализована в программном комплексе ENVI. FLAASH корректирует данные с учетом эффектов атмосферного рассеяния, а также обеспечивает значение отражения в пикселе, которое можно использовать для геологического картирования (Lyapustin et al., 2003).

Топографическая коррекция включала устранение влияния рельефа местности на значения отражательной способности спутниковых данных. Эффект влияния рельефа может вызвать изменения в отражательной способности из-за различий в освещенности и затененности, что влияет на результаты геолого-минералогического картирования. Данные Landsat-8 топографически скорректированы с помощью алгоритма Cosine of Solar Zenith Angle (COSZ) в программном комплексе ENVI. Данный алгоритм корректирует топографическое влияние на значения отражательной способности, учитывая зенитное расстояние Солнца, уклон и ориентацию местности (Teillet et al., 1982).

#### ПРИМЕНЕНИЕ НАБОРА ДАННЫХ LANDSAT-8

Рис. 2. Геологическая карта ЦЧМЗ по (Шишкин и др., 2007) упрощенная. Условные обозначения: 1–3 – достоверные разрывные нарушения: 1 – главные, выходящие на поверхность, 2 – скрытые под вышележащими образованиями, 3 отражающие разломы фундамента и контролирующие эндогенное оруденение (Mn, Cu, Zn, Pb) в палеозойских образованиях (a), зона Главного Уральского надвига (ГУН), перспективная на гидротермально-метасоматическую Ni и Au минерализацию (б), 4-6 – дайки: 4 – тела габбро, габброноритов, диоритов, габбро второй фазы Кэшорского комплекса, 5 – пироксениты и габброиды Кэшорского комплекса, содержащие Au, Pb, Cu оруденение волковского типа и ванадийсодержащие Ti-Mg оруденение; 6 – плагиограниты Кыквомшорского комплекса, ивтысышорской свиты, 7- лаптпюганская и ханмейхойская свиты, включающие альбитовые амфиболиты, гнейсы, линзы мраморов и железистых кварцитов, вмещающие Си минерализацию кварцево-жильного типа, благоприятная среда для гидротермально-метасоматической Мо минерализации. 8 – хараматалоуская серия с чередованием графито-кварцевых сланцев, кварцитосланцев, слюдистых сланцев, кварцитов, эпидот-альбитовых амфиболитов, хлорит-альбитовых сланцев, гондитов, благоприятная среда для локализации Au-Pt минерализации черносланцевой формации, 9 – ивтысьшорская свита, включающая вулканиты базальт-плагиориолитовой формации, переслоенные с туфами, туфогенно-осадочными и графитоидно-кварцевыми сланцами, прослоями и линзами мраморизованных известняков, метасоматические измененные вулканиты свиты вмещают Си-полиметаллическое оруденение колчеданного типа, 10 - габброграно-диоритовый Хорбей-Собский комплекс, связанный с месторождениями и проявлениями молибденитового и редкоземельного оруденения, 11 – Кемпирсайско-Войкарский комплекс тектонитов, содержащий глыбы полимиктового состава в серпентинитовом матриксе, глаукофаниты, бластомилониты, бластокатаклазиты, включающие проявления сульфидных Ni руд, 12 – дунит-гарбуцитовый Райизско-Войкарский комплекс, вмещающий залежи высокохромистых и выскоглиноземистых хромитовых руд, 13 – качамылькская свита с известковистыми песчаниками, алевролитами с линзами алевритовых известняков, содержащая сингенетическое гидротермально-осадочное Fe-Mn и полиметаллическое оруденение парнокского типа, 14–15 – дунити-верлит-клинопероксенит-габбровый Кэшорский комплекс первой фазы, вмещающий тела клинопероксенитов, вебстеритов, дунитов, верлитов, лерцолитов, железистых дунитов (14); вторая фаза с габбро, габброноритами, габброидами, диоритами, дайками габбро (15), 16 – харотская свита с углисто-глинисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами, фтанитами, пачками известняков, 17объединенные харотская и косвожская свиты, состоящие из углисто-глинисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцев, фтанитов, пачек известняков, зеленых алевритов, глинистых сланцев с линзочками конкреционных карбонатов и единичных пластов базальтов, 18 — малоуральская свита, включающая туфы базальтов, андезибазальты, базальты, дациты, прослои туфопесчаников, туффиты с линзами рифтогенных известняков, благоприятная среда для локализации скарново-магнетитового и Си-порфировогго оруденения; 19 – диорит-тоналит-плгиогранитовый Собский комплекс, состоящий из гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов, с внедрением интрузий связано формирование Си-Fе-скарнового с Аи и Си-порфирового оруденения; 20 – монцогранодиоритовый Конгорский комплекс с кварцевыми монцодиоритами, гранодиороитами, диоритами, с внедрением комплекса связано Cu-Mo оруденение Cuпорфировой формации, 21 – няньворгинская свита, включающая алевроглинистые, глинисто-кремнистые, углистокремнистые сланцы и фтаниты, благоприятная среда для локализации сингенетического Mn оруденения, 22 – гранитовый плутонический Янаславский комплекс, содержащий биотит-роговообманковые граниты, лейкограниты и аляскиты, с образованиями комплекса связано Си-Мо оруденение, 23 – яйюская свита, состоящая из граувакков, полимиктовых песчаников, известковистых алевролитов, глинистых сланцев, прослоев известняков и доломитов, отложения свиты вмещают стратиформное Ba, Mn и фосфоритовое оруденение, 24 – плутонический плагиогранитовый Погурейский комплекс, 25 – нижняя (аячьянская) подсвита лекворкутской свиты Воркутинской серии с переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, 26 – талатинская свита, включающая переслаивание алевролитов, алевритистых аргиллитов с редкими прослоями полимиктовых песчаников, 27 - нерасчлененная лекворкутинская свита с переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, 28 – триасовая система, средний отдел, ладинский ярус – верхний отдел, карнийский-рэтский ярусы, нерасчлененные саранпаульская, семьинская и ятринская свиты, включающие глины, алевролиты, пески, песчаники, гравелиты, конгломераты, линзы бокситов, пласты бурых углей, 29 – средняя юра, нижний-средний отдел, батский ярус, объединенные яныманьская и тольинская свиты с песком, гравием, галечником, конгломератами и бурыми углями, 30 – юрская система, батский ярус — верхняя юра, нижнетитонский подъярус, объединенные маурыньская и лопсинская свиты, содержащие глины, аргиллиты, пески, пласты бурых углей, 31 – верхняя юра, титонский ярус – нижний мел, нижнеберриасский подъярус, федоровская свита, содержащая глауконито-кварцевые, иногда фосфатосодержащие, зеленые, зеленовато-серые с оолитами шамозита, с гравием, конкрециями алевролиты и песчаники, 32 – альбский ярус, ханты-мансийская свита, включающая темно-серые алевролитовые глины с прослоями алевритов, глинистых известняков и сидеритов, реже песков, 33 – готеривский-аптский ярусы, северососьвинской свиты, содержащая пески, алевролиты и алевриты уплотненные, чередующиеся с глинами серыми, темно-серыми и буроватыми, пласты бурых углей, 34 – берриасский ярус, верхний подъярус – готеривский ярус, харосоимкая и уласынская свиты объединенные, содержащие аргиллитоподобные и алевритестые глин, прослои алевролитов, глинистых известняков и песчаников, 35-40 – месторождения и рудопроявления: 35 – Cu–Zn–Mo месторождения (a), рудопроявления (б), 36–39 – рудопроявления: 36 – Мо– Cu, 37-Fe-Ti-V-Cu, 38-Au, 39-Mo.

Для проведения линеаментного анализа использована цифровая модель рельефа (ЦМР) SRTM – The Shuttle Radar Topography Mission (Farr et al., 2007), охватывающая исследуемую территорию. Данные SRTM получены из системы данных наблюдения Земли (EOSDIS) (https://search.earthdata.nasa.gov/search).

Геологическая информация представлена в виде геологической карты и карты ПИ ЦЧМЗ масштаба 1 : 200000, которые составлены в рамках госзадания ВСЕГЕИ в 2005 г. (Шишкин и др., 2007) (рис. 2).

Полевые работы проводились в ходе нескольких экспедиций ИГЕМ РАН (летние сезоны 2019 и 2021 гг.) на исследуемой территории (см. рис. 1).

Для полевых заверочных работ использовалась система глобального позиционирования (GPS) Garmin GPSmap 62s с целью определения точных



**Рис. 3.** Примеры разломов, вмещающих и интрузивных пород и минерализации (a-e) рудопроявления Амфиболитовое (см. рис. 1), заверенных в ходе полевых работ: a – дайка пироксенитов (?) в кварцевых диоритах,  $\delta$  – зона дробления и рассланцевания в слоистой толще, e – зона оруденения. Условные обозначения: 1 – границы: даек (a,  $\delta$ ) и зона оруденения (e).

местоположений структурных элементов. Проведена полевая фотосъемка обнаженных разломов, вмещающих и интрузивных пород, минерализации, чтобы подтвердить их надежность наблюдения в локальном масштабе (рис. 3, a, 3,  $\delta$ ).

Закартированные разломные структуры хорошо коррелируют с тектоническими нарушениями, отраженными как на геологической карте, так и на структурных схемах предшественников.

# МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Линеаменты — это прямые или приблизительно прямолинейные формы рельефа, которые широко распространены на поверхности Земли и тесно связаны с подземными скрытыми и поверхностными структурными элементами. Их направление и количество, как правило, отражает характер нарушенности горных пород и может предоставлять ценную информацию о геологических структурах,



Рис. 4. Морфоструктурная карта ЦЧМЗ: 1-6 – соответствуют рис. 2, 7 – контуры: морфоструктур № 1-2; 8 – структура СВ простирания (Иванова и др., 2020); 9-13 – рудные месторождения и рудопроявления, соответствующие рис. 2; 14-15 – границы: 14 – участки, перспективные на золото-полиметаллическую минерализацию, 15 – Маню-кую-Варчатинского рудного узла. Примечание: линеаменты, выделенные на основе КС, для ЦЧМЗ можно посмотреть в работе (Иванова и др., 2020).

тектонике и залегании ПИ (например, Ekneligoda, Henkel, 2010; Masoud, Koike, 2011).

Линеаментный анализ широко используется для структурных исследований (Abdullah et al., 2010; Thannoun, 2013), выделения морфологической системы кальдер (Verdiansyah, 2017, Verdiansyah, 2019), оценки перспектив минерализации (Hubbard et al., 2012) и др. Он может проводиться на основе различных наборов данных, таких как оптическая, радиолокационная, геофизическая и топографическая съемки, ЦМР, наземные исследования и др.

Для извлечения линеаментов из данных SRTM был использован модуль "Lineament Extraction" программного комплекса PCI "Geomatica". На базе ЦМР создано изображение, отражающее "теневой рельеф", с целью улучшения топографических особенностей территории и облегчения идентификации линейных объектов (Wilson, Gallant, 2000).

Параметры модуля "Lineament extraction" подбирались практическим путем, так как качество выделения линеаментов зависит от характеристик исходных данных и типа рельефа исследуемой территории.

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

Метод соотношения полос (band ratio) улучшает спектральные характеристики геологических объектов и широко используется для картирования гидротермально измененных минералов и литологических единиц (Maurer, 2013). Данный метод усиливает спектральные особенности пикселей для мульти- или гиперспектральных изображений путем отношения спектрального отражения одного канала к другому (Mather, 1999). Подбор каналов производится на основе отражающей характеристики искомого геологического объекта. При этом в числителе отношения должен располагаться канал, характеризующий наибольшую отражающую или излучающую способность минерала, а в знаменателе – наименьшую. В результате искомый объект (или их группа) будет выражен яркими пикселями на полученном изображении (красный цвет на рис. 6, *a*-6, *c*).



**Рис. 5.** Линеаменты, извлеченные с помощью модуля "Line Extraction" программного комплекса PCI "Geomatica" и наложенные на визуализированную ЦМР с применением SRTM (*a*), роза-диаграмма для ЦЧМЗ и прилегающей территории (*δ*).

Для картирования полей развития гидротермальных минералов с использованием спектральных каналов KA Landsat-8 разработано несколько минералогических индексов (Pour, 2018): 4/2 – минералы группы оксидов и гидроксидов железа (гематит, магнетит, гетит, ильменит), а также ярозит и их смесь – лимонит; 6/4 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида двухвалентного железа (магнетита); 6/5 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида трехвалентного железа (гематита); 6/7 – гидроксилсодержащие (Al-OH и Fe, Mg-OH), карбонатные (кальцит и доломит) и сульфатные (гипс) минералы. Эти индексы рассматриваются как весомые показатели (индикаторы) Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Al/Fe–OH, Mg–Fe–OH и Si-OH групп минералов гидротермальной природы и продуктов их гипергенеза.

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

МГК преобразует набор коррелированных данных в некоррелированные линейные данные. МГК широко используется для картирования гидротермальных минералов и литологических единиц на основе спектральных каналов-сенсоров КА ДЗЗ, а также оптических многоспектральных сенсоров, установленных на беспилотные летательные аппараты (БПЛА) (Loughlin, 1991). Данный метод был применен к набору ранее полученных минералогических индексов с использованием ковариационной матрицы. Подобный подход позволяет статистически оценить надежность пространственного распределения соответствующих вторичных минералов в исследуемом районе.

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



**Рис. 6.** Карта гидротермальных изменений ЦЧМЗ и прилегающей территории, полученная с помощью КС: a-e – схемы преимущественного развития ассоциаций вторичных минералов: a – гидроксил-(Al-OH, Mg-OH) и карбонат-содержащих,  $\delta$  – оксидов трехвалентного железа (гематит), e – оксидов и гидроксидов железа (лимонит), e – оксидов двухвалентного железа (магнетит): 1-3 – метасоматические изменения: концентрации индикаторных групп вторичных минералов: минимальные (1), средние (2) и максимальные (3).

# РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 4 представлены две крупных структуры овальной формы. Морфоструктура № 1 имеет размер 54 на 48 км и вытянута в меридиональном направлении. Ее осложняют более мелкие кольцевые (около 7 км), дуговые и радиальные линеаменты. Морфоструктура № 2 вытянута в СЗ направлении и имеет размеры немного меньшие (48 на 38 км), чем морфоструктура № 1.

К морфоструктуре № 1 приурочена большая часть рудопроявлений и месторождений: Fe, Ti, V, Cu; Cu, Zn, Mo и золоторудных. Рудопроявления Манюкую-Варчатинского рудного узла также принадлежат морфоструктуре № 1. В морфоструктуре № 2 обнаружены проявления Fe, Ti, V, Cu; Cu, Zn, Mo и с золоторудной и молибденовой минерализацией.

Морфоструктуры №№ 1 и 2 представляют собой вулкано-плутонические гетерогенные структуры 1-го порядка, вероятно, образованные под влиянием нескольких геологических процессов, и осложняются концентрическими структурами 2-го порядка (меньшего диаметра), создающими признаки "телескопированности" (ср., например, Горный и др., 2014). Анализ этих морфоструктур можно найти в работе (Иванова и др., 2020).

По геологическим данным (см. рис. 2) и КС (см. рис. 4) отчетливо выделяется Главный Уральский надвиг (ГУН). Это трансрегиональная разломная зона высшего ранга, разделяющая палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Уральской складчатой области протяженностью около 2000 км на глубину земной коры, со сложным строением, длительным и многостадийным развитием (Зылева и др., 2014). ГУН является перспективным на выявление гидротермально-метасоматической Ni и Au минерализации.

В период развития ГУН, вероятно, возникали разномасштабные, наложенные на складчатость концентрические структуры, которые играли ведущую роль в локализации, как магматических образований, так и оруденения (Космическая информация..., 1986).



**Рис. 7.** Структуры распада рудопроявления Амфиболитовое: радиально-лучистый агрегат (волокнистая структура) гематита-2, сосредоточенный в катакластическом изъеденном пирите, локализованном в пироксените (?) (*a*), петельчатая структура, представленная ксеноморфным магнетитом, окаймляющим овальные включения сфена (?), ксеноморфные включения гематита и ильменита до 200 мкм локализованы также в магнетите, но по краям структуры (*б*). Условные обозначения: Mgt – магнетит, Py – пирит, Gem – гематит, Sph – сфен, Ilm – ильменит.

На рис. 5 представлена визуализированная ЦМР с нанесенными линеаментами, выделенными модулем "Lineament extraction" ПО PCI "Geomatica".

Ориентация линеаментов анализируется путем создания розы-диаграммы, которая представляет собой количество линеаментов, которые доминируют в определенном направлении. В результате были выделены основные направления структур (см. рис. 5).

Главные структуры — это линеаменты субширотной ориентации. Второстепенные — СВ и СЗ направлений.

В работе (Иванова и др., 2020) была выделена серия коротких линеаментов СВ простирания, сосредоточенных в полосе шириной 25 км при общей длине первые сотни км (рис. 4). Эта зона в совокупности образует структуру СВ направления, возможно, отражая дизъюнктивные нарушения и сложное блоковое строение территории, а также, вероятно, играет рудоконтролирующую роль. Эта зона также отчетливо проявляется на карте плотности линеаментов и по вторичным изменениям (рис. 6, *в*). Это говорит о правильности выделения этой области.

При анализе КС были выделены 4 типа гидротермальных изменений, представленных преимущественно разными группами минералов и раздельно показанных на фрагментах рис. 6, *a*–6, *г*.

Как видно из рис. 6,  $\delta$ , 6,  $\epsilon$  распределение оксидов трех- (гематит) и двухвалентного (магнетит) железа, особенно с высоким содержанием, совпадает, однако средние концентрации трехвалентного железа чуть выше и распределены более равномерно по всей изучаемой площади, чем двухвалентного. Распространение гидроксил-(Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащих и оксидов и гидроксидов железа (лимонит) отличаются. Последние распределены (высокие и средние концентрации) в основном на ЮВ территории (см. рис. 6, e).

Скорее всего, это связано с тем, что, например, в аншлифах рудопроявления Амфиболитовое — ЦЧМЗ (см. рис. 1) часто присутствуют эти оксиды железа II и III совместно в виде разнообразных структур распада (рис. 7) (Иванова, Тюкова, 2022).

Учитывая геологические особенности локализации рудных объектов и данные обработки КС, выделены 4 наиболее перспективных участка, которые на схемах дешифрирования КС отвечают скоплениям наиболее ярко выраженных проявлений минералогических индексов оксида железа (II и III) (рис. 8, 5).

Площади № I и IV локализованы внутри, а участки № II и III возле морфоструктуры № 1.

В участок № І входят магматические породы основного и среднего состава второй фазы Собского и Кэршорского комплексов. С внедрением интрузий первого комплекса связано формирование Си–Fе-скарнового с Аи и Си-порфирового оруденения. С Собским комплексом связывают Аи оруденение на месторождении Петропавловское, а также жильные проявления и пункты минерализации Си в Тоупугол-Ханмейшорским рудном районе (Зылева и др., 2014).



**Рис. 8.** Карта развития гидротермально-метасоматических пород для ЦЧМЗ по материалам ДЗЗ, вынесенных на геологическую карту (упрощена по (Шишкин и др., 2007)). *1–6* – соответствуют рис. 3, *7–39* – соответствуют рис. 2, *40* – границы участков, перспективных для выявления золото-полиметаллической минерализации на изучаемой территории (номера I–IV на карте – см. пояснения в тексте); *41–45* – вторичные изменения соответствуют рис. 10.

Участок № II состоит из метаморфических пород лаптпюганской и ханмейхойской свит, вмещающих Си минерализацию кварцево-жильного типа и метаморфогенную титан-рутиловую минерализацию. Кроме того, данная площадь перспективна для поиска гидротермально-метасоматической Мо минерализации.

Участок № III состоит также из пород лаптпюганской и ханмейхойской свит. Кроме того, сюда входят породы няньворгинской свиты, представленные алевроглинистыми, глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми фтанитами. Это благоприятная среда для локализации сингенетического марганцевого оруденения. В эту площадь входят также известные рудопроявления Fe-Ti-V-Cu и Мо типа. Это указывает на благоприятные условия для обнаружения на исследуемой территории полиметаллического типа минерализации и говорит о выборе правильного подхода к прогнозированию рудной минерализации.

Участок № IV сложен породами хараматалоуской серии (1), Кемпирсайско-Войкарского комплекса (2) и ивтысьшорской свиты (3). Серия (1) представлена чередованием графито-кварцевых, слюдистых и хлорит-альбитовых сланцев, кварцитосланцев и метаморфических пород. Это благоприятная среда для локализации Au-Pt минерализации черносланцевой формации. Комплекс (2) состоит из тектонитов с глыбами полимиктового состава в серпентинитовом матриксе, глаукофанитов, бластомилонитов, бластокатаклазитов, включающих проявления сульфидных Ni руд. Свита (3) представлена вулканитами базальт-плагиориолитовой формации, переслоенны-



**Рис. 9.** Схема плотности линеаментов, полученная автоматическим способом выделения, для ЦЧМЗ и прилегающей территории с нанесенными на ней перспективными участками на золото-полиметаллический тип минерализации. Условные обозначения: *1*–*3* – вторичные изменения: *1* – оксиды и гидроксиды железа (лимонит); *2* – оксиды двух- и трехвалентного железа объединенные; *3* – гидроксид- (Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащие минералы, *4* – площади, перспективные на золото-полиметаллический тип минерализации.

ми с туфами, туфогенно-осадочным и графитоидно-кварцевыми сланцами, прослоями и линзами мраморизованных известняков. Метасоматически измененные вулканиты свиты вмещают Сиполиметаллическое оруденение колчеданного типа. В эту площадь также входят известные рудопроявления Cu–Zn–Mo, Fe–Ti–V–Cu и Mo– Cu типа.

На рис. 9 представлена карта плотности линеаментов для изучаемого района с наложенными на нее гидротермальными изменениями, дешифрированными по данным ДЗЗ. Плотность линеаментов характеризуется как степень проницаемости (т.е. нарушенности) горных пород.

Выявленные ранее рудопроявления и месторождения в основном локализуются в зонах с высокими значениями плотности линеаментов (красный/оранжевый цвет) и связаны со структурами, играющими рудоконтролирующую роль.

Таким образом, выделение перспективных участков основывалось на двух факторах. Первый — зоны распространения гидротермальных изменений, выделенных на основе обработки ДДЗ. Вто-

рой — области с высокими концентрациями линеаментов, т.е. сильно нарушенными горными породами.

Обнаруженные предшественниками рудопроявления входят в некоторые выделенные нами перспективные области, например, в перспективной площади № IV локализуется наибольшее количество рудопроявлений Cu–Zn–Mo, Mo– Cu и Fe–Ti–V–Cu типа, что говорит о достоверности полученных результатов вследствие применения разработанного подхода.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате статистической обработки данных КА ДЗЗ Landsat-8 построены карты распространения гидротермальных изменений для территории ЦЧМЗ: гидроксил-(Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащие породы, оксиды двух-(магнетит) и трех-валентного железа (гематит), оксиды и гидроксиды железа (лимонит), с использованием спектральных каналов KA Landsat-8 (минералогические индексы) и МГК. Составлена схема плотности линеаментов, т.е. схема нарушенности горных пород в массиве, и выявлена тесная связь между известными рудными объектами и высокими значениями плотности линеаментов.

Выделены четыре участка, перспективных на золото-полиметаллический тип минерализации, на основе интеграции карт распространения метасоматических изменений и схемы плотности линеаментов, а также с учетом достоверных разрывных нарушений, играющих рудоконтролирующую роль. Выделение данных площадей основывалось на областях с максимальным развитием ассоциаций вторичных минералов и зонах с высокими концентрациями линеаментов.

Таким образом, на основании полученных в ходе исследования результатов можно сделать вывод, что золото-полиметаллическую гидротермальную минерализацию на территории ЦЧМЗ следует искать вдоль трансрегиональных разломных зон, пересекающих благоприятные горизонты и структуры и контролирующих рудную минерализацию, и в пределах крупных морфоструктур, осложненных радиальными разрывными нарушениями 1-го порядка СВ и СЗ простирания протяженностью до 30 км, а также областей с повышенными значениями индексов оксидов железа (II и III), реже гидроксид- (Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащих минералов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н. и др. Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования Геология руд. месторождений // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.

Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш. и др. Особенности минералогической зональности рудно-магматических систем, вмещающих кварцево-жильные месторождения золота (по материалам спутниковой спектрометрии) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 140–156.

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

Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В. Структурный контроль золоторудной минерализации центральной части Малоуральского вулкано-плутонического пояса (Полярный Урал) по результатам анали-

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023

за мультиспектральных снимков космического аппарата Landsat-8 // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 4. С. 51–62.

Иванова Ю.Н., Нафигин И.О. Разработка подхода для построения прогнозной карты вероятностного распределения зон высокопроницаемых пород на полиметаллический тип минерализации по данным космического аппарата Landsat-8 // Исслед. Земли из космоса. 2023. № 1.

https://doi.org/10.31857/S0205961423010062

Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э. Структуры распада в рудах проявления Амфиболитовое (Полярный Урал) // II науч. конф. "Геология на окраине континентов". 2022. С. 143–145.

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

Кременецкий А.А. Обоснование поисковых и поисково-ревизионных работ на рудное золото в пределах Манюкую-Варчатинского рудного узла (рудопроявления: Полярная Надежда, Геохимическое и Благодарное). Масштаб 1 : 10000. М.: ФГУП ИМГРЭ. 2012. 45 с.

Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000 (2-е изд., цифровое). Серия Полярно-Уральский. Лист Q-41-XVI (Хордюс). Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.

Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.

Черняев Е.В., Черняева Е.И., Седельникова А.Ю. Геология золото-скарнового месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn, ...). Мат. конф. XI Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. С. 131–137.

Шишкин В.А, Астапов А.П., Кабатови Н.В. др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 3-е покол.). Уральская сер. Лист Q-41 – Воркута. Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

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

https://doi.org/10.1039/CS9962500401

*Alonso-Contes C.A.* Lineament mapping for groundwater exploration using remotely sensed imagery in a karst terrain: Rio Tanama and Rio de Arecibo basins in the northern karst of Puerto Rico. Master's Thesis, Michigan Technological University. 2011.

*Amer R., Kusky T., El Mezayen A*. Remote sensing detection of gold related alteration zones in Um Rus area, central Eastern Desert of Egypt // Adv. Space Res. 2012. 49(1). P. 121–134.

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

https://doi.org/10.1080/01431160600606882

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

*Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.-P. et al.* Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar Massif, Polar Urals // Z. Deutschen Ges. Geowissenschaften. Bd 2012. V. 163.  $\mathbb{N}$  1. P. 9–41.

https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0009

*Farr T.G., Rosen P.A., Caro E. et al.* The shuttle radar topography mission // Reviews of geophysics. 2007. 45(2), RG2004. https://doi.org/10.1029/2005RG000183

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

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

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

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

*Kumar C., Chatterjee S., Oommen T.* Mapping hydrothermal alteration minerals using high-resolution AVIRIS-NG hyperspectral data in the Hutti-Maski gold deposit area, India // International J. Remote Sensing. 2020. V. 41. № 2. P. 794–812.

https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1648906

*Loughlin W.P.* Principal component analysis for alteration mapping // Photogramm. Eng. Remote Sens. 1991. V. 57. P. 1163–1169.

*Lyapustin A., Martonchik J., Wang Y. et al.* Multiangle implementation of atmospheric correction (MAIAC): 1. Radiative transfer basis and look-up tables // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2003. 108 (D17).

https://doi.org/10.1029/2002JD002903

*Masoud A., Koike K.* Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt // J. Afr. Earth Sci. 2006. V. 45. P. 467–477.

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

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

https://doi.org/10.1007/s12665-020-8845-4

Mohamed F. Sadek, Baher A. El-kalioubi, Mohamed W. Ali-Bik et al. // Utilizing Landsat-8 and ASTER data in geologic mapping of hyper-arid mountainous region: case of Gabal Batoga area, South Eastern Desert of Egypt // Environmental Earth Sciences. 2020. 79: 101.

https://doi.org/10.1007/s12665-020-8845-4

*Pour A.B., Park Y., Park T.S. et al.* Regional geology mapping using satellite-based remote sensing approach in Northern Victoria Land, Antarctica // Polar Sci. 2018.  $N^{\circ}$  16. P. 23–46.

*Pour A.B., Zoheir B., Pradhan B. et al.* Editorial for the Special Issue: Multispeal and Hyperspectral Remote Sing Data for Mineral Exploration and Environmental Monitoring of Mined Areas // Rem. Sens. 2021. V. 13. №3. P. 519. https://doi.org/10.3390/rs13030519

*Roy D.P., Wulder M., Lovelandet T.R. et al.* Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research // Remote Sensing of Environment. 2014. 145. P. 154–172.

https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.001

*Singh A.K., Mondal G.C.* Remote sensing for mineral exploration. In Geological Methods in Mineral Exploration and Mining // Springer. 2016. P. 139–185.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-39292-7\_7

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

*Teillet P.M. et al.* Radiometric normalization of surface reflectance data in the visible and near-infrared domains from EO-1 Hyperion // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1982. (3). P. 354–366.

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

Verdiansyah O. A Desktop Study to Determine Mineralization Using Lineament Density Analysis at Kulon Progo Mountains, Yogyakarta and Central Java Province. Indonesia // Indonesian J. Geography. 2019. V. 51. №1. P. 31–41. https://doi.org/10.22146/ijg.37442

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

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

*Zhang Y. et al.* Comparison of four atmospheric correction algorithms for Landsat-8 OLI imagery in varying landscapes // Remote Sensing. 2017. 9(3). 233. https://doi.org/10.3390/rs9030233

# Application of the Landsat-8 Data Set and the Digital Elevation Model SRTM to Prediction Gold-Polymetallic Mineralization to the Central Part of the Malouralskaya Zone, the Polar Urals

# J. N. Ivanova<sup>1, 2</sup> and I. O. Nafigin<sup>1</sup>

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

#### ПРИМЕНЕНИЕ НАБОРА ДАННЫХ LANDSAT-8

<sup>2</sup>Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

For the first time for the central part of the Malouralskaya zone of the Polar Urals, a new approach to processing data from remote sensing of the Earth was applied. The data were obtained using the Landsat-8 spacecraft. It consists in integration hydrothermal alteration propagation patterns and lineament density maps. They are based on the results of statistical processing of remote sensing data and digital elevation model SRTM (The Shuttle Radar Tpography Mission). The work was carried out in order to identify morphological features and patterns, features of the deep structure and identify promising areas of localization of gold-polymetallic mineralization in the study area. As a result of the study, it was found that areas promising for the gold-polymetallic type of mineralization in the central part of the Malouralskaya zone are localized within trans-regional fault zones, crossing favorable horizons and structures, and controlling ore mineralization, morphostructures, complicated by radial discontinuous faults of the 1st order NE and NW direction with a length of up to 30 km, as well as zones of increased indices II and III, less often hydroxide-(Al–OH, Mg– OH) and carbonate-containing minerals.

*Keywords:* Earth remote sensing data, principal component analysis, digital elevation model, lineaments, discontinuities, morphostructural map, the Polar Urals, Landsat-8, lineament density map

# REFERENCES

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

https://doi.org/10.1039/CS9962500401

*Alonso-Contes C.A.* Lineament mapping for groundwater exploration using remotely sensed imagery in a karst terrain: Rio Tanama and Rio de Arecibo basins in the northern karst of Puerto Rico. Master's Thesis, Michigan Technological University. 2011.

*Amer R., Kusky T., El Mezayen A.* Remote sensing detection of gold related alteration zones in Um Rus area, central Eastern Desert of Egypt // Adv. Space Res. 2012. 49(1). P. 121–134.

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

https://doi.org/10.1080/01431160600606882

*Chernyaev E.V., Chernyaeva E.I., Sedelnikova A.Yu.* Geology of the gold-skarn deposit Novogodnee-Monto (Polar Urals) // Skarns, their genesis and ore content (Fe, Cu, Au, W, Sn, ...). Mat. conf. XI Readings A.N. Zavaritsky. Yekaterinburg: IGiG UrO RAN, 2005. P. 131–137.

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

*Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.-P. et al.* Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar Massif, Polar Urals // Z. Deutschen Ges. Geowissenschaften. Bd 2012. V. 163. № 1. P. 9–41.

https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0009

*Farr T.G., Rosen P.A., Caro E. et al.* The shuttle radar topography mission // Reviews of geophysics. 2007. 45(2). RG2004.

https://doi.org/10.1029/2005RG000183

*Gornyy V.I., Kritsuk S.G., Latypov I.Sh. et al.* Osobennosti mineralogicheskoy zonal'nosti rudno-magmaticheskikh sistem, vmeshchayushchikh kvartsevo-zhil'nyye mestorozhdeniya zolota (po materialam sputnikovoy spektrometrii) [Peculiarities of mineralogical zonality of ore-magmatic systems hosting

quartz-vein gold deposits (according to satellite spectrometry data)] // Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Modern problems of remote sensing of the Earth from space]. 2014. T. 11. № 3. P. 140–156. (In Russian).

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

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

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

*Ivanova J.N., Tyukova E.E.* Decay structures in the ores of the Amphibolite occurrence (the Polar Urals) // II scientific. conf. "Geology at the Continental Margin". 2022. P. 143–145. (In Russian).

*Ivanova J.N., Vyhristenko R.I., Vikentiev I.V.* Structural control of gold mineralization in the central part of the Malouralskiy volcano-plutonic belt (Polar Urals) based on the analysis of multispectral images of the Landsat 8 spacecraft // Issledovanie Zemli iz Kosmosa, 2020. № 4. P. 51–62.

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

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

*Kremenetsky A.A.* Justification of search and prediction and audit works on gold within the Manukuyu-Varchatinsky ore cluster (the Polyarnaya Nadezhda, the Geokhimicheskoe, and the Blagodatnoye ore occurrence). Scale 1: 10000. Moscow: FSUC IMGRE. 2012. 45 p. (In Russian).

*Kumar C., Chatterjee S., Oommen T.* Mapping hydrothermal alteration minerals using high-resolution AVIRIS-NG hyperspectral data in the Hutti-Maski gold deposit area, India // International J. Remote Sensing. 2020. V. 41. No 2. P. 794–

812.

34

# https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1648906

Loughlin W.P. Principal component analysis for alteration mapping // Photogramm. Eng. Remote Sens. 1991. V. 57. P. 1163-1169.

Lvapustin A., Martonchik J., Wang Y. et al. Multiangle implementation of atmospheric correction (MAIAC): 1. Radiative transfer basis and look-up tables // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2003. 108 (D17).

https://doi.org/10.1029/2002JD002903

Masoud A., Koike K. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt // J. Afr. Earth Sci. 2006. V. 45. P. 467–477.

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

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

https://doi.org/10.1007/s12665-020-8845-4

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

https://doi.org/10.1007/s12665-020-8845-4

Mohamed F. Sadek, Baher A. El-kalioubi, · Mohamed W. Ali-Bik et al. // Utilizing Landsat-8 and ASTER data in geologic mapping of hyper-arid mountainous region: case of Gabal Batoga area, South Eastern Desert of Egypt // Environmental Earth Sciences. 2020. 79: 101.

https://doi.org/10.1007/s12665-020-8845-4

Pour A.B., Park Y., Park T.S. et al. Regional geology mapping using satellite-based remote sensing approach in Northern Victoria Land, Antarctica // Polar Sci. 2018. № 16. P. 23-46.

Pour A.B., Zoheir B., Pradhan B. et al. Editorial for the Special Issue: Multispeal and Hyperspectral Remote Sing Data for Mineral Exploration and Environmental Monitoring of Mined Areas // Rem. Sens. 2021. V. 13. №3. P. 519. https://doi.org/10.3390/rs13030519

Remizov D.N., Shishkin M.A., Grigoriev S.I. et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200000 (2nd edition, digital). The Polar-Ural series. Sheet Q-41XVI (Khordyus). Explanatory letter. St. Petersburg: Cartographic factory VSEGEI. 2014. 256 p. (In Russian).

Roy D.P., Wulder M., Lovelandet T.R. et al. Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research // Remote Sensing of Environment. 2014. 145. P. 154-172.

https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.02.001

Shishkin M.A., Astapov A.P., Kabatov N.V. et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 1000000 (3rd gen.). The Ural series. Q41 – Vorkuta sheet: Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI. 2007. 541 p. (in Russian).

Singh A.K., Mondal G.C. Remote sensing for mineral exploration. In Geological Methods in Mineral Exploration and Mining // Springer. 2016. P. 139-185.

https://doi.org/10.1007/978-3-319-39292-7 7

Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Devonian island-arc magmatism of the Voikar zone in the Polar Urals // Geotectonics. 2018. V. 52. № 5. P. 531-563.

Teillet P.M. et al. Radiometric normalization of surface reflectance data in the visible and near-infrared domains from EO-1 Hyperion // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1982. (3). P. 354-366.

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

Verdiansvah O. A Desktop Study to Determine Mineralization Using Lineament Density Analysis at Kulon Progo Mountains, Yogyakarta and Central Java Province. Indonesia // Indonesian J. Geography. 2019. V. 51. №1. P. 31-41. https://doi.org/10.22146/ijg.37442

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

Vikentvev I.V., Ivanova Y.N., Tyukova E.E. et al. Porphyrystyle Petropavlovskoe gold deposit, the Polar Urals: geological position, mineralogy, and formation conditions // Geology of Ore Deposits. 2017. V. 59. № 6. P. 482-520.

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

Zhang Y. et al. Comparison of four atmospheric correction algorithms for Landsat-8 OLI imagery in varying landscapes // Remote Sensing. 2017. 9(3). 233. https://doi.org/10.3390/rs9030233

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

# \_\_\_\_ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ <u>.</u> ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

# ПРОЯВЛЕНИЕ АПВЕЛЛИНГОВ В ЧЕРНОМ МОРЕ В ДАННЫХ МУЛЬТИСЕНСОРНОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2023 г. Д. В. Хлебников<sup>а,</sup> \*, А. Ю. Иванов<sup>а, b</sup>, М. А. Евдошенко<sup>а</sup>, С. К. Клименко<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

<sup>b</sup>Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия \*E-mail: dx@ocean.ru

Поступила в редакцию 23.01.2023 г.

Приведены результаты исследования апвеллингов в Черном море, а именно: в северо-восточной части моря, у Тендровской косы/западного побережья Крыма, а также у побережья Турции. Они основаны на использовании данных дистанционного зондирования Земли, в частности данных сканеров цвета (MODIS, VIIRS, OLCI-а и OLCI-b), радиометров инфракрасного диапазона (TIRS и AVHRR), а также радиолокационных изображений (РЛИ), полученных радиолокаторами с синтезированной апертурой. Комплексный подход с использованием практически только данных дистанционного зондирования позволяет достаточно полно охарактеризовать наблюдаемые апвеллинги в Черном море. В активной фазе апвеллинг помимо температуры поверхности моря (ТПМ) обычно отображается как в поле концентрации хлорофилла-a (chlor-a), так и в поле шероховатости морской поверхности. В наших случаях продолжительность апвеллингов варьировала от 6 до 10 сут, перепады ТПМ в зоне апвеллингов составляли до 8°С, концентрации chlor-а превышали в 5-6 раз фоновые значения, составляющие 0.5–0.7 мг/м<sup>3</sup>. Максимальные аномалии ТПМ до 8°С наблюдались у турецкого побережья. В результате анализа выявлена однозначная взаимосвязь между областями пониженной ТПМ в зоне апвеллинга, шероховатостью морской поверхности и концентрацией chlor-а. Показано, что в случае использования полного набора данных дистанционного зондирования наблюдение, мониторинг и исследование апвеллинга не представляет принципиальных затруднений.

*Ключевые слова*: Черное море, апвеллинг, дистанционное зондирование, мультисенсорный подход температура поверхности моря, цвет моря, радиолокационные изображения **DOI:** 10.31857/S0205961423060052, **EDN:** DGLNED

# введение

В океанологии подъем глубинных холодных вод к поверхности моря/океана называют апвеллингом (Fischer, Green, 2013). Наиболее часто апвеллинги наблюдаются у западных границ материков, где более холодные и богатые биогенами воды перемешаются из глубин океана к поверхности, замещая более тёплые поверхностные воды. Апвеллинги могут встречаться практически в любом районе Мирового океана. Различают как минимум три основных типа: прибрежный апвеллинг; крупномасштабный ветровой апвеллинг в открытом океане; апвеллинг, связанный с топографией морского дна, а также и ряд других. Апвеллинг (восходящий поток морской воды) и даунвеллинг (нисходящий поток) являются типичными эпизодическими явлениями в некоторых внутренних морях, включая Черное море.

Как показывают исследования, из-за специфики физико-географических особенностей побережья Черного моря и преобладающих ветров,

у северо-западного, северо-восточного и южного берегов моря, апвеллинг проявляется достаточно часто. Как правило, для возникновения апвеллинга необходим устойчивый, т.н. апвеллинговый ветер, дующий вдоль берега (Горячкин, 2018; Станичная, Станичный, 2021). Холодная вода изпод сезонного термоклина в период его существования поднимается, достигая поверхности, где она заменяет хорошо перемешанный, значительно более теплый верхний слой и создает обширные холодные пятна. При возникновении апвеллинга понижение температуры воды составляет от 3-4 до 10-11°С. Типичные временные масштабы апвеллинга варьируют от нескольких лней до недель. Как правило, в Черном море апвеллинг длится от 2-3 до 5-6 сут и даже более, после чего температура воды повышается до стандартных сезонных значений. Степень интенсивности апвеллинга можно оценить с использованием внутреннего радиуса Россби (Fischer, Green, 2013), который для Черного моря составляет около 20 км (Павлушин и др., 2019). В теплое время
года, когда поверхность моря прогрета, апвеллинг наблюдается в спутниковых и подспутниковых данных как локальная область пониженной температуры воды.

В общем случае развитие апвеллинга происходит в две фазы: 1) активная фаза, когда прогретый поверхностный слой вод сдвигается ветром и замещается водными массами с глубины, и 2) фаза релаксации, когда ветер стихает, но на поверхности моря продолжает сохраняться сильный градиент температуры или плотности. Во время второй фазы часто формируются т.н. филаменты – струи, направленные в открытое море, образующие мелкомасштабные вихревые структуры, скорее всего, в результате бароклинной неустойчивости фронта (границы раздела теплых/холодных вод).

Изучению апвеллинга в Черном море и причин его возникновения методами дистанционного зондирования посвящено большое количество работ. По-видимому, впервые к проблеме изучения апвеллинга с помощью данных дистанционного зондирования в России обратилась И.А. Бычкова (см.: Бычкова и др. 1985, 1988; Бычкова, Викторов, 1987). Проявления апвеллингов изучались главным образом в поле ТПМ (Гинзбург и др., 1997; Горячкин, 2018;), а затем и по данным космической радиолокации — на радиолокационных изображениях (РЛИ) (Hsu et al., 1995; Clemente-Colón, Yan, 1999, 2000; Kozlov et al., 2011). В настоящее время в связи с возможностью использования разнообразной спутниковой аппаратуры: сканеров цвета, инфракрасных (ИК) радиометров, спектрорадиометров и радиолокаторов, исследования апвеллингов проводится с использованием мультисенсорного подхода (Lin et al., 2002; Li et al., 2009; Гурова, Иванов, 2011; Gurova et al., 2015; Lehmann et al., 2012).

Работы по изучению апвеллингов на Балтике, в том числе с использованием численного моделирования показали, что модели достоверно воспроизводят особенности поля ТПМ и ряд других особенностей явления не только на поверхности, но и в верхнем слое моря (Kowalewski, Ostrowski, 2005; Lehmann, Myrberg, 2008; Голенко, 2010; Myrberg et al., 2010). В последнее время в этом направлении активно изучаются и черноморские апвеллинги (Полонский, Музылева, 2016; Зацепин и др., 2016; Сильвестрова и др., 2017).

В целом мультиспектральные и мультидатчиковые (мультисенсорные) спутниковые данные ценный материал для исследования апвеллингов. Они, в общем случае, позволяют увидеть развитие и пространственные масштабы явления, его структуру и определить контрасты температур. По данным дистанционного зондирования, главным образом по ИК-снимкам установлено, что прибрежный апвеллинг — это мезомасштабное явление со временем жизни от дней до недель. В процессе развития апвеллинга холодные воды распространяются на десятки километров в открытое море, образуя струи и пятна холодной воды, которые нередко попадают в орбиту вихрей или грибовидных структур или формируют изолированные холодные "линзы" (Станичная, Станичный, 2021).

В настоящей статье на основе анализа только данных ДЗЗ предпринята попытка уточнить особенности динамики апвеллингов, время от времени возникающих в Черном море, а также определить их основные характеристики.

## СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ: МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Спутниковые данные дают уникальную возможность изучения процессов развития и трансформации апвеллинга путем исследования полей ТПМ, так как апвеллинг легко идентифицируется по характерным температурным контрастам  $(\Delta T)$ . В связи с этим основными материалами для анализа апвеллингов в прибрежных частях Черного моря послужили спутниковые данные дистанционного зондирования, полученные квазисинхронно. Учитывая физико-географические особенности Черного моря. мы выбрали три района для исследований, где апвеллинги проявились наиболее ярко: первый район примыкает к северо-восточному побережью моря и расположен между Анапой и Туапсе; второй – к побережью Западного Крыма и Тендровской косе, а третий находится у побережья Турции, где интенсивный апвеллинг возникает достаточно часто. Эти проявления апвеллингов в Черном море отобразились практически во всех данных ДЗЗ во всех диапазонах электромагнитного спектра, что происходит не так часто. Наиболее интересными являются случаи, происшедшие в июле 2018 г. и июле-августе 2020 г.

Используемые для анализа данные включали снимки и изображения, а также готовые продукты (поля ТПМ и концентрации хлорофилла-а фитопланктона (chlor-a) за 2018 и 2020 гг. Большинство этих данных с пространственным разрешением 1 км доступно на сайте МГИ РАН (http://dvs.net.ru/mp/index ru.shtml). Кроме этого, привлекались, обрабатывались и анализировались данные ИК-радиометра TIRS, установленного на американском ИСЗ Landsat-8 (ТПМ), мультиспектрального прибора MSI на европейском ИСЗ Sentinel-2, а также данные chlor-а европейского спутника Sentinel-3 и радиолокационные данные европейских ИСЗ Sentinel-1A и Sentinel-1В, полученные квазисинхронно. Все данные брались из открытых источников.

Кратко остановимся на основных характеристиках датчиков ДЗЗ, данные которых были использованы для изучения апвеллингов дистанционными методами.

1) Сканирующий радиометр AVHRR/3 (Advanced Very High Resolution Radiometer) с 6 спектральными каналами, установленный на ИСЗ серий NOAA и MetOp; он позволяет определять ТПМ с пространственным разрешением 1 км, шириной полосы обзора в 2900 км и периодичностью съемки 1–2 раза в сутки в зависимости от широты места.

2) Двухканальный ИК-радиометр TIRS (Thermal Infrared Sensor) на ИСЗ Landsat-8 позволяет получать "тепловые" изображения морской поверхности с разрешением по температуре ~0.7– 1.0°С и пространственным разрешением ~100 м (в каналах 10.6 и 11.19 мкм). (Vanhellemont, 2020). Его ширина полосы обзора составляет 185 км, период повторной съемки — один раз в 16 сут. Для восстановления ТПО используется стандартный алгоритм (Landsat-8 Data Users Handbook, 2019), например, встроенный в программу "ScanEx Image Processor®".

3) Сканирующий спектрорадиометр OLCI (Ocean and Land Colour Instrument) видимого диапазона на спутниках Sentinel-3A и Sentinel-3B предназначен для мониторинга океана, суши и криосферы. Данные OLCI с пространственным разрешением 300 м и шириной полосы обзора 1270 км привлекались для восстановления полей chlor-а.

4) Спектрорадиометр MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, на ИСЗ Аqua, и радиометр VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) на спутнике Suomi NPP, оба с разрешением 1 км и шириной полосы обзора 2300 и 3000 км соответственно, позволяют получать информацию о ТПМ и chlor-a.

5) Мультиспектральный прибор MSI (Multi-Spectral Instrument) на ИСЗ Sentinel-2A и Sentinel-2B позволяет получать оптические снимки в отраженном и рассеянном цвете с разрешением от 10 до 60 м с шириной полосы обзора 290 м.

6) Радиолокатор с синтезированной апертурой (PCA) на ИСЗ Sentinel-1A и Sentinel-1B (С-диапазон, длина волны 5.3 см). Наиболее востребованными для мониторинга морей оказались режимы радиолокационной съемки Interferometric Wide Swath и Extra Wide Swath (их РЛИ имеют пространственное разрешение 10 и 40 м, а ширина полосы обзора 240 и 400 км соответственно), повторяемость съемки один раз в 1–3 дня.

Дополнительно привлекались данные о гидрометеорологических условиях (ГМУ), в частности, о скорости и направлении ветра. Это были как срочные метеорологические измерения из открытых источников (в частности, веб-сервиса "Расписание погоды" https://rp5.ru), так и поля модельного ветра, визуализируемые в интернете (проект Earth, Visualization of Global Weather Conditions: https://earth.nullschool.net), а также данные реанализа GFS/NCEP, загружаемые на геопортал. Для удобства анализа все данные Д33 в виде снимков, изображений и карт были размещены на черноморском геопортале ГК "СКАНЭКС", работающем под управлением веб-ГИС приложения "Геомиксер" (http://geomixer.ru).

# ЧЕРНОМОРСКИЕ АПВЕЛЛИНГИ В ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Ежедневные снимки из космоса в ИК-диапазоне дают практически полную, информацию об апвеллинге, его эволюции и динамике. Кратко рассмотрим ниже особенности черноморских апвеллингов на основе анализа снимков из космоса.

Апвеллинг в прибрежной зоне Анапа-Туапсе 3-12 июль 2018. Характерным примером явления апвеллинга в северо-восточной части Черного моря является событие, произошедшее в начале июля 2018 г. Благодаря воздействию устойчивых северо-западных ветров, скорость которых достигала 6-8 м/с, наблюдалось резкое понижение температуры поверхностного слоя воды на 7-8°С. Апвеллинг у северо-восточного побережья Черного моря образовался в период со 2.07 на 3.07.2020 и в итоге охватил протяженную прибрежную зону от Туапсе до Анапы. Уже с 12:00 UTC 2 июля 2018 г. вдоль этой прибрежной зоны начали преобладать сначала западные, а потом и северо-западные ветры. Примерно такие же ветры сохранялись в течение 3 июля. Возникли условия для формирования прибрежного апвеллинга. Под действием этих ГМУ 4-6 июля апвеллинг достиг своего максимума, а потом стал ослабевать. разбившись на два фрагмента: анапский и туапсинский (рис. 1).

Этот апвеллинг сопровождался значительным понижением ТПМ; по данным Краснодарского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды 6 июля 2018 г. температура воды у Туапсе упала до 16°С, а у Новороссийска – до 13°С ( $\Delta T \sim 7-8$ °С). Съемка с TIRS пришлась на 9.07, т.е. на время, когда апвеллинг находился в стадии релаксации; по данным радиометра понижение ТПМ у Анапы составило 4,1°С при температуре воды в окружающем море 22°С. Этот апвеллинг сопровождался повышением концентрации chlor-а почти в 2 раза, до 1.0–1.5 мг/м<sup>3</sup> при фоновых значениях в открытом море 0.5–0.8 мг/м<sup>3</sup>, причем области повышенных концентраций в районе Анапы совпали с областями апвеллинга.

Отметим и то, что Основное Черноморское течение (ОЧТ), двигаясь в этом месте с юго-востока на северо-запад, приводило к активному формированию прибрежных антициклонических вихрей в шельфовой зоне. Из-за близости ОЧТ ап-



**Рис. 1.** Развитие апвеллинга в прибрежной зоне Анапа-Геленджик с 3 по 12 июля 2018 г. (по данным ИК-радиометров AVHRR).

веллинг у северо-восточного побережья моря сразу формировался в виде филаментов или струй, имеющих антициклоническую закрутку. Под воздействием этих факторов поднятая на поверхность холодная вода, захватывалась антициклоническими вихрями, сопряженными с ОЧТ, и выносилась на юго-восток в открытое море, в направлении, противоположном течению, что хорошо видно из рис. 1.

В итоге, апвеллинг у побережья Анапа-Геленджик был наиболее выражен 4–8 июля, что наблюдается в поле ТПМ (рис. 1). Следы апвеллинга в открытом море прослеживались плоть до 11.07.2018, и 12 июля апвеллинг исчез окончательно.

Апвеллинг у Тендровской косы и побережья Западного Крыма 7-12 июля 2020. Этот достаточно обширный и длительный апвеллинг случился в период 7–12 июля 2020 г. сразу в трех местах – его проявления наблюдались у Тендровской косы (благодаря орографии береговой черты и глубине моря, этот район считается одним из самых активных по количеству и длительности апвеллингов (Станичная, Станичный, 2021), у побережья Западного Крыма от м. Тарханкут до г. Евпатория и частично у побережья Южного Крыма. Он был спровоцирован устойчивым северо-западным ветром 5-8 м/с (до 10-12 м/с), который дул в период с вечера 7.07 по 9.07.2020 практически параллельно побережью. В итоге с 8 по 11 июля у Тендровской косы и у западного побережья Крыма сформировались три хорошо различимые зоны апвеллинга, видимые в поле ТПМ (рис. 2). 12 июля вследствие изменения направления ветра четкие проявления апвеллинга стали исчезать (рис. 2).

На снимках у Тендровской косы можно наблюдать довольно сложную форму апвеллинга с рядом филаментов, которые переносят холодные воды на значительное расстояние от берега. Однако этот апвеллинг не достиг максимального развития с аномально низкими значениями ТПМ и достаточно быстро ослаб.

ОЧТ, обычно направленное у южного побережья Крыма с востока на запад, по-видимому, ослабло настолько, что не образовало характерной серии антициклонических вихрей, которые в обычном состоянии приводят к выносу "линз" холодной воды на запад от побережья Крыма. В нашем случае под воздействием факторов среды поднятая на поверхность холодная вода выносилась на юго-восток в открытое море, в направлении, противоположном течению, возможно, под действием циклонической завихренности. Причем, как видно на рис. 3, достаточно обширная область, сформировалась к югу от п-ова Крым; она отобразилась в данных всех датчиков ДЗЗ. Следы этого апвеллинга на снимках из космоса прослеживались вплоть до 11.07.2018.

Съемка ИК-радиометра TIRS зарегистрировала промежуточную фазу развития апвеллинга. По данным радиометра, понижение TПМ у Тендровской косы составило  $2.8^{\circ}$ С, в прибрежной зоне м. Тарханкут — Евпатория —  $4.5^{\circ}$ С и около  $4.1^{\circ}$ С к югу от южного берега Крыма при ТПМ в окружающем море  $20-21^{\circ}$ С. Апвеллинг у Тендровской косы сопровождался повышением концентрации chlor-а у берега до 4-8 мг/м<sup>3</sup>, у побережья Западного и Южного Крыма до 1.4-1.5 мг/м<sup>3</sup> (при максимальных значениях в 3-4 мг/м<sup>3</sup>) на фоне концентрации chlor-а в открытом море в 0.5-0.7 мг/м<sup>3</sup>.

Интересно сравнить данные различных систем ДЗЗ, полученные над обширной "линзой" холодной воды апвеллинга в открытом море (рис. 3). Эта апвеллинговая область хорошо видна, как в поле ТПМ (рис. 3, a), так и в поле chlor-а (рис. 3, e). На РЛИ она отобразилась темным тоном с многочисленными линейными сликами в центре и на периферии (рис. 3, б). Появление обширной темной РЛ-сигнатуры на этом РЛИ можно было бы объяснить пространственной неоднородностью восточного ветра, обтекающего юго-западную гористую оконечность п-ов Крым. Однако пространственное совпадение структур на рис. 3, a, 3, eуказывает на их взаимосвязь и в итоге на дополнительную трансформацию поля ветра (его ослабление) над обширной областью холодной воды. В целом, похожая сигнатура отобразилась и на оптическом снимке в отраженном свете (рис.  $3, \beta$ ), полученном примерно 7 ч позже. Эта серия снимков еще раз подтверждает тот факт, что апвеллинг, вызывая изменения характеристик поверхности и верхнего слоя моря, проявляется как в поле температуры поверхности моря, так и в полях шероховатости и концентрации chlor-*a*, причем границы этих полей достаточно хорошо совпадают.

Заметим также, что почти одновременно образовался апвеллинг у побережья Турции, который также отобразился в данных ДЗЗ. Кроме того, благодаря развитию похожих ГМУ в период 13–14 июля апвеллинги у Тендровской косы и побережья Западного Крыма в период 13–14 июля возобновились.

Апвеллинги в прибрежной зоне Турции. Апвеллинг у побережья Турции (район побережья между гг. Зонгулдак (Zonguldak) и Инеболу (İnebolu)) при определенных ГМУ возникает у побережья между городами Зонгулдак и Инеболу достаточно часто и считается квазистационарным (Станичная, Станичный, 2021), т.е. может ослабевать и усиливаться вновь. Восточный/северо-восточный ветер для побережья Турции, особенно у этого участка побережья, является апвеллинговым, здесь и развивается соответствующее явление. Для развития апвеллинга у турецкого побережья необходим достаточно устойчивый ветер со скоростью более 5–6 м/с.

Такая ситуация сложилась в июле и августе 2020 г. Первое из событий произошло в конце первой декады июля; оно было обусловлено усилением воздушного потока на периферии антициклона над центральной Европой. Развитие апвеллинга в данном районе отобразилось на серии карт ТПМ (рис. 4). Благоприятная ситуация сложилась еще вечером 8 июля, именного тогда апвеллинг проявился в виде узкой прибрежной полосы холодной воды. Этот апвеллинг достиг максимальной силы 10 и 11 июля, а затем 12 июля циклон ослабел, и апвеллинг стал релаксировать (рис. 4). В стадии релаксации тело апвеллинга разбилось на ряд струй (обычно 2-3), направленных в открытое море, которые затем частично перекрылись теплой водой. Проявления это апвеллинга наблюдались в поле ТПМ вплоть до 20 чисел июля.

Съемка TIRS произошла тогда, когда апвеллинг начал релаксировать; по данным радиометра перепад температур  $\Delta T$  составил около 8°С, минимальное значение в ядре было 14.8°С, значение ТПМ в окружающей воде было 22.4°С (рис. 7). По данным со сканера OLCI концентрация chlor-а в ядре апвеллинга местами повышалась до 6 мг/м<sup>3</sup> при средней концентрации chlor-а мористее апвеллинга в 0.5–0.8 мг/м<sup>3</sup>.

Повторно, примерно в этом же месте апвеллинг случился в первой декаде августа 2020 г.; его развитие спровоцировал мощный, достаточно



**Рис. 2.** Развитие апвеллинга в прибрежных зонах Тендровской косы и Западного Крыма с 8 по 12 июля 2020 г. (по данным ИК радиометров AVHRR).



**Рис. 3.** Квазисинхронное мультидатчиковое спутниковое наблюдение вод апвеллинга, вовлекаемых в открытое море, к югу от побережья Крыма. Апвеллинг проявляется в полях ТПМ (*a*), шероховатости морской поверхности (*б*), отраженного света (*в*) и хлорофилла (*г*) (сиреневой линией показан разрез на рис. 7).

устойчивый северо-восточный перенос воздуха, развившийся над Черным морем. Еще вечером 2 августа вследствие движения воздушных масс на периферии антициклона, находившегося в западной части моря, вдоль прибрежной зоны Турции стал дуть северо-восточный ветер со скоростью 4—6 м/с. Таким образом, появились условия для повторного возникновения здесь апвеллинга, который хорошо виден в полях ТПМ, начиная с 4.08.2020 (рис. 5). При сохранении подобных ГМУ апвеллинг продолжал развиваться у побережья и отобразился в поле ТПМ (рис. 5). Через некоторое время апвеллинг в итоге разделился на несколько частей и постепенно утратил силу.

Съемка ИК-радиометра TIRS произошла во время развития апвеллинга, по его данным  $\Delta T$  составляла также, как и в предыдущем случае, около 8°С; минимальное значение в ядре было 14.6°С, в окружающей воде около 22.5°С (рис. 7).

Зона апвеллинга вблизи турецкого побережья характеризовались незначительным повышением концентрации chlor-а, составляющей 1.7–2.2 мг/м<sup>3</sup> (при максимуме в 3–6 мг/м<sup>3</sup>) при фоновой концентрации в 0.5–0.8 мг/м<sup>3</sup>.



Рис. 4. Апвеллинг у побережья Турции с 9 июля по 12 июля 2020 г. (по данным ИК-радиометров AVHRR).

В табл. 1 приведена вся информация об рассматриваемых апвеллингах, которая была получена путем анализа данных дистанционного зондирования.

## ОБСУЖДЕНИЕ. ОСОБЕННОСТИ ОТОБРАЖЕНИЯ АПВЕЛЛИНГОВ В РАЗЛИЧНЫХ ДИАПАЗОНАХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО СПЕКТРА

В инфракрасном диапазоне излучение является функцией температуры поверхности моря, на чем основана спутниковая ИК-радиометрия, позволяющая определить количественные характеристики теплового излучении морской поверхности. Данные ИК-диапазона остаются одним из главных дистанционных индикаторов появления прибрежного апвеллинга. В поле поверхностной температуры апвеллинги проявляются однозначно благодаря большим контрастам ТПМ, в Черном море они могут достигать более 10°C. Разность между ТПМ в апвеллинге и окружающей воде используется для оценки интенсивности явления. По данным ИК-радиометра TIRS были рассчитаны  $\Delta T$  для всех случаев наблюдения (рис. 7). Наибольшие  $\Delta T$  наблюдались в турецких апвеллингах (до 8°С) и 2.8–4.7°С в крымских апвеллингах.

На рис. 6, a-6,  $\partial$  (слева) приведены примеры карт ТПМ, полученные по данным TIRS. Апвеллинги на них отображаются вполне детально: видны как общее поле ТПМ, так и его отдельные структурные элементы, а именно струи. В открытом море на их концах образуются микровихри: у Тендровской косы и побережья Турции – циклонические, а у восточного побережья – антициклонические.

В микроволновом диапазоне (радиолокация) зоны апвеллинга часто выглядят как обширные темные области пониженного отраженного сигнала (или низких значений удельной эффектив-



**Рис. 5.** Развитие апвеллинга в прибрежной зоне моря у побережья Турция с 4 по 9 августа 2020 г. (по ИК-радиометров AVHRR).

ной площади рассеянии –УЭПР) – это области выглаживания ветровой ряби (Hsu et al., 1995; Clemente-Colón, Yan, 1999, 2000; Kozlov et al., 2011: Гурова, Иванов, 2011). В большинстве случаев однозначный механизм, отвечающий за формирование поверхностных проявлений, для каждого конкретного РЛИ установить сложно. Однако, в общем случае при интерпретации данных радиолокации необходимо учитывать комбинацию трех факторов, обусловливающих: 1) увеличение вязкости и поверхностного натяжения на границе раздела вода-воздух в области холодной воды, 2) локальную трансформацию атмосферного погранслоя (АПС) над обширными областями апвеллинга, и 3) биологическую активность в зонах апвеллинга, приводящую к образованию биогенных пленок, сформированных поверхностноактивными веществами, образующимися в результате жизнедеятельности фитопланктона и подавляющими гравитационно-капиллярные волны (ГКВ).

На рис. 6 приведены поля ТПМ и фрагменты РЛИ, полученные квазисинхронно. Их совместный анализ показывает, что апвеллинг, однозначно проявляющийся в поле ТПМ, так или иначе, проявляется и в радиолокационных дан-

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023

ных. В общем случае на рисунке выделяются три вида РЛ-сигнатур, а именно: 1) обширные темные области при слабом ветре, дующем со скоростью 2-3-4 м/с; 2) отдельные темные пятна в местах с максимальными градиентами ТПМ при ветре от умеренного до свежего скорость 4-6 м/с, и 3) слабовыраженные сигнатуры (серый тон) при сильном ветре (скорость 6-8 м/с и более). Однако биологический фактор в виде биогенных пленок оказывает воздействие на стадии релаксации апвеллинга, после того, как успевает развиться и эволюционировать фитопланктон, и только при ветре не более 4 м/с.

В ряде случаев на РЛИ в виде темных пятен видны только струи апвеллингов или их некоторые части (например, у Тендровской косы или Анапы–Геленджика – рис. 5, a–5, b). У побережья Турции апвеллинги из-за сильного ветра на РЛИ проявляются плохо, однако, тем не менее, их контуры все еще различимы; в этих случаях механизм отображения явно не является биологическим (рис. 6, d, 6, e).

Биогенные пленки (в виде узких линейных сликов) видны только на периферии апвеллин-



Рис. 6. Поля температуры, полученные по данным радиометров TIRS на ИСЗ Landsat-8 (L-8) (слева), и фрагменты квазисинхронных РЛИ, полученные PCA Sentinel-1A (S-1A) (справа); *a* − у побережья Анапа-Геленджик, *б* − у Тендровской косы, *в* − у побережья Крыма м. Тарханкут-Евпатория, *г*, *∂* − у побережья Турции в средине июля и начале августа 2020.



**Рис. 7.** Температурные разрезы (ТПО по данным радиометра TIRS) через апвеллинги у турецкого побережья перпендикулярно ему (слева) и у Тендровской косы и западного побережья Крыма 10.07.2020 (справа).

гов, которые находятся в стадии ослабления или исчезновения (рис. 6, a и 6, e). На РЛИ, полученных на ранних стадиях или при более сильном ветре, биогенные пленки не наблюдаются (рис. 6, a и 6, e). Это позволяет заключить, что биогенный фактор не так активно участвует в формировании сигнатур апвеллингов на ранних стадиях.

В итоге, как показано, апвеллинги создают хорошо различимые сигнатуры в поле шероховатости морской поверхности, и при всей их неоднозначности их можно использовать для дополнительной характеристики явления. Например, в случае облачной погоды их можно использовать для определения границ апвеллинга.

**В оптическом диапазоне** апвеллинги и их проявления можно обнаружить как в поле отраженного поверхностью моря солнечного света, так и в исходящем из водной толщи излучении, например, на длине волны 551 нм, или в поле концентрации chlor-а в верхнем слое моря. В этом случае в поле отраженного солнечного света при наличии на поверхности моря гравитационно-капиллярные волн, отражение от шероховатой (взволнованной) поверхности моря даст яркую область на снимке, а в случае выглаженной поверхности — темную область. Причем, в данных радиолокации наблюдается тот же самый эффект (рис. 6, 8).

На рис. 9 приведены примеры карт распределения концентрации chlor-а по данным спектрорадиометров MODIS и OLCI. Оказалось, что в черноморских апвеллингах средние значения chlor-а не превышают значений 2–6 мг/м<sup>3</sup> (рис. 9; табл. 1), что на фоне средних фоновых значений в 0.5–0.8 мг/м<sup>3</sup> не является существенно значи-

**Таблица 1.** Основные характеристики черноморских апвеллингов по данным дистанционного зондирования (с использованием данных AVHRR, MODIS, OLCI, MSI и PCA на ИСЗ NOAA, MetOP, Landsat-8, Aqua, Suomi NPP, Sentinel-1, -2, -3)

Дата/место	Продолжительность (по данным Д33), дни	Сред. поперечный масштаб, км	Сред. горизонт. (вдольбереговой) масштаб, км	Общая площадь, км <sup>2</sup>	Make. $\Delta T^{\circ}C$	Сред. (макс.) chlor-а мг/м <sup>3</sup>	Примечание
9.07.2018	10	16	69	1790	4.1	1.2 (1.5)	Стоит из 2-х частей- струй
(Анапа-Геленджик)		6.5	34	310			
10.07.2020	6	6.3	122	1120	2.7	4.1 (8.0)	Обширные проявления в
Тендровская коса							трех местах: Тендровская коса, шельф Западного и Южного Крыма
м. Тарханкут–Евпатория	>10	8.4	73	~415	4.5	1.4 (3.0)	
ЮЗ Крым		22	46	~4800	~4	1.5 (4.0)	
12.07.2020	около б	13	135	1600	7.9	2.2 (3.0)	
(Зонгулдак–Инеболу, Турция)							
4.08.2020	7	7.5	148	1430	8	1.7 (3.0)	
(Зонгулдак–Инеболу, Турция)							

#### ХЛЕБНИКОВ и др.



**Рис. 8.** Радиометрическая яркость на разрезах через области пониженного радиолокационного и оптического сигнала (темные зоны) на радиолокационном изображении Sentinel-1 (03:57 UTC) и оптическом снимке Sentinel-2 (композитный снимок 0.655, 0.560 и 0.490 мкм; 10:40 UTC) от 10.07.2020, показанных на рис. 3

мым. Океанские апвеллинги характеризуются более высокими значениями chlor-а — так, в 2020 г. в Канарском апвеллинге значения chlor-а достигали 10—20 мг/м<sup>3</sup>, в Бенгуэльском — 15—30 мг/м<sup>3</sup>, Калифорнийском — 10—15 мг/м<sup>3</sup>, Перуанском — 20—30, иногда более 60 мг/м<sup>3</sup>. С другой стороны, распределение хлорофилла в зонах черноморского апвеллинга часто неоднородно, что может обуславливаться локальной динамикой в теле апвеллинга.

Таким образом, сравнение инфракрасных, оптических и радиолокационных данных показало, что апвеллинги, однозначно отображаясь в поле температуры, создают также свои специфические сигнатуры в поле яркости восходящего излучения и, в частности, в поле chlor-а. Последние позволяют получить дополнительную информацию и таким образом более полно характеризовать апвеллинги с океанологической точки зрения.

Наблюдению, мониторингу и исследованию апвеллингов, периодически возникающих в Черном море, посвящено много работ (Гинзбург и др. (1997), Джиганшин и др. (2010), Горячкина (2018) и др.). Однако, проблема отображения апвеллингов в данных микроволнового дистанционного зондирования окончательно не решена. Давно замечено, что данные натурных измерений и лабораторных исследований свидетельствуют, что с изменением температуры приповерхностного слоя моря шероховатость границы раздела водавоздух меняется (Запевалов, 2001). Этот эффект неоднократно обсуждался в работах (Ролль, 1968; Воронин и др., 1985; Бортковский, 1997); он обусловлен действием нескольких факторов, определяющих передачу энергии от воздушного потока к волнам, а также физическими свойствами морской воды. С изменением стратификации атмосферного пограничного слоя меняется форма профиля скорости ветра, и соответственно изменяется поток импульса от ветра к волнам. (Например, установлено, что при переходе от неустойчивой стратификации, к слабонеустойчивой, а затем — к устойчивой, уменьшается интенсивность турбулентных пульсаций, и в итоге уменьшается скорость ветра у поверхности.) (Friehe et al., 1991) В итоге, в условиях неустойчивой стратификации АПС происходит рост шероховатости морской поверхности, и, напротив, увеличение устойчивости погранслоя ведет к уменьшению её шероховатости.

Среди физических параметров, зависящих от ТПМ и влияющих на развитие ветровых волн, является кинематическая вязкость и поверхностное натяжение (Ролль, 1968). Кинематическая вязкость существенно зависит от температуры; с понижением температуры она растет и значительно изменяется при изменении температуры на десяток градусов (см. Попов и др. (1979)). Поверхностное натяжение также увеличивается с понижением температуры, однако, считается, что это не оказывает заметного влияния на генерацию ГКВ, и этим можно пренебречь. Тем не менее, увеличение кинематической вязкости и поверхностного натяжения в условиях холодной воды на поверхности приводит, во-первых, к увеличению ветрового порога, при котором начинают генерироваться первоначальные ветровые волны, а, вовторых, к более быстрому затуханию генерированных ветром ГКВ.



**Рис. 9.** Распределения chlor-а, восстановленные по данным спектрорадиометра MODIS (вверху) и OLCI (внизу) для трех областей развития апвеллинга в его максимально фазе; a - y северо-восточного побережья,  $\delta - y$  Тендровской косы и Западного Крыма, a, c - y турецкого побережья

В итоге, понижение температуры верхнего слоя моря и, соответственно, ТПМ при небольших скоростях устойчивого ветра (2-4 м/с) приводит к уменьшению шероховатости морской поверхности, что неоднократно наблюдалось в данных радиолокационного зондирования (Hsu et al., 1995; Clemente-Colón, Yan, 1999, 2000; Kozlov et al., 2011; Гурова, Иванов, 2011). Также давно замечено, что зоны подъема к поверхности холодных глубинных вод, проявляются на РЛИ как области пониженного рассеяния РЛ-сигнала (Fu, Holt, 1982); типичные примеры – апвеллинги у северо-восточной оконечности о. Тайвань (Hsu et al., 1995) и в Северной Атлантике (Иванов, Литовченко, 1999). Подобный вид на РЛИ нередко имеют холодные части фронтальных зон, которые часто наблюдаются в виде областей пониженной шероховатости Подобный эффект также наблюдается в прибрежных морях над холодными выносами крупных рек (Иванов и др., 2018). Таким образом, данные радиолокационного зондирования указывают на то, что в зоне с сильно пониженной ТПМ спектральная плотность ветровых ГКВ волн существенно изменяется в сторону уменьшения, благодаря чему на РЛИ появляются темные области и пятна в зоне апвеллинга.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ проявлений прибрежных апвеллингов в Черном море в данных дистанционного зондирования позволил определить их основные океа-

нографические характеристики и особенности отображения в данных ДЗЗ. Черноморские апвеллинги возникают при устойчивых вдольбереговых (апвеллинговых) ветрах: для западного побережья Крыма и северо-восточного побережья моря — северо-западных, а для побережья Турции северо-восточных. Развитие апвеллинга происходит в две фазы: 1) активной, когда апвеллинговый ветер сильный, и холодная вода в итоге выходит поверхность, и 2) фазе релаксации, когда ветер стихает, но на поверхности моря продолжают сохраняться значительные области холодной воды. Во время второй фазы формируются филаменты – струи, направленные в открытое море, часто трансформирующиеся в вихревые и грибовидные структуры и даже в отдельные холодноводные линзы открытого моря.

Апвеллинги отображаются в оптическом, инфракрасном и микроволновом диапазонах, создавая свои характерные сигнатуры в данных дистанционного зондирования. Ежедневные снимки из космоса в инфракрасном диапазоне дают практически полную информацию о масштабах, эволюции и динамике апвеллингов. Кроме того, апвеллинги проявляются в поле хлорофилла благодаря развитию планктонных организмов в благоприятной среде, а также отображаются в поле шероховатости морской поверхности на РЛИ в виде обширных темных (сликовых) областей.

Количественные характеристики апвеллингов, такие как перепады ТМП и значения концентрации хлорофилла, были получены с использованием сенсоров среднего разрешения (таких как ИК-радиометры TIRS на спутниках Landsat и спектрорадиометры OLCI на Sentinel-3). Показано, что в черноморских апвеллингах ТМП достигают океанских аналогов с  $\Delta T \ge 8^{\circ}$ С, однако значения концентрации chlor-а в них не превышают 2–4 мг/м<sup>3</sup>.

Совместный анализ данных радиолокации с данными о ТПМ указывает на то, что самым вероятным механизмом отображения апвеллингов на РЛИ (обширные темные пятна) является влияние низкой температуры воды на границу раздела вода-воздух и последующая трансформация атмосферного пограничного слоя над областями холодной воды, что локально приводит к уменьшению скорости ветра. Сигнатуры апвеллинга на РЛИ существенно зависят от скорости приповерхностного ветра: при слабых ветрах – это обширные темные области выглаживания, при умеренных – отдельные темные пятна в местах самых низких значений ТПМ, а при больших скоростях ветра – сигнатуры, лишь визуализирующие границы апвеллинга. Не следует, однако, исключать пространственную неоднородность поля ветра, которая может приводить к появлению подобных сигнатур, особенно у побережий с гористым рельефом.

Биологический фактор — появление биогенных пленок как результат развития и эволюции фитопланктона в зонах апвеллинга и подавление ими мелкомасштабных ветровых волн (пленочное выглаживание ряби) — по-видимому, начинает влиять только на стадии релаксации апвеллинга, после того как успевает развиться и эволюционировать фитопланктон.

Таким образом, мультисенсорный подход с использованием всех доступных спутниковых данных ДЗЗ позволяет практически полностью охарактеризовать апвеллинги как океанологическое явление и показывает, что спутниковый мониторинг – один из наиболее эффективных методов их исследования. Он также является мощным средством для исследования других процессов и явлений подобного масштаба, происходящих в прибрежной зоне морей, в том числе при отсутствии контактных измерений. В настоящее время этот подход в океанологии становится наиболее продуктивным.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования России (тема № FMWE-2021-0001).

## БЛАГОДАРНОСТИ

Права копирайт на оригинальные данные спутников Sentinel-1А и Sentinel-1В принадлежат Европейскому космическому агентству (ESA). Авторы благодарят МГИ РАН и ГК "СКАНЭКС" за возможность использования ресурсов Морского портала МГИ и геопорталов, созданных на базе веб-ГИС приложения "Геомиксер".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бортковский Р.С.* О влиянии температуры воды на состояние поверхности океана и на процессы переноса // Изв. АН СССР. ФАО. 1997. Т. 33. № 2. С. 266–273.

*Бычкова И.А., Викторов С.В.* Выявление и систематизация апвеллингов Балтийского моря на основе спутниковых данных // Океанология. 1987. Т. 27. № 2. С. 218–223.

Бычкова И.А., Викторов С.В., Виноградов В.В. Использование спутниковых данных для изучения апвеллинга и фронтогенеза в Балтийском море // Исслед. Земли из космоса. 1985. № 2. С. 12–19.

Бычкова И.А., Викторов С.В., Шумахер Д.А. О связи крупномасштабной атмосферной циркуляции и процессов возникновения прибрежного апвеллинга в Балтийском море // Метеорология и гидрология. 1988. № 10. С. 91–98.

Воронин А.М., Лазарев А.А., Показеев К.В., Шелковников Н.К. Влияние разности температур воды и воздуха на генерацию ветровых волн // Вестн. МГУ. Сер. 3: Физика, Астрономия. 1985. Т. 26. № 6. С. 75–79.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Прибрежный апвеллинг в северо-западной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 1997. № 6. С. 66–72.

*Голенко М.Н.* Исследование пространственной термохалинной и динамической структуры прибрежного апвеллинга на примере юго-восточной части Балтийского моря. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. физ.мат. наук. Калининград, 2010.

*Горячкин Ю.Н.* Апвеллинг у берегов Западного Крыма // Морской гидрофиз. журн. 2018. Т. 34. № 5. С. 399–411.

*Гурова Е.С., Иванов А.Ю.* Особенности проявления гидродинамических структур в юго-восточной части Балтийского моря по данным спектрорадиометров MODIS и космической радиолокации // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 4. С. 41–54.

Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б., Музылева М.А. Апвеллинг в северо-западной части Черного моря в конце летнего сезона и его причины // Морской гидрофиз. журн. 2010. № 4. С. 45–57.

Запевалов А.С. Наблюдения шероховатости морской поверхности в период апвеллинга // Морской гидрофиз. журн. 2001. № 2. С. 36–43.

Зацепин А.Г., Сильвестрова К.П., Куклев С.Б., Пиотух В.Б., Подымов О.И. Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море // Океанология. 2016. Т. 56. № 2. С. 203–214.

Иванов А.Ю., Литовченко К.Ц. Океанологические результаты полета КА "Алмаз-1" // Зарубежная радиоэлектроника. 1999. № 2. С. 18–28.

Иванов А.Ю., Хлебников Д.В., Коновалов Б.В., Евтушенко Н.В., Терлеева Н.В. Особенности отображения выносов рек в Черном море в данных дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 191–202.

Павлушин А.А., Шапиро Н.Б., Михайлова Э.Н. Захваченные волны и меандрирование Основного Черноморского течения // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2019. Вып. 4. С. 14–21. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2019-4-14-21

Полонский А.Б., Музылева М.А. Современная пространственно-временная изменчивость апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма // Изв. РАН. Сер. географ. 2016. № 4. С. 96–108.

Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. Справочное руководство. М.: Наука, 1979. 328 с.

*Ролль Г.У.* Физика атмосферных процессов над морем. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 398 с.

Сильвестрова К.П., Зацепин А.Г., Мысленков С.А. Прибрежные апвеллинги в Геленджикском районе Черного моря: связь с ветровым воздействием и течением // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 521–530.

*Станичная Р.Р., Станичный С.В.* Апвеллинги Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 195–207.

*Clemente-Colón P., Yan X.H.* Observations of east coast upwelling conditions in synthetic aperture radar imagery // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1999. 37(5). P. 2239–2248. https://doi.org/10.1109/36.789620

*Clemente-Colón P., Yan X.-H.* Low backscatter features in SAR imagery // JHU APL Tech. Digest. 2000. 21(1). P. 116–121.

*Fischer W.E., Green A.B.* (Eds.). Upwelling: Mechanisms, Ecological Effects and Treats to Biodiversity. Nova Science Publ. Inc., N.Y. 2013.

*Friehe C.A., Shaw W.J., Rogers D.P. et al.* Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 8593–8609.

*Fu L.L., Holt B.* SEASAT Views Ocean and Sea Ice with Synthetic Aperture Radar. NASA/JPL Publication, 1982. 81–120.

*Gurova E., Lehmann A., Ivanov A.* Upwelling dynamics in the Baltic Sea studied by a combined SAR/infrared satellite data and circulation model analysis // Oceanologia. 2013. 55(3). P. 687–707.

https://doi.org/10.5697/oc.55-3.687

*Hsu M.K., Mitnik L.M., Liu C.T.* Upwelling area northeast of Taiwan on ERS-1 SAR images // Acta Oceanogr. Taiwan. 1995. 34(3). P. 27–38.

*Kowalewski M., Ostrowski M.* Coastal up- and downwelling in the southern Baltic // Oceanologia. 2005. 47(4). P. 454–475.

*Kozlov I.E., Kudryavtsev V.N., Johannessen J.A. et al.* ASAR imaging for coastal upwelling in the Baltic Sea // Adv. Space Res. 2011. 50(8). P. 1125–1137. https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.08

Landsat 8 Data Users Handbook. Ver.5. 2019 (https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-data-users-handbook).

*Lehmann A., Myrberg K.* Upwelling in the Baltic Sea – A review // J. Marine Syst. (Suppl.). 2008. 74. P. S3–S12. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.02.010

*Lehmann A., Myrberg K., Hoflich K.* A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009 // Oceanologia. 2012. 54(3). P. 369–393.

*Li X.M., Li X.F., He M.X.* Coastal upwelling observed by multi-satellite sensors // Science in China. Sci. China. Ser. D. 2009. 52(7). P. 1030–1038.

https://doi.org/10.1007/s11430-009-0088-x

Lin I.-I., Wen L.-S., Liu K.-K., Tsai W.-T., Liu A.-K. Evidence and quantification of the correlation between radar backscatter and ocean colour supported by simultaneously acquired in situ sea truth // Geophys. Res. Lett. 2002. 29(10).

https://doi.org/10.1029/2001GL014039

*Myrberg K., Andrejev O., Lehmann A.* Dynamics of successive upwelling events in the Baltic Sea – a numerical case study // Oceanologia. 2010. 52(1). P. 77–99.

Vanhellemont Q. Automated water surface temperature retrieval from Landsat 8/TIRS // Remote Sens. Environ. 2020. V. 237. 111518.

*Zheng Q., Yan X.-H., Huang N.E., Klemas V., Pan J.* The effects of water temperature on radar scattering from the water surface: an X-band laboratory study // Global Atmos. Ocean Sys. 1997. 5. P. 273–294.

#### ХЛЕБНИКОВ и др.

## Manifestations of Upwellings in the Black Sea in Multisensor Remote Sensing Data

D. V. Khlebnikov<sup>1</sup>, A. Yu. Ivanov<sup>1, 2</sup>, M. A. Evdoshenko<sup>1</sup>, and S. K. Klimenko<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>2</sup> AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

The paper presents the results of a study of upwelling in the Black Sea in three marine areas: in the northeastern part of the sea, near the Tendrovskaya Spit and the Western Crimea, and off the coast of Turkey. They are based on the use of multi-sensor remote sensing data, namely ocean color scanners (MODIS, VIIRS, OLCIa and OLCI-b), infrared radiometers (TIRS and AVHRR), as well as synthetic aperture radar (SAR) images acquired by spaceborne SARs. An integrated approach using practically only remote sensing data makes it possible to quite fully characterize the observed upwellings in the sea. In the active phase, upwelling, in addition to sea surface temperature (SST), is usually displayed both in the phytoplankton chlorophyll-a concentration (chlor-a) and in the sea surface roughness on the SAR images. In the analyzed cases, the duration of upwellings varied from 6 to 10 days, the SST differences in the upwelling zone were up to 8°C, and the concentrations of chlor-a were 5–6 times higher than the background values of  $0.5-0.7 \text{ mg/m}^3$ . The maximum SST anomalies, which are about 8°C, were observed off the Turkish coast. As a result of the analysis, a dynamic relationship was revealed between the areas of low SST in the upwelling zone (compared to the sea waters surrounding this zone), sea surface roughness and chlor-a concentration. It is shown that in the case of using the full set of available remote sensing data, the observation, monitoring and study of upwelling does not present any fundamental difficulties.

*Keywords:* Black Sea, upwelling, remote sensing, multisensor approach, sea surface temperature, ocean color, SAR images

## REFERENCES

*Bortkovskiy R.S.* O vliyanii temperatury vody na sostoyaniye poverkhnosti okeana i na protsessy perenosa // Izv. AN SSSR. FAO. 1997. V. 33. № 2. P. 266–273. (In Russsian).

Bychkova I.A., Viktorov S.V. Vyyavleniye i sistematizatsiya apvellingov Baltiyskogo morya na osnove sputnikovykh dannykh // Okeanologiya. 1987. V. 27. № 2. P. 218–223. (In Russsian).

Bychkova I.A., Viktorov S.V., Vinogradov V.V. Ispol'zovaniye sputnikovykh dannykh dlya izucheniya apvellinga i frontogeneza v Baltiyskom more // Issled. Zemli iz kosmosa. 1985. № 2. P. 12–19. (In Russsian).

Bychkova I.A., Viktorov S.V., Shumakher D.A. O svyazi krupnomasshtabnoy atmosfernoy tsirkulyatsii i protsessov vozniknoveniya pribrezhnogo apvellinga v Baltiyskom more // Meteorologiya i gidrologiya. 1988. № 10. P. 91–98. (In Russsian).

Voronin A.M., Lazarev A.A., Pokazeyev K.V., Shelkovnikov N.K. Vliyaniye raznosti temperatur vody i vozdukha na generatsiyu vetrovykh voln // Vestn. MGU. Ser. 3: Fizika, Astronomiya. 1985. V. 26. № 6. P. 75–79. (In Russsian).

Ginzburg A.I., Kostyanoy A.G., Solov'yev D.M., Stanichnyy S.V. Pribrezhnyy apvelling v severo-zapadnoy chasti Chernogo morya // Issled. Zemli iz kosmosa. 1997. № 6. V. 66–72. (In Russsian).

*Golenko M.N.* Issledovaniye prostranstvennoy termokhalinnoy i dinamicheskoy struktury pribrezhnogo apvellinga na primere yugo-vostochnoy chasti Baltiyskogo morya. Avtoref. dis. na soiskaniye uch. st. kand. fiz.-mat. nauk. Kaliningrad, 2010. (In Russsian).

*Goryachkin Y.N.* Apvelling u beregov Zapadnogo Kryma // Morckoy gidrofiz. zhurn. 2018. V. 34. № 5. P. 399–411. (In Russsian).

Gurova E.S., Ivanov A.Y. Osobennosti proyavleniya gidrodinamicheskikh struktur v yugo-vostochnoy chasti Baltiyskogo morya po dannym spektroradiometrov MODIS i kosmicheskoy radiolokatsii // Issled. Zemli iz kosmosa. 2011.  $N^{\circ}$  4. P. 41–54. (In Russsian).

Dzhiganshin G.F., Polonskiy A.B., Muzyleva M.A. Apvelling v severo-zapadnoy chasti Chernogo morya v kontse letnego sezona i yego prichiny // Morskoy gidrofiz. zhurn. 2010.  $N_{2}$  4. V. 45–57. (In Russsian).

Zapevalov A.S. Nablyudeniya sherokhovatosti morskoy poverkhnosti v period apvellinga // Morskoy gidrofiz. zhurn. 2001. № 2. P. 36–43.

Zatsepin A.G., Silvestova K.P., Kuklev S.B., Piotukh V.B., Podymov O.I. Nablyudeniye tsikla intensivnogo pribrezhnogo apvellinga i daunvellinga na gidrofizicheskom poligone IO RAN v Chernom more // Okeanologiya. 2016. V. 56. № 2. P. 203–214. (In Russsian).

*Ivanov A.Y., Litovchenko K.TS.* Okeanologicheskiye rezul'taty poleta KA "Almaz-1" // Zarubezhnaya radioelektronika. 1999. № 2. P. 18–28. (In Russsian). (In Russsian).

*Ivanov A.Y., Khlebnikov D.V., Konovalov B.V., Yevtushenko N.V., Terleyeva N.V.* Osobennosti otobrazheniya vynosov rek v Chernom more v dannykh distantsionnogo zondirovaniya // Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2018 . V. 15. № 5. P. 191–202. (In Russsian).

*Pavlushin A.A., Shapiro N.B., Mikhaylova E.N.* Zakhvachennyye volny i meandrirovaniye Osnovnogo Chernomorskogo techeniya // Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shel'fovoy zon morya. 2019. Vyp. 4. P. 14–21. (In Russsian).

http://dx.doi.org/10.22449/2413-5577-2019-4-14-21.

*Polonskiy A.B., Muzyleva M.A.* Sovremennaya prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' apvellinga v severo-zapadnoy chasti Chernogo morya i u poberezh'ya Kryma // Izv. RAN. Ser. geograf. 2016. № 4. P. 96–108. (In Russsian). *Popov N.I., Fedorov K.N., Orlov V.M.* Morskaya voda. Spravochnoye rukovodstvo. M.: Nauka, 1979. 328 p. (In Russsian).

*Roll' G.U.* Fizika atmosfernykh protsessov nad morem. L.: Gidrometeoizdat, 1968. 398 P. (In Russsian).

*Sil'vestrova K.P., Zatsepin A.G., Myslenkov S.A.* Pribrezhnyye apvellingi v Gelendzhikskom rayone Chernogo morya: svyaz' s vetrovym vozdeystviyem i techeniyem // Okeanologiya. 2017. V. 57. № 4. P. 521–530. (In Russsian).

*Stanichnaya R.R., Stanichnyy S.V.* Apvellingi Chernogo morya // Sovremennyye problemy distantsionnogo zond-irovaniya Zemli iz kosmosa. 2021. V. 18. № 4. P. 195–207. (In Russsian).

*Clemente-Colón P., Yan X.H.* Observations of east coast upwelling conditions in synthetic aperture radar imagery // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1999. 37(5). P. 2239–2248.

http://dx.doi.org/10.1109/36.789620.

*Clemente-Colón P., Yan X.-H.* Low backscatter features in SAR imagery // JHU APL Tech. Digest. 2000. 21(1). P. 116–121.

*Fischer W.E., Green A.B.* (Eds.). Upwelling: Mechanisms, Ecological Effects and Treats to Biodiversity. Nova Science Publ. Inc., N.Y. 2013.

*Friehe C.A., Shaw W.J., Rogers D.P., et al.* Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 8593–8609.

*Fu L.L., Holt B.* SEASAT Views Ocean and Sea Ice with Synthetic Aperture Radar. NASA/JPL Publication, 1982. 81–120.

*Gurova E., Lehmann A., Ivanov A.* Upwelling dynamics in the Baltic Sea studied by a combined SAR/infrared satellite data and circulation model analysis // Oceanologia. 2013. 55(3). P. 687–707.

http://dx.doi.org/10.5697/oc.55-3.687

*Hsu M.K., Mitnik L.M., Liu C.T.* Upwelling area northeast of Taiwan on ERS-1 SAR images // Acta Oceanogr. Taiwan. 1995. 34(3). P. 27–38.

*Kowalewski M., Ostrowski M.* Coastal up- and downwelling in the southern Baltic // Oceanologia. 2005. 47(4). P. 454–475.

*Kozlov I.E., Kudryavtsev V.N., Johannessen J.A. et al.* ASAR imaging for coastal upwelling in the Baltic Sea // Adv. Space Res. 2011. 50(8). P. 1125–1137.

http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2011.08.

Landsat 8 Data Users Handbook. Ver.5. 2019 (https://www.usgs.gov/media/files/landsat-8-data-users-hand-book).

*Lehmann A., Myrberg K.* Upwelling in the Baltic Sea – A review // J. Marine Syst. (Suppl.). 2008. 74. P. S3–S12. http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.02.010.

*Lehmann A., Myrberg K., Hoflich K.* A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009 // Oceanologia. 2012. 54(3). P. 369–393.

*Li X.M., Li X.F., He M.X.* Coastal upwelling observed by multi-satellite sensors // Science in China // Sci. China. Ser. D. 2009. 52(7). P. 1030–1038. http://dx. doi.org/10.1007/s11430-009-0088-x.

Lin I.-I., Wen L.-S., Liu K.-K., Tsai W.-T., Liu A.-K. Evidence and quantification of the correlation between radar backscatter and ocean colour supported by simultaneously acquired in situ sea truth // Geophys. Res. Lett. 2002. 29(10).

http://dx.doi.org/10.1029/2001GL014039.

*Myrberg K., Andrejev O., Lehmann A.* Dynamics of successive upwelling events in the Baltic Sea – a numerical case study // Oceanologia. 2010. 52(1). P. 77–99.

Vanhellemont Q. Automated water surface temperature retrieval from Landsat 8/TIRS // Remote Sens. Environ. 2020. V. 237. 111518.

Zheng Q., Yan X.-H., Huang N.E., Klemas V., Pan J. The effects of water temperature on radar scattering from the water surface: an X-band laboratory study // Global Atmos. Ocean Sys. 1997. 5. P. 273–294.

## \_\_\_\_\_ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ \_\_ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

## ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

© 2023 г. И. А. Жабин<sup>а,</sup> \*, Е. В. Дмитриева<sup>а</sup>, С. Н. Таранова<sup>а</sup>, В. Б. Лобанов<sup>а</sup>

<sup>а</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия \*E-mail: zhabin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 25.04.2023 г.

Пространственное распределение и изменчивость мезомасштабных вихрей в Японском море исследованы при помощи региональной базы данных, созданной на основе Атласа мезомасштабных вихрей AVISO. База данных содержит информацию о траекториях движения и параметрах мезомасштабных вихрей Японского моря. Вихри выделялись и отслеживались в последовательных полях абсолютной динамической топографии уровенной поверхности океана. За период наблюдений (1993-2020 гг.) в Японском море было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут (антициклонические – 361 и циклонические – 231). Среднее время существования мезомасштабных вихрей составляло 202 дня для антициклонических и 143 дня для циклонических вихрей при среднем значении радиуса 59  $\pm$  11 км для антициклонов и 61.0  $\pm$  12 км для циклонов. Средняя скорость перемещения антициклонических и циклонических вихрей была равна 2.8 и 3.7 см/с, средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем контуре составляла 19.0 и 15.1 см/с. Наибольшее количество случаев формирования и разрушения антициклонических вихрей наблюдалось в период с высокими значениями поступления вод через Корейский пролив. Для исследования общей циркуляции вод Японского моря были использованы средние карты поверхностных течений, построенные по данным спутниковой альтиметрии. Анализ циркуляции вод и пространственного распределения характеристик мезомасштабных вихрей показал, что устойчивые вихри в Японском море связаны с квазистационарными меандрами Восточно-Корейского течения, субполярного фронта и Цусимского течения. Положение меандров определяется взаимодействием течений с рельефом дна (глубоководные впадины и подводные возвышенности).

*Ключевые слова:* Японское море, циркуляция вод, течения, мезомасштабные вихри, меандры, спутниковая альтиметрия, абсолютная динамическая топография

DOI: 10.31857/S020596142306009X, EDN: DGBMIO

### **ВВЕДЕНИЕ**

Мезомасштабные (синоптические) вихри в океане можно определить как класс явлений с пространственными масштабами от десятков до нескольких сотен километров и временными масштабами от месяца до года. Мезомасштабные вихри в основном формируются за счет бароклинной/баротропной неустойчивости течений, под воздействием ветра или над топографическими неоднородностями рельефа дна. Вихревые структуры связаны с локальными максимумами и минимумами уровенной поверхности океана, поэтому на основе спутниковой альтиметрии можно проводить исследования мезомасштабных вихрей. Анализ спутниковых альтиметрических данных позволяет выделить области с высокой вихревой активностью и определить параметры вихревых структур.

Японское море относится к районам океана с высоким уровнем мезомасштабной активности. Мезомасштабные вихри в основном связаны с постоянными течениями. Теплая южная субтропическая и холодная северная субарктическая части моря разделены субполярным (субарктическим) фронтом, на котором наблюдается активное вихреобразование. Японское море часто рассматривают как естественную морскую лабораторию, позволяющую с меньшими затратами проводить исследование процессов, которые оказывают влияние на структуру и динамику вод океана.

В настоящее время для изучения циркуляции вод и мезомасштабных вихрей Японского моря широко используется спутниковая информация, в первую очередь данные альтиметрических наблюдений. Статистический анализ альтиметрических данных позволил выделить основные энергоактивные зоны моря, связанные с мезомасштабной изменчивостью. В последние годы получили дальнейшее развитие методы выделения и отслеживания вихревых структур по альтиметрическим данным. В частности, был разрабо-

53

тан метод автоматической идентификации мезомасштабных вихрей по замкнутым контурам в последовательных полях абсолютной динамической топографии уровня поверхности океана (сайт AVISO, Mesoscale Eddy Trajectory Atlas Product, https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/value-added-products/global-mesoscale-eddy-trajectory-product.html, далее – "Атлас..."). В глобальном массиве "Атласа..." содержится информация о полярности (антициклон/циклон), горизонтальном масштабе, амплитуде и максимальной орбитальной скорости на внешнем контуре вихря. Для каждого индивидуального вихря можно получить ряд дополнительных динамических и кинематических характеристик: траекторию движения вихря, длину траектории и скорость передвижения. Этот набор данных позволяет провести расчеты статистических характеристик вихревого поля и рассмотреть пространственно-временную изменчивость мезомасштабных вихрей. На основе глобального массива ("Атлас...") можно создавать региональные базы данных и проводить детальные исследования мезомасштабных вихревых структур в отдельных районах океана. Для этой цели была создана база данных по мезомасштабным вихрям Японского моря. Основная цель работы была определена следующим образом: на основе регионального массива исследовать пространственно-временную изменчивость вихревого поля и рассмотреть статистические характеристики мезомасштабных вихрей в Японском море. Для достижения этой цели по данным спутниковой альтиметрии рассмотрена общая циркуляции вод Японского моря. В основной части исследования определены траектории движения мезомасштабных вихрей, выполнены расчеты статистических характеристик антициклонических и циклонических вихрей, установлено положение районов формирования и разрушения вихревых структур. При этом особое внимание уделялось устойчивым или квазистационарным вихрям, формирование которых связано с меандрированием Восточно-Корейского течения, субполярного фронта и Цусимского течения.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования общей циркуляции вод Японского моря были использованы среднемноголетние данные альтиметрических наблюдений (1993–2021). Распределение и изменчивость мезомасштабных вихрей рассмотрены по данным спутниковой альтиметрии AVISO ("Атлас..."). В первых версиях "Атласа..." в качестве входного массива для выделения мезомасштабных вихрей использовались поля аномалий уровня моря относительно средней уровенной поверхности. В настоящее время вихри идентифицируются и отслеживаются в последовательных полях абсолютной динамической топографии поверхности океана (массив META3.lexp DT allsa). При создании этого продукта использовались данные всех альтиметрических спутников, которые работали на орбите в период с 1 января 1993 по 7 марта 2020 г. Исходные поля абсолютной динамической топографии поверхности океана имеют пространственное разрешение 0.25°, временное — 1 сутки. Метод идентификации и отслеживания движения мезомасштабных вихрей детально рассмотрен в работах (Pegliasco et al., 2021; Pegliasco et al., 2022).

Исходный массив информации о мезомасштабных вихрях имеет глобальное покрытие, в качестве входной информации используется поля абсолютной динамической топографии ADT (Absolute Dynamic Topography). ADT определяется как сумма средней динамической топографии (MDT – Mean Dynamic Topography) и аномалий уровня моря (SLA-Sea Level Anomaly). Средняя динамическая топография океана MDT CNES– CLS18 определялась по данным спутниковой альтиметриии, гравиметрии и прямым океанографическим наблюдениям (Taburet et al., 2019).

Идентификация вихрей по замкнутым контурам в последовательных полях ADT проводится при помощи алгоритма, разработанного AVISO в сотрудничестве с Э. Мейсоном (Mason et al., 2014). При помощи этой процедуры определяется тип вихря (антициклон/циклон), координаты центра, радиус замкнутого контура с максимальными геострофическими скоростями и средняя скорость на этом контуре (орбитальная скорость), эффективный радиус (средний радиус внешнего замкнутого контура), амплитуда и ряд дополнительных характеристик. Мезомасштабные вихри выделялись по одному экстремуму в поле ADT, пороговое значение составляло 0.4 см. В региональном массиве рассматривались только вихри с продолжительностью существования более 90 сут, которые могут оказывать существенное влияние на сезонную изменчивость структуры и динамики вод Японского моря.

## ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ

Общая циркуляция вод Японского моря определяется системой постоянных течений. (Юрасов, Яричин, 1991; Prelle, Hogan, 1998; Oceanography... 2016). Восточно-Корейское и Цусимское течения связаны с поступлением субтропических вод через Корейский (Цусимский) пролив (географические названия представлены на рис. 1). Приморское течение наблюдается в северной части моря у побережья Приморья. Северо-Корейское течение следует вдоль северо-восточного побережья Корейского полуострова. В северной части моря над Японской глубоководной котловиной



**Рис. 1.** Батиметрическая карта Японского моря. Условные обозначения: КS-Корейский (Цусимский) пролив; TS – Сангарский (Цугару) пролив; LS – пролив Лаперуза (Соя); UB – котловина Уллындо; YB – котловина Ямато; JB – Японская котловина; YR – возвышенность Ямато; OS – поднятие Оки; EKR – Восточно-Корейская возвышенность; EKB – Восточно-Корейский залив; PGB-залив Петра Великого; OP-полуостров Осима; NP-полуостров Ното; WB – залив Вакаса.

наблюдается основной циклонический круговорот. В центральной и северо-восточной частях моря формируется субполярный (субарктический) фронт, разделяющий теплую южную (субтропическую) и холодную северную (субарктическую) части моря. На циркуляцию вод Японского моря оказывает существенное влияние водообмен с Восточно-Китайским морем, Тихим океаном и Охотским морем. К основным факторам, определяющим динамику вод моря относятся муссонный ветровой режим и сезонная изменчивость потоков тепла и влаги через поверхность.

Карта-схема циркуляции вод, построенная на основе среднемноголетних спутниковых альтиметрических данных (средние скорости абсолютных геострофических течений за период с 1993 по 2020) показывает положение основных течений Японского моря (рис. 2). Воды Восточно-Корейского течения поступают в Японское море через западный проход Корейского пролива. Ветвь этого течения отделяется от побережья Кореи в районе котловины Уллындо (~ на 37-38° с.ш.). Основной поток продолжает следовать вдоль побережья Кореи приблизительно до 39° с.ш., затем поворачивает на восток и движется вдоль южной границы субполярного фронта. Воды Восточно-Корейского течения участвуют в формировании антициклонического меандра, фронтального центр которого расположен вблизи 41° с.ш., 131.5° в.д. Воды Цусимского течения, которые поступают в Японское море через восточный проход Корейского пролива у юго-западного побережья о. Хонсю разделяются на две ветви. Прибрежное Цусимское течение следует вдоль побережья острова и выходит в Тихий океан через Сангарский пролив. Основной (мористый) поток вод Цусимско-



**Рис. 2.** Средняя циркуляция вод Японского моря по данным спутниковой альтиметрии (абсолютные геострофические течения, 1993–2021). Условные обозначения: *1* – Восточно-Корейское течение; *2* – Цусимское течение; *3* – Прибрежная ветвь Цусимского течения; *4* – Субполярное фронтальное течение; *5* – Приморское течение; *6* – Северо-Корейское течение; *7* – основной циклонический круговорот северной части Японского моря.

го течения огибает поднятие Оки и затем продолжает движение в северо-восточном направлении по направлению к субполярному фронту. Продолжение Цусимского течения хорошо выражено у западного побережья о. Хоккайдо. Воды этого потока выходят в Охотское море через пролив Лаперуза. Карта распределения средних векторов абсолютных геострофических течений показывает, что в западной части Японского моря формирование субполярного фронта определяется водами Восточно-Корейского течения. В восточной части моря фронтальная зона находится под влиянием Цусимского течения. У побережья о. Хоккайдо формируется северо-восточный участок субполярного фронта. В северной части моря у побережья Приморья хорошо выражено Приморское течение. Северо-Корейское течение, которое можно рассматривать как продолжение Приморского течения, прослеживается от залива Петра Великого до Восточно-Корейского залива. На карте можно выделить основной циклонический круговорот, который располагается над Японской глубоководной котловиной. Восточную периферию этого круговорота формирует Цусимское течение у побережья о. Хоккайдо, западную – Приморское и Северо-Корейское течения. С юга циклонический круговорот замыкается субполярным фронтальным течением.

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Японское море относится к районам с высоким уровнем мезомасштабной активности (рис. 3). Типичный горизонтальный масштаб мезомасштабных вихрей в Японском море составляет 100–150 км, в вихревом поле присутствуют вихревые структуры с масштабом в несколько десятков километров (например, Park and Chung, 1999). Выделение энергоактивных зон в Японском море, связанных с мезомасштабной изменчивостью в основном проводилось на основе статистиче-



**Рис. 3.** Спутниковое ИК-изображение Японского моря, полученное 4 апреля 2021 г. Рис. 3. Распределение температуры воды на поверхности Японского моря по данным спутника NOAA-19 (4 апреля 2021 г.). Условные обозначения: *1* – Восточно-Корейское течение; *2* – Цусимское течение; *3* – вихрь Уллындо; *4* – вихрь Вонсан; *5*, *6*, 7 – вихри южной части моря; *8*, *9* – вихри возвышенности Ямато; *10* – вихрь в западной части субполярного фронта; *11* – вихрь к северу от фронта; *12*, *13* – вихри северо-восточной части моря.

ского анализа данных спутниковой альтиметрии, дрифтерным наблюдениям и результатам расчета вихревой кинетической энергии (Morimoto et al, 2000; Lee, Niiler, 2005; Trusenkova, Kaplunenko, 2022). Значительная мезомасштабная активность в южной части моря связана с Восточно-Корейским и Цусимским течениями. В северной части моря уровень мезомасштабной изменчивости значительно уменьшался. Локальные максимумы вихревой кинетической энергии наблюдались только у побережья о. Хоккайдо (Цусимское течение), в области Приморского течения и в северозападной части Японского моря. Восточно-Корейское и Цусимское течения усиливаются в теплый сезон и ослабевают в холодную половину года (Morimoto, Yanagi, 2001; Трусенкова, 2014). Усиление или ослабление общей циркуляции вод связано с сезонной изменчивостью водообмена через Корейский пролив.

В настоящее время хорошо изучены вихри Восточно-Корейского течения. Данные альтиметрии были использованы для исследования мезомасштабных вихрей у побережья южной Кореи (Lee, Niiler, 2010). Вихри, связанные с Восточно-Корейским течением условно разделяются на три группы: (1) прибрежные вихри, которые наблюдаются между юго-восточным побережьем Корейского полуострова и основной струей Восточно-Корейского течения, (2) меандры и вихри, которые формируются после отделения Восточно-Корейского течения от побережья (~39° с.ш.) и (3) теплый антициклонический вихрь в районе о. Уллындо – котловины Уллындо (вихрь Уллындо) и холодный циклонический вихрь к западу от островов Лианкур, корейское название которых о.

Док (вихрь Док). Последние два вихря рассматриваются как устойчивые квазистационарные вихри. Средний диаметр вихрей у побережья Кореи составлял 80-120 км. Диаметр квазистационарного вихря Уллындо достигал значений ~150 км. Продолжительность существования устойчивых вихрей могла превышать 1 год. Скорости течений в антициклонах Восточно-Корейского течения достигают значений 65 см/с. Мезомасштабные вихри северной части котловины Уллындо перемещаются в северном направлении. Вихревые образования южной части этой котловины двигаются к востоку в направлении поднятия Оки (Morimoto et al., 2000). Формирование теплого вихря Уллындо определяется рециркуляцией вод Восточно-Корейского течения над котловиной Уллындо (Mitchell et al., 2005a; Shin et al., 2005; Tracey et al., 2005). Вихрь Уллындо содержит ядро однородных по вертикали вод в слое 0-300 м. Положение этого вихря изменяется как в сезонном, так и в межгодовом масштабах времени. Среднее положение центра было определено как 37.5° с.ш., 130.5° в.д. Холодный циклонический вихрь Док формируется в результате интрузии (вторжения) более холодных вод из южной части субполярной фронтальной зоны в юго-восточную часть моря (Mitchell et al., 2005b). Условный центр вихря расположен на 36.5° с.ш., 131.5° в.д., диаметр составляет ~60 км. Скорости поверхностных течений на периферии вихря Док достигают значений 10-30 см/с.

Основная часть потока вод Восточно-Корейского течения продолжает движение в северном направлении вдоль побережья Кореи до ~39° с.ш. При подходе к Восточно-Корейской возвышенности эта ветвь отделяется от побережья и формирует антициклонический меандр с центром, расположенным приблизительно на 39.0° с.ш., 130° в.д. С этим меандром связан хорошо выраженный устойчивый антициклонический вихрь, известный как вихрь Вонсан (Lee, Niiler, 2005; Lee, Niiler, 2010).

Антициклонический меандр, связанный с продолжением Восточно-Корейского течения наблюдается в районе, расположенном между 40-42° с.ш., 130 и 132° в.д. (рис. 2). Эта мезомасштабная структура связана с северо-западным фронтом (Zhao et al., 2014). Северо-западный меандр отличается хорошо выраженной сезонной изменчивостью. Зимой в пределах этого меандра формируется антициклонический вихрь (Prants et al., 2017). Северо-западный меандр обеспечивает адвекцию вод южной части моря по направлению к южному Приморью. В работе (Kim et al., 2021) на основе анализа альтиметрических данных показано, что интенсификация мезомасштабной активности в районе северо-западного меандра в осенний период связана с вторжением более теплых и распресненных вод из юго-западной части

моря (продолжение Восточно-Корейского течения), которое по времени совпадает с усилением переноса вод через Корейский пролив. На формирование мезомасштабных вихрей в северо-западной части Японского моря оказывают влияние ветровые условия (зимний муссон). Таким образом, в районе Восточно-Корейского течения наблюдается несколько квазистационарных антициклонических мезомасштабных вихревых образований. Вихрь Уллындо связан с рециркуляционной ветвью этого течения. Вихрь Вонсан образуется при отрыве основного потока течения от побережья Кореи в районе ~39° с.ш. Северно-западный вихрь-меандр формируется в результате адвекции вод. связанных с Восточно-Корейским течением. Наиболее устойчивый циклонический вихрь наблюдается в районе островов Лианкур (вихрь Док).

К основным особенностям структуры и динамики вод Японского моря относится субполярный фронт (Park et al., 2004; Zhao et al., 2014). В западной части моря субполярный фронт связан с Восточно-Корейским течением, которая отделяется от побережья Кореи между 38-39° с.ш. В северо-западной части моря в осенне-зимний период формируется северо-западный фронт. В центральной и восточной частях моря субполярный фронт наблюдается между 39-40° с.ш. С субполярным фронтом связано зональное фронтальное течение. В формировании субполярной фронтальной зоны в восточной части Японского моря участвует Цусимское течение. Условную границу между зонами влияния Восточно-Корейского и Цусимского течений можно провести по возвышенности Ямато. В северовосточной части Японского моря субполярный фронт связан с продолжением Цусимского течения у побережья о. Хоккайдо. Мезомасштабные антициклонические и циклонические вихри в районе субполярного фронта регулярно регистрируются на спутниковых ИК-изображениях (рис. 3). Во фронтальной зоне наблюдаются от 3 до 7 относительно устойчивых вихревых образований (Гинзбург и др., 1998; Lee et al., 2006; Lee, Niiler 2010; Никитин, Юрасов 2008; Лобанов и др., 2007). К формированию мезомасштабных вихрей приводит меандрирование субполярного фронта в районе возвышенности Ямато. Устойчивый антициклонический вихрь регулярно наблюдался над западным склоном поднятия Ямато (39.5° с.ш., 134.5° в.д.). Этот теплый вихрь рассматривается как квазистационарный. положение вихревого образования контролируется донной топографией (Isoda et al., 1992a; Isoda et al., 1992b). В южной части фронтальной зоны антициклонические вихри (диаметр ~100 км) связаны с вторжениями вод Восточно-Корейского и Цусимского течений. К северу от фронта наблюдались вихри с горизонтальным масштабом 40-70 км (Лобанов и др., 2007). В качестве наиболее вероятных механизмов формирования вихрей субполярной фронтальной зоны рассматривались меандрирование фронтального течения при взаимодействии с возвышенностью Ямато и бароклинная неустойчивость фронтального течения. Формирование однородных ядер вихревых образований происходит за счет зимней конвекции и фронтальной субдукции (Isoda et al., 1992; Ou, Gordon, 2002; Lee et al., 2006; Hogan, Hurlburt, 2006).

Высокие уровни мезомасштабной изменчивости в юго-восточной части Японского моря связаны с Цусимским течением. По данным спутниковой альтиметрии (Yabe et al., 2021) летом Цусимское течение имеет более устойчивую траекторию. В зимний период наблюдается меандрирование как прибрежной, так и основной мористой ветвей течения. Антициклонические вихри с теплым ядром наблюдались у о. Хонсю в транспортном "коридоре", который расположен между поднятием Оки и полуостровом Ноки (Isoda. Nishihara, 1992). Вихревые образования формировались над возвышенностью Оки и разрушались по мере движения к Сангарскому проливу (Isoda, 1994). Продолжительность существования вихрей котловины Ямато обычно составляет несколько месяцев и в отдельных случаях превышает один год (Lee, Niiler, 2010). Вихри перемещаются в северо-восточном направлении вдоль побережья о. Хонсю со скоростями 0.5-2.0 см/с. Горизонтальный масштаб мезомасштабных вихрей в этой части Японского моря изменяется от 50-70 до 100-150 км. Наиболее устойчивый антициклонический вихрь в юго-восточной части моря связан с квазистационарным меандром основной ветви Цусимского течения, которое огибает возвышенность Оки (~37.5° с.ш., 134° в.д.). Квазистационарный вихрь-меандр Оки хорошо выражен в зимний период. Формирование или обновление ядра этого антициклонического вихря происходит за счет зимнего конвективного перемешивания (Hogan, Hurlburt 2006). Летом в этом районе часто наблюдается циклонический вихрь (Yabe et al., 2021). Формирование этого вихря может быть связан с рециркуляцией вод прибрежной ветви Цусимского течения в заливе Вакаса (рис. 2). Относительно устойчивый антициклонический вихрь, связанный с меандром Цусимского течения наблюдается у п-ова Ноки (Gordon et al., 2002).

В южной части Японского моря выделяются несколько квазистационарных вихревых образований, определяемых как внутритермоклинные вихри (Gordon et al., 2002). Диаметр таких антициклонических вихрей превышает 100 км, вертикальный масштаб составляет более 100 м. Внутритермоклинный вихрь, связанный с Восточно-Корейским течением, наблюдался над котловиной Уллындо (вихрь Уллындо). Устойчивый внутритермоклинный вихрь в юго-восточной части

Японского моря (Цусимское течение) был обнаружен над поднятием Оки. Вихри этого типа наблюдались в районе котловины Ямато. Антициклонические внутритермоклинные вихри имеют слабостратифицированное ядро. В слое верхнего термоклина наблюдается куполообразный подъем изолиний по направлению к поверхности, в нижней части происходит опускание изопикн. Ядра внутритермоклинных вихрей могут формироваться (или обновляется) в результате зимнего конвективного перемешивания (Hogan, Hurlbur, 2006). Параметры ядер квазистационарных антициклонических вихрей близки к характеристикам зимнего поверхностного перемешанного слоя в районах формирования этих вихревых структур. Процессы фронтальной субдукции (погружение поверхностных вод в слой термоклина) также могут оказывать влияние на свойства ядер внутритермоклинных вихрей (Lee et al., 2006; Ou, Gordon 2002). Квазистационарные внутритермоклинные вихри оказывают существенное влияние на структуру и динамику вод южной части Японского моря и могут рассматриваться как элементы общей циркуляции вод.

Мезомасштабные вихри северной части Японского моря отличаются меньшими пространственными масштабами, поэтому альтиметрические данные не позволяют уверенно идентифицировать вихревые структуры в этом районе. Информация о мезомасштабных вихрях в субарктическом секторе моря в основном получена при помощи анализа спутниковых изображений в ИК-диапазоне и по данным прямых океанографических наблюдений (Лобанов и др., 2007). На спутниковых снимках вихри регулярно наблюдались в северо-восточной части моря. При этом одновременно регистрировалось от 3 до 8 антициклонических вихря диаметром от 40 до 110 км. Направление движения вихрей определялось общей циркуляцией вод – вихри перемещались по периферии циклонического круговорота Японской глубоководной котловины. У побережья Приморья и Северной Кореи (Приморское и Северо-Корейское течения) вихревые структуры были связаны с областью материкового склона. Большое количество мезомасштабных вихрей наблюдалось у северной границы субполярной фронтальной зоны (40-41° с. ш.). Как район с относительно высокой концентрацией вихревых образований рассматривался северный склон возвышенности Ямато. Скорости движения вихрей в северной части моря изменялись от 1 до 4 см/с. Продолжительность существования вихрей обычно превышала 2 мес. В целом, анализ спутниковых ИК-изображений позволил выделить вихревые структуры в субполярной фронтальной зоне, в области Приморского и Северо-Корейского течений и в районе Японской глубоководной котловины (Лобанов и др., 2007; Пономарев и др., 2011; Никитин и др., 2012; Ладыченко, Лобанов, 2013; Никитин и др., 2020). Мезомасштабные вихри оказывают существенное влияние на структуру и динамику вод северной части Японского моря. Меандры и вихри субполярного фронта приводят к усилению процесса субдукции и принимают участие в процессе формирования промежуточных вод пониженной солености (Lee et al., 2006). Мезомасштабные вихри глубоководной Японской котловины оказывают влияние на процессы формирования и распространения глубинных и придонных вод (Takematsu et al., 1999; Talley et al., 2005; Min, Warner, 2005).

## МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В ЯПОНСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ И ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

В этом разделе работы сравниваются результаты, полученные при помощи автоматического метода выделения мезомасштабных вихрей по спутниковой альтиметрии с данными океанографических наблюдений. Океанографические данные были получены в двух рейсах, проведенных в Японском море в июне-августе 1999 г. (Talley et al., 2006). Результаты, полученные в ходе морских экспедиций, позволили установить положение течений, фронтов и мезомасштабных вихрей (рис. 4, а). Положение вихревых структур, показанное на карте-схеме определялось на основе прямых наблюдений за течениями, выполненных при помощи акустических доплеровских измерительных систем ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) и LADCP (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler) и по результатам расчета геострофического переноса.

В целом, результаты расчета абсолютных геострофических течений по данным спутниковой альтиметрии (рис. 4,  $\delta$ ) согласуется со схемой, показывающей положение основных течений, фронтов и вихрей в Японском море в летний период 1999 г. (рис. 4, *a*). Вихри на рис. 4, *a* выделены коричневым и синим цветами. Коричневые эллипсы относятся к внутритермоклинным вихрям южной части Японского моря. Синими эллипсами показано положение вихрей в северной части моря. Данные прямых океанографических наблюдений (рис. 4, *a*) можно сравнить с результатами, полученными при помощи метода выделения мезомасштабных вихрей по замкнутым контурам в последовательных полях абсолютной динамической топографии поверхности океана. На рис. 4 в, 4, г показано распределение антициклонических и циклонических мезомасштабных вихрей в Японском море в 1999 г. Черные точки на рис. 4  $\beta$ , 4,  $\epsilon$  – траектории движения вихрей с продолжительностью существования более 10 сут (основной массив "Атласа..."); красные точки –

ционных исследований (региональный массив, созданный на основе "Атласа..."). Необходимо отметить, что разрезы, которые были выполнены на научно-исследовательские судах не всегда проходили по центру мезомасштабных вихрей. Это приводит к тому, что положение вихрей, определяемое по океанографическим данным, не совпадает с положением центров вихревых структур, выделенных по альтиметрическим данным. Кроме этого, в 1999 г на орбитах функционировали только два спутника, оснащенные альтиметрами -TOPEX / Poseidon и ERS-2. Расстояние между трассами спутника TOPEX / Poseidon над Японским морем превышало 100 км, период повторяемости измерений на трассах составлял 10 сут. Расстояние между трассами спутника ERS-2 приблизительно равно 70 км с периодом повторяемости 35 сут. Поэтому пространственно-временное разрешение использованного интерполированного массива данных ADT (0.25° и 1 сут) позволяет уверенно выделять только устойчивые квазистационарные мезомасштабные вихри, имеющие диаметр ~100 и более км. Точность определения центров мезомасштабных вихрей зависит от положения трасс спутниковальтиметров относительно вихревых структур. С учетом этих проблем нельзя ожидать полного соответствия результатов сравнительного анализа океанографических и альтиметрических данных.

траектории вихрей с продолжительностью суще-

вихри, которые были выделены по данным спутни-

ковой альтиметрии в период проведения экспеди-

ствования более 90 сут; большие синие точки -

По данным океанографических наблюдений в области Восточно-Корейского течения хорошо выражены вихрь Уллындо и вихрь Док. Этих два квазистационарных вихря выделяются на картах, построенной по данным спутниковой альтиметрии. Океанографические наблюдения не проводились в экономической зоне КНДР, где по спутниковым альтиметрическим данным был идентифицирован устойчивый антициклонический вихрь Вонсан, который располагался вблизи Восточно-Корейского залива (рис. 4, в). По спутниковой альтиметрии антициклонический вихрь, связанный с меандром субполярного фронта был обнаружен в районе возвышенности Ямато. Этот вихрь был плохо выражен в полях океанографических характеристик. Как по альтиметрическим, так и по океанографическим данным в области Цусимского течения отчетливо выделялся антициклонический вихрь-меандр Оки. Другой антициклон, связанный с Цусимским течением (39.0° с.ш., 137.5° в.д.) был обнаружен вблизи восточного склона котловины Ямато. Этот вихрь не относится к категории квазистационарных вихрей. В течении 1999 г. антициклон перемешался вдоль побережья о. Хонсю от п-ва Ното в направлении Сангарского пролива. В северной



**Рис. 4.** Положение мезомасштабных вихрей в Японском море по данным океанографических наблюдений в июле—августе 1999 г. (*a* – Talley et al., 2006), карта распределения скоростей абсолютных геострофических течений 3 августа 1999 г. (*б*), распределение антициклонических (*в*) и циклонических (*г*) вихрей в 1999 г.

части Японского моря по альтиметрическим данным не удалось идентифицировать антициклонические вихри в области Японской глубоководной котловины. Однако, вихревые образования в северной части моря были хорошо выражены в расокеанографических пределении параметров. В северной части моря наблюдаются относительно низкие уровни мезомасштабной изменчивости (Lee, Niiler, 2005). Поэтому для более детального исследования вихревых образований в этом районе в дальнейшем необходимо уменьшить критерий выделения мезомаштабных вихрей по продолжительности существования. Выбор в качестве такого критерия продолжительности жизни ~1 мес. (время полного цикла спутников с альтиметрами ERS-1, ERS-2, Envisat и SARAL/Altikao составляет 35 сут, спутника Sentinel-3 – 27 дней) увеличит количество вихрей и, возможно, позволит согласовать данные спутниковых альтиметрических и судовых океанографических наблюдений.

Можно отметить, что мезомасштабные вихри в северной части Японского моря имеют пространственный масштаб ~70 и менее км. Поэтому такие вихри часто не могут быть уверенно выделены по интерполированным в узлы регулярной сетки значениям аномалий абсолютной динамической уровенной поверхности, которая рассчитывается по альтиметрическим данным, получаемой вдоль подспутниковых трасс.

Можно отметить, что метод выделения структур вихревого типа в последовательных полях ADT позволяет выделять устойчивые антициклонические вихри (время существования более 90 сут), которые связаны с квазистационарными меандрами основных течений Японского моря.

## ТРАЕКТОРИИ ДВИЖЕНИЯ И СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Результаты, полученные при помощи метода выделения вихревых структур в последовательных полях ADT позволяют получить информацию о времени существования, траекториях движения и статистических характеристиках мезомасштабных вихрей в Японском море. Всего за период альтиметрических наблюдений (1993— 2020) было выделено 578 вихрей с продолжительностью существования более 90 сут. В Японском море преобладали циклонические вихри (305 вихря), количество антициклонов было равно 273. В течении года формировалось приблизительно 12 циклонических и 11 антициклонических вихрей.

Распределение количества мезомасштабных вихрей по продолжительности существования показывает (рис 5, a, 5,  $\delta$ ), что в Японском море

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023

преобладали вихри со временем жизни от 90 до 180 сут. На временных масштабах более 180 сут количество антициклонов превышало количество циклонических вихрей. За период наблюдений было выделено 22 антициклона со временем существования более одного года и только 2 долгоживущих циклонических вихря. Среднее время существования антициклонических и циклонических вихрей Японского моря составляло 202 и 143 сут при максимальных значениях 1496 и 731 сут.

Траектории движения относительно короткоживущих антициклонических вихрей (время существования 90-180 сут, рис. 6, *а* были связаны с основными течениями Японского моря. В области Восточно-Корейского течения антициклоны наблюдались в районе котловины Улындо и над Восточно-Корейской возвышенностью. Районы с высокой концентрацией траекторий вихревых структур соответствуют антициклоническим вихрям Уллындо и Вонсан. Большое количество мезомасштабных антициклонов было связано с зоной субполярного фронта. В области Цусимского течения вихри наблюдались в районе антициклонического меандра над поднятием Оки (вихрь Оки). Антициклонические вихри, связанные с Цусимским течением, выделялись у западного побережья Японии между поднятием Оки и проливом Лаперуза. Траектории движения этих вихрей в основном совпадали с направлением основного потока

Цусимского течения. Мезомасштабные антициклоны наблюдались на северной периферии циклонического круговорота в центральной части Японской котловины. Эти вихри перемещались от юго-западного побережья о. Хоккайдо по направлению к побережью Приморья.

Изолированная группа антициклонических вихрей была выделена в Татарском проливе. Очень высокая концентрация антициклонических вихрей была обнаружена в северо-западной части моря (41–43° с.ш., 130–132° в.д.). Вихри в этом районе связаны с северо-западным меандром субполярного фронта. Антициклоны наблюдались в области материкового склона у побережья южного Приморья и в районе залива Петра Великого.

Характер распределения траекторий движения антициклонических вихрей в южной части Японского моря с продолжительностью существования 181—270 сут (рис. 6, *в*) существенно не изменился. Наибольшее количество антициклонов наблюдалось в районе Цусимского течения между поднятием Оки и Сангарским проливом. При этом наблюдалось движение вихревых структур в северо-восточном направлении вдоль побережья о. Хонсю. В этом временном диапазоне существенно уменьшилась вихревая активность в северной части Японского моря. Отдельные анти-



**Рис. 5.** Распределение количества антициклонических (*a*) и циклонических (*б*) вихрей в зависимости от времени существования (цвета на графиках соответствуют цветам на рис. 6).

циклонические вихри наблюдались на северной периферии основного циклонического круговорота и в северо-западной части моря.

Долгоживущие антициклоны Японского моря (более 271 сут, рис. 6  $\partial$ , 6,  $\mathcal{M}$ ) преимущественно концентрировались в районе Восточно-Корейского течения, в зоне субполярного фронта над возвышенностью Ямато и в области Цусимского течения над поднятием Оки. Эти районы в целом соответствуют положению квазистационарных вихрей-меандров основных течений Японского моря.

Средняя длина траекторий антициклонов составляла 446 км. Расстояние, пройденное вихрями, изменялось в диапазоне от 122 до 2626 км. Большая часть антициклонических вихрей перемещалась на расстояние 200–800 км (рис. 7, *a*). Меньшая часть антициклонов проходила расстояние 800–1200 км. Длина траекторий отдельных антициклонических вихрей превышала 1600 км (3 случая). Можно отметить, что наибольшие значения длин траекторий были получены для устойчивых антициклонических вихрей, связанных с квазистационарными меандрами Восточно-Корейского и Цусимского течений. Продолжительность существования этих мезомасштабных вихрей превышала 1 год.

Траектории движения короткоживущих циклонических вихрей (90–180 суток, рис. 6, *б*). значительно отличались от траекторий перемещения антициклонов (рис. 6, а). В целом, на акватории моря выделялись области локальных концентраций траекторий циклонических вихревых образований. что может говорить о сушествовании квазистационарных зонах генерации вихревых структур этого знака вращения. В южной части Японского моря циклоны наблюдались как в области Восточно-Корейского и Цусимского течений, так и в субполярной фронтальной зоне (~40° с.ш.). Одна из зон сгущения траекторий циклонов была расположена. в районе циклонического меандра ветви Восточно-Корейского течения, с которым связан вихрь Док. Распределение траекторий движения циклонических вихрей в юго-восточной части моря показывает, что этот тип вихревых образований оказывает существенное влияние на динамическую структуру вод Цусимского течения. Локальная область сгущения траекторий движения циклонических вихрей связана с зоной взаимодействия вод Цусимского течения и течения, связанного с субполярным фронтом (район, прилегающий к Сангарскому проливу). Существенные различия в распределении траекторий движения циклонических и антициклонических вихрей наблюдались в северной части Японского моря. В холодном субарктическом секторе моря отчетливо выделяются три района устойчивого сгущения траекторий движения циклонических вихревых образований, расположенные на ~41° с.ш., 131° в.д. (северо-запад-



**Рис. 6.** Траектории движения антициклонических (*a*, *b*, *b*, *w*, левая часть рисунка) и циклонических (*b*, *c*, *e*, *s*, правая часть рисунка) вихрей в Японском море в период с 1993 по 2021 гг. Выделялись только вихри со временем жизни более 90 сут: *a*,  $\delta - 90-180$  сут; *b*, *c* - 181–270 сут; *d*, *e* - 271–365 сут; *w*, *s* - 366 и более суток. Цвета на картах траекторий вихрей соответствует цвету на графиках, показанных на рис. 5.

ная часть моря), на ~41° с.ш., 132.5° в.д. (центральная часть моря) и на 44.5° с.ш., 139° в.д. (северная часть Японской глубоководной котловины). Первый район можно условно связать с Северо-Корейским течением, второй и третий – с областью циклонического круговорота Японской глубоководной котловины.

Основные особенности распределение траекторий движения циклонических вихрей с продолжительностью существования 181-270 сут (рис. 6, *г*) в целом соответствуют результатам, полученным при анализе движения короткоживущих циклонов (рис. 6,  $\delta$ ). Можно отметить, что на этой карте отсутствуют циклоны, связанные с Северо-Корейским течением.

Пространственное распределение траекторий движения долгоживущих циклонов (271–365 суток, рис. 6, *e*) позволяет выделить устойчивые по времени существования вихревые структуры. К таким мезомасштабным вихрям относятся циклонический вихрь, расположенный к юго-западу от котловины Уллындо (вихрь Док). Зоны сгущения траекторий движения циклонов были связаны с субполярным фронтом. В районе Цусимского течения между поднятием Оки и Сангарским проливом можно выделить область с повышенной циклонической активностью, расположенную вблизи залива Вакаса, где периодически наблюдается циклонический вихрь, связанный с рециркуляцией вод прибрежной ветви



Рис. 6. Окончание

Цусимского течения. Наиболее устойчивая зона генерации циклонов в Японском море была расположен на северной периферии основного циклонического круговорота (рис. 6, 3).

Гистограмма, показывающая распределение количества циклонических вихрей в зависимости от диапазона длины траекторий, представлена на рис. 7, *б*. Наибольшее количество вихрей имело длину траектории в диапазоне от 200 до 400 км. Только 4 циклонических вихря перемещались на расстояние, превышающее 1000 км. Максимальные длины траекторий были связаны с квазистационарным вихрем, расположенным на северной периферии основного циклонического круговорота (рис. 5, *з*, 5, *ж*). Средняя длина траекторий изменялась в диапазоне 177–3024 км. Среднее расстояние, пройденное циклоническими вихря-

ми, превышало среднюю длину траекторий движения антициклонов.

В целом, как антициклонические, так и циклонические вихри были связаны с основными течениями Японского моря. Меандрирование Восточно — Корейского течения, субполярного фронта и Цусимского течения, связанное со взаимодействием этих потоков с неоднородностями рельефа дна (котловина Уллындо, Северо-Корейская возвышенность, подводные возвышенности Ямато и Оки) приводит к формированию квазистационарных меандров и мезомасштабных вихрей, которые оказывают влияние на общую циркуляцию вод Японского моря.

Результаты, полученные при помощи метода выделения вихревых структур в последовательных полях ADT позволяют получить оценки параметров мезомасштабных вихрей в Японском



**Рис.** 7. Распределение количества вихрей в зависимости от длины траектории (a, b), радиуса (e, c), орбитальной скорости (d, e) и скорости перемещения  $(\mathcal{K}, 3)$ . Антициклонические вихри (a, e, d) выделены светлым цветом, циклонические  $(\delta, c, e)$  показаны серым цветом.

море. На рис. 7, в-7, з показаны распределения основных статистических характеристик мезомасштабных вихрей в Японском море. Антициклонические и циклонические вихри имели средний (эффективный) радиус и среднеквадратичное отклонение 58.4 ± 10.65 и 61.0 ± 12.2 км, соответственно. Значения радиуса для антициклонов и циклонов изменялись в диапазонах 38.0-93.0 и 38.1–115.0 км. Модальный интервал радиуса вихрей составлял 50-60 км как для антициклонических, так и для циклонических вихрей. Средняя орбитальная скорость геострофических течений на замкнутом контуре с наибольшими значениями скорости для антициклонов и циклонов была равна 19.0  $\pm$  7.6 и 15.1  $\pm$  7.5 см/с, максимальные значения составляли 35.9 и 45.0 см/с. Гистограммы имели максимум в диапазоне 20.0-24.0 см/с (антициклоны) и 8.0-12.0 см/с (циклоны). Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения составляла  $2.8 \pm 0.9$  и  $3.7.0 \pm 0.95$  см/с, изменяясь в диапазонах 4.1-36.0 и 1.5-6.0 см/с. Модальный интервал скорости движения для антициклонических и циклонических вихрей составлял 2.0-2.5 и 3.0-3.5 см/с, соответственно.

## ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В ЯПОНСКОМ МОРЕ

Результаты расчета траекторий движения вихрей позволяют установить положение районов формирования (первая точка траектории каждого выделенного вихря) и разрушения (последняя точка) мезомасштабных вихрей в Японском море. На рис. 8 показано распределение точек, в которых формировались и угасали антициклонические (рис. 8, a, 8,  $\delta$ ) и циклонические (рис. 8, a, 8,  $\epsilon$ ) мезомасштабные вихри. В южной части Японского моря формирование вихрей связано с Восточно-Корейским и Цусимским течениями (рис. 8, а, 8, в). В районе ветви Восточно-Корейского течения над котловиной Уллындо и вблизи Восточно-Корейского залива могли формироваться как антициклонические, так и циклонические вихревые образования. При этом в районе котловины Уллындо положение районов сгущения концентраций начальных точек антициклонов и циклонов соответствовало среднему положению вихря Уллындо (антициклонический меандр ветви Восточно-Корейского течения) и вихрю Док. связанному с циклоническим меандром этой ветви течения. В районе, прилегающем к Восточно-Корейскому заливу циклоны формировались над материковым склоном, а антициклоны – в области, прилегающей к Восточно-Корейскому плато (вихрь Вонсан). Область концентрации начальных точек антициклонических вихрей в зоне Цусимского течения наблюдалась

на северо-западном склоне поднятия Оки. Начальные точки циклонических вихрей были расположены вблизи побережья о. Хонсю между поднятием Оки и п-ом Ното (прибрежная ветвь Цусимского течения в заливе Вакаса). В целом можно отметить, что антициклонические и циклонические вихри формируются вдоль всего западного побережья Японии (о-ва Хонсю и Хоккайдо). Область сгущения начальных точек антициклонических вихрей была связанна с западным склоном возвышенности Ямато. На восточном склоне возвышенности Ямато преимущественно наблюдались "новые" циклонические вихри. Формирование вихрей в этих районах связано с меандрированием и неустойчивостью субполярного фронтального течения. В северной части моря антициклонические вихри могли формироваться в районе залива Петра Великого, в области Северо-Корейского течения, в северо-западной части моря и на периферии основного циклонического круговорота. "Новые" антициклонические вихри наблюдалось в районе пролива Лаперуза и в Татарском проливе. Начальные точки циклонических вихрей в субарктическом секторе были в основном сконцентрированы в северо-западном секторе моря и на северном склоне глубоководной Японской котловины.

Характер распределения точек угасания антициклонических и циклонических вихрей (рис.  $8, \delta, 8, c$ ) в общих чертах совпадает с картами, на которых показаны точки формирования мезомасштабных вихревых образований (рис. 8, a, 8, б). Мезомасштабные вихри в основном формировались, перемещались и разрушались в зоне основных течений Японского моря. При этом области с высокой концентрацией точек разрушения антициклонов приблизительно соответствовали районам с наиболее активным вихреобразованием. Это показывает, что устойчивые вихри Восточно-Корейского течения (вихри Улындо. Док и вихрь Вонсан) угасали вблизи районов своего формирования. В зоне Цусимского течения вихри устойчиво формировались и разрушались над поднятием Оки (вихрь Оки) и вдоль восточного побережья островов Хонсю и Хоккайдо. Можно выделить зону активного разрушения антициклонических вихрей в северо-западной части моря (40-42° с.ш., 130-133° в.д.), в которой угасали вихри северо-западного антициклонического меандра субполярного фронта. Большее количество циклонов формировалось и угасало в северной части Японской глубоководной котловины на периферии основного циклонического круговорота. В этом районе на карте средних абсолютных геострофических течений наблюдался устойчивый мезомасштабный циклонический вихрь (рис. 2).

На рис. 8 цветом показано пространственное распределение новых и исчезнувших антициклонических и циклонических вихрей по сезонам.



**Рис. 8.** Положение начальных (*a*) и конечных (*б*) точек траекторий антициклонических и начальных (*в*)/конечных (*г*) точек циклонических вихрей. Цветом выделены сезоны формирования и разрушения вихревых структур.

Максимальное число зарегистрированных случаев формирования и разрушения антициклонов приходится на июль-сентябрь, т.е. на период с высокими значениями поступления вод через Корейский пролив. Это показывает, что сезонные изменения объемного переноса вод через этот пролив оказывают влияние на процессы образования/разрушения антициклонических мезомасштабных вихрей в южной части Японского моря. На первую половину года (январь—июнь) приходится наибольшее число зарегистрированных случаев возникновения циклонов Основная часть циклонических вихрей разрушается в холодную половину года (октябрь-март).

На рис. 9 показано распределение по годам количества сформировавшихся и исчезнувших антициклонических (*a*) и циклонических (*б*) вихрей. В период наблюдений (1993–2019 гг.) в течении года могло формироваться от 6 до 17 "новых" антициклонических вихрей, при этом количество



**Рис. 9.** Межгодовая изменчивость количества антициклонических (a) и циклонических ( $\delta$ ) мезомасштабных вихрей в Японском море. Вновь появившиеся вихри выделены темным цветом, исчезнувшие вихри показаны серым цветом.

исчезнувших антициклонов изменялось в диапазоне от 4 до 18. Соответствующие диапазоны значений количества циклонических вихрей составляли 5–15 (новые вихри) и 7–15 (исчезнувшие вихри). Можно отметить, что вихревая активность, связанная с антициклонами усиливалась в 1997-1998 и 2018-2019 гг. Наименьшее количество новых циклонических вихрей было зарегистрировано в 2011 г. Качественное сравнение результатов, полученных при помощи метода выделения мезомаштабных вихрей в полях абсолютной динамической топографии с временными сериями оценок поступления вод через Корейский пролив (Нап et al., 2020) показало, что количество новых и исчезнувших вихрей прямо не связано с изменчивостью объемного переноса в этом проливе. Это показывает, что вихреобразование определяется рядом факторов, которые влияют на устойчивость течений в Японском море. К физическим процессам, определяющем формирование мезомасштабных вихрей относятся межгодовые изменения суммарного потока тепла и интенсивности муссонной атмосферной циркуляции.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Японское море относится к хорошо изученным районам океана. В последние десятилетия для изучения динамики вод Японского моря широко использовались данные спутниковых измерений. Спутниковые изображения в ИК диапазоне спектра показали, что в Японском море наблюдается высокий уровень вихревой активности. Статистический анализ данных альтиметрических наблюдений (аномалии уровня моря и скорости поверхностных геострофических течений) внес существенный вклад в исследования энергоактивных зон и мезомасштабных вихрей Японского моря.

Карты-схемы средних течений, построенные на основе массивов данных спутниковых альтиметрических наблюдений (абсолютные геострофические течения) в основном соответствуют сушествующим представлениям об общей циркуляции вод Японского моря. Детальный анализ векторного поля течений показал, что меандрирование Восточно-Корейского течения, субполярного фронта и Цусимского течения, вызванное взаимодействием этих потоков с рельефом дна приводит к формированию квазистационарных меандров, с которыми связаны устойчивые мезомасштабные вихри. В настоящее время спутниковая альтиметрия рассматривается как один из основных методов исследования мезомасштабной изменчивости в океане. Региональная база данных, созданная на основе глобального массива (AVISO, "Атлас...") позволила рассмотреть траектории движения и статистические характеристики мезомасштабных вихрей в Японском море. В работе выполнено сравнение данных спутниковой альтиметрии и прямых океанографических наблюдений. Положение устойчивых мезомасштабных вихрей по океанографическим данным (лето 1999 г) в целом соответствовало результатам, полученным при помощи метода идентификации вихревых структур в полях ADT.

За период альтиметрических наблюдений (1993–2020 гг.) было выделено 578 вихрей с продолжительностью существования более 90 сут, которые оказывают влияние на сезонную изменчивость структуры и динамики вод Японского моря. В Японском море преобладали циклонические вихри (305 вихря), количество антициклонов было равно 273. В среднем в течении года формировалось ~12 циклонических и ~11 антициклонических вихрей. Антициклонические и циклонические вихри имели средний радиус 58.4 и 61.0 км, соответственно. Средняя орбитальная скорость геострофических течений была равна 19.0 и 15.1 см/с, средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения составляла 2.8 и 3.7.0 см/с.

Анализ средней циркуляции вод и результаты, полученные при анализе пространственного распределения вихрей, позволили сделать вывод о том, что устойчивые антициклонические и циклонические мезомасштабные вихри в Японском море связаны с основными квазистационарными меандрами Восточно-Корейского течения, субполярного фронта и Цусимского течения. Вихримеандры выделялись как области сгущения траекторий движения вихрей и как районы с высокой концентрацией начальных и конечных точек траекторий движения вихрей (области формирование и разрушение вихревых структур).

Течения южной части Японского моря определяются как поверхностно -интенсифицированные (глубина Корейского пролива составляет ~200 м). В глубоководной части моря влияние Восточно-Корейского и Цусимского течений прослеживается до больших глубин, поэтому на циркуляцию вод оказывает влияние совместный эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР). Восточно-Корейское течение разделяется на две ветви в районе о. Уллындо (37-38° с.ш.). Воды первой ветви формируют квазистационарный антициклонический меандр над котловиной Уллындо (вихрь Уллындо) и циклонический меандр в районе о. Док (вихрь Док). Основной поток Восточно-Корейского течения продолжает движение в северном направлении вдоль побережья Корейского полуострова. Восточно-Корейское течение относится к категории западных пограничных течений, поэтому в результате бета-эффекта этот поток отрывается от побережья ~ на 39° с.ш., при этом формируется антициклонический вихрь-меандр в районе Восточно-Корейского залива (вихрь Вонсан). Воды Восточно-Корейскогом течения участвуют в формировании северо-западного меандра субполярного фронта, с которым связан устойчивый антициклоничевихрь. Взаимодействие субполярного ский фронтального течения с возвышенностью Ямато приводит к формированию меандров и вихрей. В области антициклонического меандра, расположенного над западным склоном возвышенности Ямато наблюдается устойчивый мезомасштабный вихрь. Меандрирование Цусимского течения определяет формирование антициклонических вихрей в районе котловины Ямато. В юго-восточной части Японского моря Цусимское течение огибает поднятие Оки, что приводит к формированию хорошо выраженного антициклонического вихря-меандра (вихрь Оки). Относительно устойчивый циклонический вихрь, связанный с прибрежной ветвью Цусимского течения наблюдается в районе залива Вакаса Взаимодействие вод Цусимского течения с п-овом Осима (юго-западное побережье о. Хоккайдо) вызывает меандрирование этого потока и приводит к генерации антициклонических вихрей, которые перемещаются в западном направлении по северной периферии основного циклонического круговорота (42–43° с.ш.). Наиболее устойчивый циклонический вихрь расположен над северным склоном Японской глубоководной котловины в зоне взаимодействия Цусимского и Приморского течений.

В целом, совместный анализ средней циркуляции вод и данных о пространственном распределении мезомасштабных вихрей позволяет сделать вывод о том, что в Японском море устойчивые вихри связаны с квазистационарными меандрами Восточно-Корейского течения, субполярного фронта и Цусимского течения. В свою очередь, меандры формируются в результате взаимодействия основных течений с рельефом дна (глубоководные впадины и подводные возвышенности).

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнялись в рамках гос. задания ТОИ ДВО РАН по теме № 6, рег. № 121021700346-7.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Спутниковое ИК-изображение (рис. 3) получено в ИАПУ ДВО РАН.

The altimetric Mesoscale Eddy Trajectory Atlas product (META3.1exp DT allsat, DOI: 10.24400/527896/a01-2021.001; Pegliasco et al., 2021a) was produced by SSALTO/DUACS and distributed by AVISO+ (https://www.aviso.altimetry.fr/) with support from CNES, in collaboration with IMEDEA.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3–15.

Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко П.Я., Тэлли Л.Д. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // В кн. Дальневосточные моря. Т. 1. Океанологические исследования. М.: Наука, 2007. С. 450–473.

*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., Юрасов Г.И., Ванин Н.С. Спутниковые наблюдения синоптических вихрей и геострофическая циркуляция вод Японского моря // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 28–40.

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

Пономарев В.И., Файман П.А., Дубина В.А., Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптическая вихревая динамика над северо-западным материковым склоном и шельфом Японского моря (моделирование и результаты дистанционных наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 2. С. 100–104.

*Трусенкова О.О.* Оценка изменчивости вихревой кинетической энергии в Японском море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2014. Т. 54. № 1. С. 12–21.

*Юрасов Г.И., Яричин В.Г.* Течения Японского моря. Владивосток : ДВО АН СССР, 1991. 176 с.

Han M., Cho Y.-K., Kang H.-W., Nam S. Decadal changes in meridional overturning circulation in the East Sea (Sea of Japan) // J. Phys. Oceanogr. 2020. V. 50. № 6. P. 1773– 1791.

*Hogan P.J., Hurlburt H.E.* Why do intrathermocline eddies form in the Japan/East Sea? A modeling perspective // Oceanogr. 2006. V. 19. № 3. P. 134–143,

*Isoda Y., Naganobu M., Watanabe H., Nukata K.* Horizontal and vertical structures of a warm eddy above the Yamato Rise // Umi no Kenkyu. 1992. V. 1. P. 141–151 (in Japanese with English abstract).

*Isoda Y., Nishihara M.* Behavior of warm eddies in the Japan Sea // Umi to sora. 1992. V. 67. № 1. P. 231–243.

*Isoda Y.* Warm eddy movements in the eastern Japan Sea // J. Oceanog. 1994. V. 50.  $\mathbb{N}$  1. P. 1–16.

*Kim T., Jo H.-J., Moon J. H.* Occurrence and evolution of mesoscale thermodynamic phenomena in the northern part of the East Sea (Japan Sea) derived from satellite altimeter // Remote Sens. 2021. V. 13.  $N^{\circ}$  6. P. 1071.

https://doi.org/10.3390/rs13061071

Lee D.-K., Niiler P.P. The energetic surface circulation patterns of the Japan/East Sea // Deep Sea Res. II. 2005. V. 52. № 11–13. P. 1547–1563.

Lee D.-K., Niiler P. Eddies in the southwestern East/Japan Sea // Deep Sea Res. I. 2010. V. 57. № 10. P. 1233–1242.

Lee G.M., Thomas L. N., Yoshikawa Y. Intermediate water formation at the Japan/East Sea Subpolar front // Oceanogr. 2006. V. 19. №. 3. P. 110–121.

*Mason E., Pascual A., McWilliams J.C.* A new sea surface height–based code for oceanic mesoscale eddy tracking // J. Atmospheric Ocean. Technol. 2014. V. 31. P. 1181–1188.

Morimoto A., Yanagi T., Kaneko A. Eddy field in the Japan Sea derived from satellite altimetric data // J. Oceanogr., 2000. V. 56. P. 449–462.

*Morimoto A., Yanagi T.* Variability of sea surface circulation in the Japan Sea // J. Oceanogr. 2001. V. 57. № 1. P. 1–13.

*Mitchell D.A., Watts D.R., Wimbush M. et al.* // Upper circulation patterns in the Ulleung Basin. Deep-Sea Res. II 2005. V. 52. P. 1617–1638.

Mitchell D.A., Teague W.J., Wimbush M., Watts D.R., Sutyrin G.G. The Dok Cold Eddy // J. Phys. Oceanogr. 2005. V. 35. P. 273–288.

Min D.H., Warner M.J. Basin-wide circulation and ventilation study in the East Sea (Sea of Japan) using chlorofluorocarbontracers. Deep-Sea Research II, 2005. V. 52. № 11– 13. P. 1580–1616.

*Oceanography of the East Sea (Japan Sea)*. eds K.-I. Chang, C.-I. Zhang, C. Park et al. Springer, 2016. 460 p.

*Ou H.W., Gordon A.* Subduction along a midocean front and the generation of intrathermocline eddies: a theoretical study // J. Phys. Oceanogr. 2002. V. 32. № 6. P. 1975–1986.

*Park A.K., Chung J.Y.* Spatial and temporal scale variations of sea surface temperature in the East Sea using NOAA/AVHRR data // J. Oceanogr. 1999. № 1. P. 271–288.

*Park K.-A., Chung J.Y., Kim K.* Sea surface temperature fronts in the East (Japan) Sea and temporal variations // Geophys, Res. Lett. 2004. V. 31. L07304. https://doi.org/10.1029/2004GL019424

*Pegliasco C., Delepoulle A., Faugère Y.* Mesoscale eddy trajectories atlas delayed-time all satellites: version ME-TA3.1exp DT allsat.

https://doi.org/10.24400/527896/A01-2021.001. 2021

*Pegliasco C., Delepoulle A., Manson E., Morrow R., Faugère Y., Dibarboure G.* META3.1exp: a new global mesoscale eddy trajectory atlas derived from altimetry // Earth Syst. Sci. Data, 2022. V. 14. P. 1087–1107.

https://doi.org/10.5194/essd-14-1087-2022

*Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Statistical analysis of Lagrangian transport of subtropical waters in the Japan Sea based on AVISO altimetry data // Nonlinear Processes in Geophysics. 2017. V. 24. P. 89–99.

*Prelle R.H., Hogan P.J.* Oceanography of the Sea of Okhotsk and the Japan/East Seas. The Sea. 1998. V. 11. ed. by *A. R. Robinson and K. H. Brink.* John Wiley and Sons Inc. P. 429–481.

Gordon A.L., Giulivi C.F., Lee C.M., Bower A., Furey H.H., Talley L.D. Japan/East Sea Intra-thermocline eddies // J. Phys. Oceanogr. 2002. V. 32. № 6. P. 1960–1974.

Shin H.R., Shin C.W., Kim C. et al. Movement and structural variations of warm eddy WE92 for three years in the western East/Japan Sea // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 52.  $N_{\rm P}$  11–13. P. 1742–1762.

Taburet G., Sanchez-Roman A., Ballarotta M., Pujol M.-I., Legeais J.-F., Fournier F., Faugere Y., Dibarboure G. DU-ACS DT2018: 25 years of reprocessed sea level altimetry products // Ocean Sci., 2019. V. 15. P. 1207–1224.

*Takematsu M., Ostrovskii A.G., Nagano Z.* Observations of eddies in the Japan Basin Interior // J. Oceanogr. 1999. V. 55. № 1. P. 237–246.

Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B., Luchin V.A., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Sherbina A.Y., Tishchenko P.Y., Zhabin I. A. Japan/East Sea Water Masses and Their Relation to the Sea's Circulation // Oceanography. 2006. V. 19. N 3. P. 32–49.

*Trusenkova O., Kaplunenko D.* Intra-annual sea level fluctuations and variability of mesoscale processes in the Northern Japan/East Sea from satellite altimetry data // Front. Mar. Sci. 2022. P. 866328–866460.

https://doi.org/10.3389/fmars.2022.866328

*Yabe I., Kawaguch Y., Wagawa T., Fujio S.* Anatomical study of Tsushima Warm Current: Determination of principal pathways and its variation // Prog. in Oceanogr. 2021. 194. 102590.

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102590, 2021

Zhao N., Manda A., Han Z. Frontogenesis and frontolysis of the subpolar front in the surface mixed layer of the Japan

Sea // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. P. 1498–1509. https://doi.org/10.1002/ 2013JC009419

## Circulation and Mesoscale Eddies in the Sea of Japan from Satellite Altimetry Data

I. A. Zhabin<sup>1</sup>, E. V. Dmitrieva<sup>1</sup>, S. N. Taranova<sup>1</sup>, and V. B. Lobanov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

The spatial distribution and seasonal variability of mesoscale eddies in the Sea of Japan were investigated based on the regional database created from the AVISO Atlas of Mesoscale Eddies (1993–2020). The database contains information about the trajectories and parameters of mesoscale eddies in the ocean. The eddies detection method is based on the analysis of altimetric maps of absolute dynamic topography. A total of 578 eddies with a with a lifetime of more than 90 days were identified (273 anticyclonic and 305 cyclonic). The average lifetime for the Sea of Japan regional data set of eddies is 202 days for anticyclonic and 143 days for cyclonic and mean radius of  $59 \pm 11$  km for anticyclonic and  $\mu 61.0 \pm 12$  km for cyclonic. The mean speed of anticyclones and cyclones along their trajectories was 2.8 and 3.7 cm/s, the average orbital velocities of geostrophic currents were 19.0 and 15.1 cm/s, respectively. The maximum number of cases of formation and destruction of anticyclones falls in July-September during the period with high values of water inflow through the Korea Strait. Most of the cyclonic eddies are generated between January and June and decay the cold half of the year (October–March). The joint analysis of maps of the mean surface circulation in the Sea of Japan (satellite altimetry data) and the spatial distribution of mesoscale eddy showed that the stable eddies of the Sea of Japan are associated with the quasi-stationary meanders of the of the East Korea current, Subpolar Front, and Tsushima current. The position of meanders is mainly determined by the interaction of the currents with the bottom topography.

*Keywords:* Sea of Japan, circulation, currents, mesoscale eddies, meanders, satellite altimetry, absolute dynamic topography

## REFERENCES

Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Ostrovskii A.G. Poverkhnostnaya tsirkulyatsiya Yaponskogo morya (sputnikovaya informatsiya i dannye dreyfuyushchikh buev) [Surface circulation of the Japan Sea (satellite information and drifters data)] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 1998. № 1. P. 66–83. (In Russian).

Han M., Cho Y.-K., Kang H.-W., Nam S. Decadal changes in meridional overturning circulation in the East Sea (Sea of Japan) // J. Phys. Oceanogr. 2020. V. 50. № 6. P. 1773– 1791.

*Hogan P.J., Hurlburt H.E.* Why do intratherm.ocline eddies form in the Japan/East Sea? A modeling perspective // Oceanogr. 2006. V. 19. № 3. P. 134–143.

*Isoda, Y., Naganobu M., Watanabe H., Nukata K.* Horizontal and vertical structures of a warm eddy above the Yamato Rise // Umi no Kenkyu. 1992. V. 1. P. 141–151 (in Japanese with English abstract).

*Isoda Y., Nishihara M.* Behavior of warm eddies in the Japan Sea // Umi to sora. 1992. V. 67. № 1. P. 231–243.

*Isoda Y.* Warm eddy movements in the eastern Japan Sea // J. Oceanog. 1994. V. 50.  $\mathbb{N}$  1. P. 1–16.

*Kim T., Jo H.-J., Moon J.H.* Occurrence and evolution of mesoscale thermodynamic phenomena in the northern part of the East Sea (Japan Sea) derived from satellite altimeter // Remote Sens. 2021. V. 13. № 6. P. 1071. https://doi.org/10.3390/rs13061071

Ladychenko S. Yu., Lobanov V. B. Mesoscale Eddies in the Area of Peter the Great Bay according to Satellite Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2013. V. 49.  $\mathbb{N}_{2}$  9. P. 939–951.

Lee D.-K., Niiler P.P. The energetic surface circulation patterns of the Japan/East Sea // Deep Sea Res. II. 2005. V. 52.  $\mathbb{N}_{2}$  11–13. P. 1547–1563.

Lee D.-K., Niiler P. Eddies in the southwestern East/Japan Sea // Deep Sea Res. I. 2010. V. 57. № 10. P. 1233–1242.

Lee G.M., Thomas L. N., Yoshikawa Y. Intermediate water formation at the Japan/East Sea Subpolar front // Oceanogr. 2006. V. 19. №. 3. P. 110–121.

Lobanov V.B., Ponomarev V.I., Salyuk A. N., Tishchenko P., Talley L.D. Struktura i dinamika sinopticheskikh vikhrei severnoi chasti Yaponskogo morya [Structure and dynamics of mesoscale eddies in the northern Japan Sea]. Dal'nevostochnye Morya Rossii, Kn. 1, Okeanologicheskie Issledovaniya [Far Eastern Seas of Russia, Book 1, Oceanological Research]. Moscow: Nauka, 2007. P. 450–473. (In Russian).

*Mason E., Pascual A., McWilliams J.C.* A new sea surface height—based code for oceanic mesoscale eddy tracking // J. Atmospheric Ocean. Technol. 2014. V. 31. P. 1181–1188.

*Morimoto A., Yanagi T., Kaneko A.* Eddy field in the Japan Sea derived from satellite altimetric data // J. Oceanogr., 2000. V. 56. P. 449–462.

*Morimoto A., Yanagi T.* Variability of sea surface circulation in the Japan Sea // J. Oceanogr. 2001. V. 57. № 1. P. 1–13.

*Mitchell D.A., Watts D.R., Wimbush M. et al.* // Upper circulation patterns in the Ulleung Basin. Deep-Sea Res. II 2005. V. 52. P. 1617–1638.

Mitchell D.A., Teague W.J., Wimbush M., Watts D.R., Sutyrin G.G. The Dok Cold Eddy // J. Phys. Oceanogr. 2005. V. 35. P. 273–288.

*Min D.H., Warner M.J.* Basin-wide circulation and ventilation study in the East Sea (Sea of Japan) using chlorofluo-
rocarbontracers. Deep-Sea Research II, 2005. V. 52. № 11– 13. P. 1580–1616.

*Nikitin A.A., Yurasov G.I.* Sinopticheskie vikhri Yaponskogo morya po sputnikovym dannym [Synoptic eddies in the Sea of Japan according to satellite observations] // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2008. № 5. P. 42–57. (In Russian).

*Nikitin\_A.A., Yurasov\_G.I., Vanin\_N.S.* Satellite observations of synoptic eddies and the geostrophic circulation of the Sea of Japan waters // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2012. V. 48. № 9. P. 980–992.

Nikitin A.A., Djakov B.S., Kapshiter A.V. The Primorskoe Current at standard sections and in satellite images of the Sea of Japan's surface // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V. 56. № 12. P. 1605–1614.

Oceanography of the East Sea (Japan Sea). eds K.-I. Chang, C.-I. Zhang, C. Park et al. Springer, 2016. 460 p.

*Ou H.W., Gordon A.* Subduction along a midocean front and the generation of intrathermocline eddies: a theoretical study // J. Phys. Oceanogr. 2002. V. 32. № 6. P. 1975–1986.

*Park K.-A., Chung J.Y., Kim K.* Sea surface temperature fronts in the East (Japan) Sea and temporal variations // Geophys, Res. Lett. 2004. V. 31. L07304.

https://doi.org/10.1029/2004GL019424

*Park A. K., Chung J. Y.* Spatial and temporal scale variations of sea surface temperature in the East Sea using NOAA/AVHRR data // J. Oceanogr. 1999. № 1. P. 271–288.

*Pegliasco C., Delepoulle A., Faugère Y.* Mesoscale eddy trajectories atlas delayed-time all satellites: version ME-TA3.1exp DT allsat.

https://doi.org/10.24400/527896/A01-2021.001.2021

*Pegliasco C., Delepoulle A., Manson E., Morrow R., Faugère Y., Dibarboure G.* META3.1exp: a new global mesoscale eddy trajectory atlas derived from altimetry // Earth Syst. Sci. Data, 2022. V. 14. P. 1087–1107.

Ponomarev V.I., Faiman P.A., Dubina V.A., Ladychenko S. Yu., Lobanov V.B. Sinopticheskaya vikhrevaya dinamika nad severo-zapadnym materikovym sklonom i shelfom Yaponskogo morya (modelirovanie i rezultaty distantsionnykh nablyudeniy) [Mesoscale eddy dynamics over the northwest Japan Sea continental slope and shelf (simulation and remote sensing results)] // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. 2011. V. 8. № 2. P. 100–104. (In Russian).

Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu. Statistical analysis of Lagrangian transport of subtropical waters in the Japan Sea based on AVISO altimetry data // Nonlinear Processes in Geophysics. 2017. V. 24. P. 89–99.

*Prelle R.H., Hogan P.J.* Oceanography of the Sea of Okhotsk and the Japan/East Seas. The Sea. 1998. V. 11. ed. by A.R. Robinson and K. H. Brink. John Wiley and Sons Inc. P. 429–481.

Gordon A.L., Giulivi C.F., Lee C.M., Bower A, Furey H.H., Talley L.D. Japan/East Sea Intra-thermocline eddies // J. Phys. Oceanogr. 2002. V. 32. № 6. P. 1960–1974.

Shin H.R., Shin C.W., Kim C. et al. Movement and structural variations of warm eddy WE92 for three years in the western East/Japan Sea // Deep-Sea Res. II. 2005. V. 52. № 11– 13. P. 1742–1762.

Taburet G., Sanchez-Roman A., Ballarotta M., Pujol M.-I., Legeais J.-F., Fournier F., Faugere Y., Dibarboure G. DU-ACS DT2018: 25 years of reprocessed sea level altimetry products // Ocean Sci., 2019. V. 15. P. 1207–1224.

*Takematsu M., Ostrovskii A.G., Nagano Z.* Observations of eddies in the Japan Basin Interior // J. Oceanogr. 1999. V. 55. № 1. P. 237–246.

Talley L.D., Min D.-H., Lobanov V.B., Luchin V.A., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Sherbina A.Y., Tishchenko P.Y., Zhabin I.A. Japan/East Sea Water Masses and Their Relation to the Sea's Circulation // Oceanography. 2006. V. 19.  $\mathbb{N}^{O}$  3. P. 32–49.

*Trusenkova O.O.* Variability of eddy kinetic energy in the Sea of Japan from satellite altimetry data // Oceanologyio 2014. V. 54.  $\mathbb{N}$  2. P. 8–16.

*Trusenkova O., Kaplunenko D.* Intra-annual sea level fluctuations and variability of mesoscale processes in the Northern Japan/East Sea from satellite altimetry data // Front. Mar. Sci. 2022. P. 866328–866460.

https://doi.org/10.3389/fmars.2022.866328

*Yabe I., Kawaguch Y., Wagawa T., Fujio S.* Anatomical study of Tsushima Warm Current: Determination of principal pathways and its variation // Prog. in Oceanogr. 2021. 194. 102590.

https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102590, 2021.

*Yurasov G.I., Yarichin V.G.* Techeniya Yaponskogo morya [Currents of the Sea of Japan]. Vladivostok: DVO AN USSR. 1991. 176 p. (In Russian).

Zhao N., Manda A., Han Z. Frontogenesis and frontolysis of the subpolar front in the surface mixed layer of the Japan Sea // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. P. 1498–1509. https://doi.org/10.1002/ 2013JC009419

# \_\_\_\_\_ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ \_\_\_\_\_ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

# КОРРЕКТИРОВКА ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ ДАННЫХ МТВЗА-ГЯ

© 2023 г. И. Н. Садовский<sup>а,</sup> \*, Д. С. Сазонов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт космических исследований РАН, Москва, Россия \*E-mail: ilya\_nik\_sad@mail.ru Поступила в редакцию 10.05.2023 г.

Представлено описание подхода, позволяющего контролировать качество географической привязки прибора МТВЗА-ГЯ и определять оптимальные значения корректирующих параметров. Проведенный анализ данных этого инструмента показал, что основной вклад в ошибки географической привязки вносят углы крена, тангажа и рыскания, определяющие несовпадение приборной системы координат с системой координат космического аппарата. В связи с этим был предложен итерационный алгоритм подбора этих углов, где в качестве минимизируемой функции использовалась разница измерений на восходящих и нисходящих полувитках МТВЗА-ГЯ. В результате применения данного алгоритма к результатам измерений МТВЗА-ГЯ за 2020 г. был проведен расчет средних значений корректирующих углов крена, тангажа и рыскания этого прибора. Найденные величины составили:  $(-0.84 \pm 0.15)^{\circ}$  для угла рыскания,  $(-0.44 \pm 0.14)^{\circ}$  для угла крена и (+1.13 ± 0.05)^{\circ} для угла тангажа. Было показано, что введение указанных углов в процедуру географической привязки МТВЗА-ГЯ позволяет существенно снизить ее ошибки. Так, среднее расхождение береговых линий, заимствованных из высокоточных географических баз данных и восстановленных по радиометрическим портретам, при выполнении корректировки географической привязки составляет 4.5 км.

*Ключевые слова:* дистанционное зондирование, СВЧ-радиометрия, микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ, спутник, радиометр, географическая привязка данных ДЗЗ **DOI:** 10.31857/S0205961423060076. **EDN:** DGFCJX

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Микроволновый сканер-зондировщик МТВЗА-ГЯ (модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы) в настоящее время представляется единственным российским радиометрическим инструментом, функционирующим на орбите (Барсуков и др., 2021). Прибор имеет характеристики, соответствующие действующим зарубежным аналогам и потенциально способен решать широкий спектр научных и прикладных задач дистанционного зондирования атмосферы, поверхности океана и суши (Ермаков и др., 2021).

Данные измерений МТВЗА-ГЯ поступают в центры приема ФБГУ "НИЦ Планета" (http://planet.iitp.ru/) дважды в сутки и оттуда, по запросу, – в ЦКП (Центр коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа данных спутниковых наблюдений Института космических исследований РАН (ИКИ РАН)) "ИКИ-Мониторинг". Здесь результаты измерений проходят первичную обработку до уровня L1B (с использованием программного комплекса предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ, созданного разработчиками аппаратуры), включающую распаковку, фильтрацию, геопривязку и калибровку, после чего сохраняются в архивах и могут быть предоставлены потребителям.

Анализ этих данных показывает, что один из основных этапов первичной обработки - географическая привязка, работает некорректно, что приводит к смещению радиотеплового портрета. формируемого МТВЗА-ГЯ, относительно реальной географической карты поверхности Земли. Наиболее четко это смещение наблюдается вблизи береговых линий, где соответствующий перепад между значениями радиояркостной температуры воды и суши может составлять более 100 К. Часть экспериментальных точек, излучение которых явно относится к поверхности суши, оказываются расположенными в океане, и наоборот. При этом, исходя из заявленных размеров пространственного элемента квантования сигнала (для всех радиометрических каналов) МТВЗА-ГЯ – 16 км. оценочная ошибка географической привязки составляет в некоторых случаях более 70 км (4-5 элементов разрешения).

Среди основных причин возникновения ошибок подобного характера выделяют: смещение спутниковых часов, представляющее собой разницу между показаниями спутниковых часов и всемирным координированным временем (*англ*. Coordinated Universal Time – UTC); систематическая несоосность прибора, когда положение надира не указывает на подспутниковую точку; зависящие от времени ошибки ориентации спутника (тангаж, крен и рыскание); неточность эфемеридных данных, используемых для прогнозирования положения спутника; ошибки моделирования программы сканирования прибора, такие как угол шага и т.п.

Подобные ошибки возникают при работе любых радиометрических сканеров, функционирующих на орбите. В ходе эксплуатации происходит их планомерное выявление, корректировка и последующий пересчет всего набора полученной информации, включая и готовые продукты. К сожалению, описание такого рода работ, относящихся к МТВЗА-ГЯ, в открытой литературе отсутствуют. А наличие ошибок геопривязки в данных уровня L1B свидетельствует, что они и не проводятся.

В связи с этим коллективом сотрудников ИКИ РАН были проведены работы по изучению процедуры геопривязки данных МТВЗА-ГЯ, ее детальному описанию (Садовский, Сазонов, 2022а), а также устранению ошибок, связанных с присутствием углов крена, тангажа и рыскания. Описанию последней задачи и посвящена содержательная часть настоящей публикации.

#### ВАРИАНТЫ РЕШЕНИЯ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ

Географическая привязка состоит в совмещении внутренней системы координат сформированного в результате конического сканирования и перемещения вдоль траектории космического аппарата прибором МТВЗА-ГЯ радиометрического изображения с географической системой координат. Другими словами, зная время проведения измерения и направление визирования прибора необходимо определить географическую широту и долготу точки пересечения луча визирования с поверхностью Земли.

Современные компьютерные технологии и средства обмена данными предоставляют возможность технической реализация даже самых сложных и точных алгоритмов географической привязки, учитывающих максимально широкий набор параметров, определяющих параметры движения и ориентации космического аппарата (КА). Несмотря на это всегда существует вероятность возникновения ошибок (часть из которых была приведена выше), снижающих качество геопривязки. Контроль этого процесса, судя по количеству и частоте появления в открытой печати работ на эту тему, ведется постоянно в отношении всех сканирующих радиометров как функционирующих в настоящее время, так и закончивших свою работу на орбите.

Основываясь на анализе работ по этой тематике можно выделить несколько основных подходов к решению данной проблемы.

1. Использование данных звездных датчиков для постоянной оценки текущей ориентации инструмента и в случае отклонения параметров движения от ожидаемых внесение оперативных изменений в алгоритм геопривязки.

2. Итерационные методы подбора корректирующих параметров (углов, временных лагов и т.п.) разной степени сложности (Han et al., 2016; Moradi et al., 2013; Poe et al., 2008; Purdy et al., 2006; Wiebe et al., 2008; Zhou et al., 2019), основанные на сравнении реальных и ожидаемых радиометрических портретов поверхности Земли с последующей минимизацией расхождений между ними. При формировании ожидаемых образов используются как самые общие физические представления, так и сложные модели формирования и переноса излучения, иногда включающие в себя и модели функционирования оборудования. Для оценки близости ожидаемых и формируемых образов также имеется довольно обширный арсенал методов, начиная с простого сравнения средних значений яркостной температуры в выделенном элементе поверхности и заканчивая многопараметрическими алгоритмами выделения береговых линий с последующим привлечением методов анализа динамических изображений.

3. Графические методы корректировки радиометрических изображений, широко применяемые при работе с фотоизображениями и включающие в себя масштабирование, повороты, проекционные трансформации и т.п.

Работы авторов настоящей публикации в направлении оценки точности геопривязки данных МТВЗА-ГЯ и ее последующей корректировки были начаты с рассмотрения вопроса возможности привлечения для этих целей информации, поступающей со звездных датчиков, установленных на борту спутника-носителя. КА оснащен тремя звездными датчиками, два из которых функционируют постоянно. Эта информация считается служебной и не включается в состав HDF-файлов (англ. Hierarchical Data Format) с результатами измерений МТВЗА-ГЯ, но может быть предоставлена по запросу. Работа с этими данными представляет собой самостоятельную задачу и встречает ряд затруднений, требующих отдельного обсуждения, выходящего за рамки настоящей публикации. Главной же причиной невозможности привлечения звездных датчиков для корректировки геопривязки МТВЗА-ГЯ представляется отсутствие данных о взаимном расположении систем координат прибора и космического аппарата (в данном контексте "отсутствие" означает невозможность нахождения данной информации в свободном доступе, в сети Интернет или в публикациях, посвященных описанию прибора). В отсутствие соответствующей матрицы, обеспечивающей прямой и обратный переход между этими системами координат (систем координат спутника-носителя и прибора), данные об ориентации КА попросту бесполезны с точки зрения поставленной задачи. Таким образом, использование первого подхода при корректировке геопривязки данных МТВЗА-ГЯ оказалось невозможным.

Третий подход в силу значительного прогресса в области обработки изображений позволяет выполнить точное совпадение истинной географической карты с радиометрическим изображением поверхности Земли, однако не содержит информации о корректирующих углах ориентации инструмента в пространстве, что не позволяет выполнить расчет параметров (углы встречи с Землей, углы засветки Солнцем, кроссполяризационные эффекты и т.п.), критически важных для последующего решения актуальных задач пассивной радиополяриметрии.

В связи с вышесказанным, усилия сотрудников ИКИ РАН были сосредоточены на применении подходов из второй, "радиометрической" группы (поскольку выбор минимизируемой функции, в основном, строится на известных радиофизических соотношениях). Следует отметить, что в литературе отсутствуют любые описания корректировки геопривязки МТВЗА-ГЯ. При этом данный инструмент имеет отличные от зарубежных аналогов параметры сканирования (угол встречи с Землей в районе  $65^{\circ}$ ), а также неописанную в литературе технологию аппаратного совмещения результатов измерений, относящихся к различным частотным каналам (лучей визирования). Соответственно, заранее было неизвестно - возможно ли в данной ситуации применение хорошо зарекомендовавших себя методов корректировки геопривязки зарубежных аналогов МТВЗА-ГЯ. Кроме этого, наиболее современные методы корректировки географической привязки, применяемые при анализе данных таких инструментов, как AMSR (англ. Advanced Microwave Scanning Radiometer) и SSMIS (англ. Special Sensor Microwave Imager/Sounder). требуют привлечения значительных вычислительных мощностей, которыми группа авторов не располагает.

Поэтому коллективом автором были опробованы три наиболее простые метода поиска корректирующих углов для выполнения геопривязки МТВЗА-ГЯ. Здесь под словом "метод" подразумевается выбор минимизируемой функции, а именно: минимизация разности средних значений яркости водной поверхности и поверхности суши в прибрежной зоне (Садовский, 2021); минимизация числа элементов разрешения на поверхности, где расхождения между измерениями, полученными на смежных восходящих и нисхо-

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023

дящих полувитках, превышает некоторый пороговый уровень (Садовский, Сазонов, 2022б); а также минимизация средних отклонений истинной береговой линии от восстановленной по максимальному контрасту на радиометрических портретах (Садовский, Сазонов, 2022б).

Следует отметить, что в рамках первого метода достичь удовлетворительных стабильных показателей точности геопривязки не удалось в силу отсутствия ярко выраженных глобальных минимумов минимизируемой функции. При этом получаемое облако решений в пространстве определяемых углов крена, тангажа и рыскания имело характерные размеры, превышающие значение 1°, что, очевидно, не могло обеспечить требуемую точность решения задачи. Третий метод показал наиболее качественные результаты, однако значительные затраты машинного времени и сложность процесса автоматизации выделения тестовых полигонов представляют существенную проблему при обработке длинных рядов данных. Поэтому данный метод был выделен в качестве проверочного для итоговой оценки качества геопривязки (см. разд. "Оценка качества геопривязки МТВЗА-ГЯ"). Оптимальным с точки зрения соотношения временные затраты/точность был выделен метод минимизации расхождений между измерениями, выполненными на восходящих и нисходящих витках. Его физическое обоснование, а также описание ключевых этапов реализации приведено ниже.

#### МИНИМИЗАЦИЯ РАСХОЖДЕНИЙ В ИЗМЕРЕНИЯХ НА ВОСХОДЯЩИХ И НИСХОДЯЩИХ ПОЛУВИТКАХ

Данный подход применяется для оперативной корректировки углов наблюдения многих систем пассивного дистанционного зондирования, например инструмента AMSU (*англ*. Advance Microwave Sounding Unit) (Moradi et al., 2013).

Физической основой метода служат следующие рассуждения. Модель формирования и переноса микроволнового излучения в системе "подстилающая поверхность — атмосфера" содержит несколько принципиальных компонент. А именно: излучение холодного космоса, дважды проходящее атмосферу и переотражающееся от поверхности; нисходящее излучение атмосферы, отраженное от поверхности и проходящее путь от поверхности до спутника; восходящее излучение атмосферы и, наконец, собственное излучение поверхности, проходящее путь через атмосферу от поверхности до спутника.

Если рассматривать условия безоблачной атмосферы, а также лишь те частотные каналы, которые работают в ее окнах прозрачности, то в сравнении с последней компонентой (излучением непосредственно самой поверхности) всеми остальными (вкладом излучения атмосферы, ее влиянием на распространение, излучением холодного космоса) можно пренебречь. Это позволяет выделить в качестве основных параметров, влияющих на результаты измерений яркостной температуры  $T_b$ , излучательную способность поверхности  $\varepsilon_S$  и ее физическую температуру  $T_S$ :  $T_b = \varepsilon_S T_S$ .

В микроволновом диапазоне разница между излучательной способностью водной поверхности  $\varepsilon_{sea}$  и суши  $\varepsilon_{land}$  отличается почти в два раза. Естественно, этот параметр является функцией большого числа переменных – частоты, поляризации, диэлектрических свойств, геометрии и т.д. Для наглядности приводимых рассуждений ограничимся лишь "крайними" его значениями среднее значение  $\varepsilon_{sea}$  составляет 0.5, а соответствующее значение для суши  $\varepsilon_{land} = 0.9$ . Это обеспечивает существенные различия в регистрируемых сигналах при наблюдении участков водной поверхности и земли. Так, зафиксировав физическую температуру двух сред на уровне 270 К, мы получим 243 К для наблюдений суши и всего 135 К для воды.

Если географическая привязка выполнена корректно, то расхождения между измерениями, полученными на восходящих и нисходящих полувитках для одного и того же элемента поверхности будут незначительными (естественно, в сравнении с разницей яркостной температурой воды и суши) и обусловлены суточными вариациями физической температуры, излучательной способности и условий проведения измерений. В среднем это значение редко превышает 20 К (для любых частотных каналов и поляризаций при угле встречи с землей 50...65°).

При возникновении ошибок в геопривязке (по любой из причин, описанных во Введении) происходит сдвиг формируемых радиометрических изображений относительно реальной географической карты. При этом измерения, относимые к поверхности суши, в реальности соответствуют водной поверхности, и наоборот. Величина ошибки в измеряемой яркости при этом превышает 100 К, что существенно выше вариаций радиояркости из-за изменения любых физических параметров системы и в связи с этим может служить надежным индикатором качества геопривязки. Следует отметить, что это имеет зеркальный эффект для восходящих и нисходящих полувитков, а при расчете карты распределения параметра  $\Delta T_b = T_{b\_asc} - T_{b\_disc} (T_{b\_asc} \lor T_{b\_disc} - \text{pe-}$ зультаты измерений на восходящих и нисходящих полувитках, соответственно) ошибка складывается и достигает 200 К. Естественно, что данный эффект проявляется в точках перехода "вода-суша", т.е. вблизи береговых линий.

Следует обратить внимание, что по внешнему виду распределения функции  $\Delta T_b$  у береговых линий можно, не проводя дополнительных расчетов. определить потенциальный источник возникающих ошибок в геопривязке. Так, вариации углов тангажа и появление ошибок установки временных меток приводят к существенному росту  $\Delta T_b$  на северных и южных береговых линиях островов и континентов, пересекаемых условной траекторией движения спутника перпендикулярно. При этом знак функции  $\Delta T_b$  указывает на положительный/отрицательный угол тангажа или запаздывание/опережение временных меток. Аналогичные выводы можно сделать в ходе анализа характера  $\Delta T_b$  у восточных/западных береговых линий (пересекаемых перпендикулярно лучом сканирования), учитывая, что они идентифицируют появление углов рыскания и крена.

#### АЛГОРИТМ ПОИСКА КОРРЕКТИРУЮЩИХ УГЛОВ

Предложенный в настоящей работе алгоритм поиска корректирующих углов крена, тангажа и рыскания схож с описанным в публикации (Moradi et al., 2013). Среди основных отличий следует указать два, и оба обусловлены различием в схемах сканирования. Так, инструмент AMSU имеет поперечное сканирование, а прибор МТВЗА-ГЯ – коническое. Это. с одной стороны, позволяет при работе с данными измерений МТВЗА-ГЯ избежать вариаций яркости подстилающей поверхности за счет изменения угла встречи с землей, а значит, выбор пороговой разницы функции  $\Delta T_h$  упрощается ввиду ее большей стабильности. С другой стороны, при поперечном сканировании существенно упрощаются функциональные зависимости  $\Delta T_b$  от искомых углов крена, тангажа и рыскания системы. В свою очередь, это приводит к отсутствию ярко выраженных локальных минимумов минимизируемой функции и позволяет осуществлять независимый последовательный подбор интересующих углов. За счет более сложной геометрии сканирования у МТВЗА-ГЯ (естественно, речь идет о сложности связи получаемых распределений  $\Delta T_b$  вблизи береговых линий при изменении каждого из корректирующих углов) последовательный подбор углов оказывается невозможным ввиду постоянного "сваливания" решений в локальные минимумы и существенным ошибкам получаемых решений. Наиболее простым выходом из данной ситуации видится одновременная генерация и смена всех трех корректирующих углов на каждой итерации.

Общая схема алгоритма представлена на рис. 1.

На первом этапе реализации алгоритма происходит установка параметров поиска и начальных



Рис. 1. Общая схема алгоритма поиска корректирующих углов крена, тангажа и рыскания для МТВЗА-ГЯ.



Рис. 2. Расположение сформированных наборов углов в пространстве углов крена, тангажа и рыскания.

значений искомых углов: начальные углы крена  $\alpha_{\kappa}^{0}$ , тангажа  $\alpha_{\tau}^{0}$  и рыскания  $\alpha_{p}^{0}$  имеют нулевые значения; шаг изменения угла для текущей итерации  $\Delta \alpha = 1.6^{\circ}$  (одинаковый для всех трех углов); уровень функции  $\Delta T_{b}$ , при превышении которого будет принято решение об ошибочной географической привязке пикселя, равен 20 К; минимально допустимый шаг по углу, при котором принимается решение о завершении поиска  $\Delta \alpha_{min}$ , составляет 0.02°.

Далее, на основании входных данных, выполняется формирование семи наборов ( $P_i$ ) корректирующих углов по следующему алгоритму (графическое представление наборов в пространстве этих углов приведено на рис. 2):

$$P_{0} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0}, \alpha_{\mathrm{K}}^{0}, \alpha_{\mathrm{p}}^{0}\right),$$

$$P_{1} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0} + \Delta\alpha, \alpha_{\mathrm{K}}^{0}, \alpha_{\mathrm{p}}^{0}\right),$$

$$P_{2} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0} - \Delta\alpha, \alpha_{\mathrm{K}}^{0}, \alpha_{\mathrm{p}}^{0}\right),$$

$$P_{3} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0}, \alpha_{\mathrm{K}}^{0} + \Delta\alpha, \alpha_{\mathrm{p}}^{0}\right),$$

$$P_{4} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0}, \alpha_{\mathrm{K}}^{0} - \Delta\alpha, \alpha_{\mathrm{p}}^{0}\right),$$

$$P_{5} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0}, \alpha_{\mathrm{K}}^{0}, \alpha_{\mathrm{p}}^{0} + \Delta\alpha\right),$$

$$P_{5} = \left(\alpha_{\mathrm{T}}^{0}, \alpha_{\mathrm{K}}^{0}, \alpha_{\mathrm{p}}^{0} + \Delta\alpha\right),$$

$$P_{6} = \left(\alpha_{m}^{0}, \alpha_{\kappa}^{0}, \alpha_{\mathrm{p}}^{0} - \Delta\alpha\right).$$

Для каждого из сформированных наборов, на основе суточных измерений МТВЗА-ГЯ (включающих 14 восходящих и 14 нисходящих полувитков) выполняется операция географической привязки в соответствии с методикой, разработанной авторами настоящей публикации и подробно описанной в работе (Садовский, Сазонов, 2022а). В результате этой операции каждому измерению МТВЗА-ГЯ ставятся в соответствие географические координаты на поверхности Земли. Результаты географической привязки накладываются на регулярную сетку с шагом 0.25° отдельно для восходящих и нисходящих полувитков. Далее рассчитываются функции разности измерений  $\Delta T_h$  для тех областей, где имеются пересечения полос обзора. Следует отметить, что несмотря на то, что однократное выполнение перечисленных операций требует малых затрат машинного времени, их повторение при дальнейших итерациях становится заметным. В связи с этим в целях ускорения вычислений, во-первых, анализируются лишь прибрежные зоны (полосы шириной 400 км.  $\pm$  200 км от истинной береговой линии). и, во-вторых, не по всей поверхности Земли, а только в выделенных тестовых полигонах (их описание будет дано в следующем разделе). В результате выполненной операции формируются изображения (карты распределения  $\Delta T_b$ ), аналогичные представленным на рис. 3. На них выделяются пиксели, в которых величина  $\Delta T_h$  превышает заданный пороговый уровень (20 К) (см. рис. 3) и производится подсчет их количества N<sub>i</sub><sup>error</sup>. Индекс "i" соответствует каждому из семи наборов углов  $P_i$ .

Сравнивая между собой полученные значения  $N_i^{error}$  можно выделить набор углов, для которых  $N_i^{error}$  имеет минимальное значение. В случае если оно соответствует "центральному" набору  $P_0$ , то на следующей итерации он останется неизменным, но проводится уменьшение шага по углу  $\Delta \alpha$  вдвое, и все перечисленные операции алгоритма повторяются для вновь сформированных наборов  $P_i$ . Если же минимальное число пикселей соответствует другому набору углов (не  $P_0$ ), то именно он становится "центральным" ( $P_0$ ) на следующей итерации и, как и в первом случае, все операции алгоритма повторяются (с сохранением прежнего шага  $\Delta \alpha$ ).

Критерием нахождения оптимального сочетания корректирующих углов крена, тангажа и рыскания или, другими словами, критерием завершения итерационного цикла описанных операций становится достижение шага  $\Delta \alpha$  заданного значения  $\Delta \alpha_{min}$  (в нашем случае 0.02°). Для геометрии сканирования МТВЗА-ГЯ подобная точность подбора корректирующих углов геопривязки соответствует смещению по поверхности Земли на величину ~0.8 км, что более чем достаточно с учетом размера элемента разрешения МТВЗА-ГЯ (16 км).



**Рис. 3.** Демонстрация результатов расчета функции  $\Delta T_b$  в прибрежной зоне (слева) и выделения пикселей в соответствии с заданным критерием (справа).

В рамках выполненных исследований были рассмотрены следующие вопросы: использование в рамках алгоритма разных пороговых уровней функции  $\Delta T_b$ ; изменение ширины прибрежной полосы, где проводится анализ; возможность работы с изображениями, синтезированными за три и семь дней измерений. Не вдаваясь в детали можно утверждать, что отклонение от описанных выше настроек алгоритма приводило к снижению точности решения задачи либо за счет резкого уменьшения объема выборки, либо за счет существенного сглаживания глобального минимума функции  $N^{error}(\alpha_{\rm T}, \alpha_{\rm K}, \alpha_{\rm p})$ . Оптимизация данных

функции  $N = (\alpha_{\tau}, \alpha_{\kappa}, \alpha_{p})$ . Оптимизация данных параметров алгоритма не была целью настоящей работы, и этот вопрос будет рассмотрен в будущем.

#### ПОИСК КОРРЕКТИРУЮЩИХ УГЛОВ ДЛЯ МТВЗА-ГЯ

Описанный выше алгоритм поиска корректирующих углов крена, тангажа и рыскания применялся для полного набора данных измерений МТВЗА-ГЯ, полученных с этого прибора за 2020 г. Данные измерений, прошедшие первичную обработку до уровня L1B (с использованием программного комплекса предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ) были предоставлены для анализа сотрудниками АО "Российские космические системы". После сортировки (включающей выбраковывание ошибочных и неполных данных), выполняемой в автоматическом режиме комплексом предварительной обработки, набор данных составил 281 сутки измерений.

Для каждого дня измерений выполнялся поиск оптимальных корректирующих углов в соответствии с алгоритмом, описанным выше. Независимо анализировались данные на частотах МТВЗА-ГЯ, слабо

Анализ представленных данных позволяет атическом режиме обработки, набор срений. Анализ представленных данных позволяет сделать следующие выводы: найденные значения корректирующих углов имеют ярко выраженные

37.5 ГГп.

корректирующих углов имеют ярко выраженные средние значения, обладают малой дисперсией и практически во всех из них (об этом будет сказано ниже) отсутствуют сезонные тренды. Максимальный разброс в абсолютных величинах наблюдается для угла рыскания, далее следуют углы крена и

(или относительно слабо) подверженных влия-

нию атмосферных процессов. К ним были отне-

сены частотные каналы 10.5, 18.7, 23.8, 31.5 и 36.7 ГГц.

Для всех частотных каналов использовались результаты измерений, полученные только на гори-

зонтальной поляризации, учитывая, что на угле

встречи с Землей, соответствующей геометрии ска-

нирования МТВЗА-ГЯ, именно горизонтальной

поляризации соответствует максимальная раз-

рых проводилась минимизация функции  $\Delta T_b$ , вы-

полнялось для каждой из четырех тестовых зон, выбранных для анализа: "Австралия", "Африка",

"Южная Америка" и "Средиземноморье" (рис. 4).

В случае если для какой-либо из зон отсутствова-

ли данные измерений (нисходящих, восходящих или обоих типов), она исключалась из анализа.

корректирующих углов крена, тангажа и рыска-

ния МТВЗА-ГЯ была решена более 5.5 тыс. раз

(281 день, 4 тестовые зоны, 5 частот), на что по-

требовалось (с учетом распараллеливания вычислительных процессов) более 15 суток машинного

времени. Результаты вычислений группирова-

лись по частотам и тестовым зонам. В качестве

примера на рис. 5 приведены результаты опреде-

ления углов крена, тангажа и рыскания для региона "Африка", полученные при работе с частотой

Таким образом, задача поиска оптимальных

Выделение прибрежных зон, в пределах кото-

ность в излучении суши и водной поверхности.



Рис. 4. Расположение тестовых зон, использованных в алгоритме (тонкие сплошные линии), а также тестовых участ-ков с указанием номеров, для которых проводилась итоговая оценка качества геопривязки (толстые сплошные линии).

тангажа. При этом решения, получаемые для углов рыскания и крена, находятся в противофазе, что легко объясняется с учетом их влияния на поведение пятна диаграммы направленности антенны на поверхности (Садовский, Сазонов, 2022а).

Результаты обработки, полученные для каждой тестовой зоны и всех анализируемых частот (аналогичные представленным на рис. 5), усреднялись с нахождением величины среднеквадратического отклонения σ. На рис. 6 приведены обобщенные зависимости среднегодовых значений  $\alpha_{\kappa}$ ,  $\alpha_{\tau}$  и  $\alpha_{p}$  от частоты канала. Границы доверительных интервалов установлены на уровне  $\pm \sigma$ . Разные цвета соответствуют каждой из четырех тестовых зон. Анализ представленных зависимостей позволяет сделать следующие выводы: значения, полученные для разных регионов, изменяются синхронно с частотой анализируемого канала; значения, полученные для "Южной Америки" и "Австралии" практически совпадают; аналогичное замечание касается "Африки" и "Средиземноморья"; значения, полученные на частотах 18.7, 31.5 и 36.7 ГГц, отличаются на величину, меньшую среднеквадратичного отклонения.

Вопрос об особенностях поведения корректирующих углов на частотах 10.5 и 23.8 ГГц рассматривался отдельно. Так, на примере модельной задачи было показано, что сильная асимметрия пятна диаграммы направленности антенны на поверхности существенно изменяет радиотепловой портрет береговой зоны, становящийся, по сути, функцией угла взаимной ориентации береговой линии и траекторией полета спутника-носителя. Данный вывод хорошо согласуется с результатами, полученными для частоты 10.5 ГГц, для которого, с учетом геометрии сканирования МТВЗА-ГЯ и размеров апертуры его антенной системы, пятно диаграммы направленности имеет форму эллипса с размерами порядка 198 × 89 км. В связи с наличием такой особенности результаты, полученные на этом частотном канале, были исключены из дальнейшего анализа.

Также были исключены и результаты, полученные на частоте 23.8 ГГц в связи с их высокой чувствительностью к концентрации водяного пара в атмосфере. На примере тестовой зоны "Австралия" было показано, что сильное расширение экваториальной зоны повышенной влажности в зимний период приводит к тому, что разность значений среднесуточной измеряемой яркостной температуры суши и океана (с учетом атмосферы) падает до величин, не позволяющих корректно реализовать предложенный алгоритм для северного побережья "Австралии" (как и для других, близких к экватору областей). Это, в свою очередь, приводит к возникновению ошибок сезонного характера, не обнаруживаемых на других частотных каналах.

К настоящему моменту так и не решен вопрос о причинах существенных отличий результатов для тестовой зоны "Средиземноморье". Как вид-



**Рис. 5.** Результаты определения корректирующих углов крена, тангажа и рыскания по данным измерений МТВЗА-ГЯ за 2020 год. Каждая точка — результат обработки данных за одни сутки. Частота — 37.5 ГГц. Горизонтальная поляризация. Тестовый регион — "Африка".

но из представленных зависимостей, отличающиеся результаты получены для всех оставшихся каналов: 18.7, 31.5 и 36.7 ГГц. По предположению авторов это представляется следствием достаточно сложной формы береговой линии, не свойственной другим тестовым зонам. В силу того, что объективных причин для исключения этой тестовой зоны у авторов не было, результаты данного региона вошли в итоговую статистику решений.

Усреднение полученных решений по всем частотным каналам и тестовым зонам позволило получить итоговые значения углов крена, тангажа и рыскания для корректировки географической привязки данных МТВЗА-ГЯ:  $\alpha_p = (-0.84 \pm 0.15)^\circ$ ,  $\alpha_k = (-0.44 \pm 0.14)^\circ$  и  $\alpha_T = (+1.13 \pm 0.05)^\circ$ .

# ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ГЕОПРИВЯЗКИ МТВЗА-ГЯ

Как уже было отмечено ранее, один из подходов в поиске корректирующих углов крена, тангажа и рыскания — минимизация расхождений истинной береговой линии и восстановленной по радиометрическим изображениям. Его реализация требует существенных вычислительных мощностей, что вызывает серьезные проблемы при обработке больших массивов данных (результаты измерений за год, работа с полными радиометрическими портретами Земли). С учетом этого факта, а также высокой точности данного подхода метод был использован авторами в качестве независимой оценки качества географической привязки данных МТВЗА-ГЯ.



**Рис. 6.** Усредненные за год значения корректирующих углов крена, тангажа и рыскания. Комментарии приведены в тексте.

Физической основой подхода служит наличие как сильной разницы в излучении суши и океана, так и эффекта свертки наблюдаемой истинной картины уходящего излучения поверхности с диаграммой направленности антенны радиометрического приемника. Исходная картина излучения имеет резкие (в масштабах геометрии спутниковых измерений) границы в интенсивности излучения при переходе "вода-суша" (в случае горизонтальной поляризации, скачок составляет более 100 К). Антенная система приемника, двигаясь вдоль линии сканирования, пересекающей береговую линию, сглаживает этот переход. Таким образом, задача определения точки пересечения линии визирования радиометра с реальной береговой линией сводится к определению положения максимума производной яркостной температуры, как функции координат элемента разрешения на поверхности.

Исследованию особенностей поиска координат береговой линии по радиометрическим изображениям посвящено достаточно большое количество работ. Основные сложности представляют сильно изрезанные береговые линии, когда их радиус кривизны оказывается меньше характерных размеров элемента разрешения антенной системы радиометра. Дополнительные сложности вызывают атмосферные явления на частотах, чувствительных к вариациям температуры и влажности нижних слоев тропосферы. Помимо этого, усложнение задачи происходит в случае, если траектория сканирования отличается от прямой линии (как в случае систем с поперечным сканированием) и представляет собой сектор винтовой линии. вытянутой вдоль траектории подспутниковой точки (как в случае систем с коническим сканированием, к которым относится МТВЗА-ГЯ).

В качестве первой самостоятельной реализации указанного подхода к данным МТВЗА-ГЯ коллективом авторов была выполнена следующая процедура. На первом шаге результаты измерений накладывались на регулярную сетку размером 0.25°. Далее были отобраны несколько тестополигонов, включающих протяженные вых участки береговых линий (см. рис. 4). При этом соблюдалось выполнение трех основных требований – максимальная гладкость, меридиональная или параллельная ориентация, наличие "зеркальных" пар тестовых участков (например, тестовый участок с меридиональным расположением береговой линии и восточным расположением суши дополнялся меридиональным полигоном с восточным расположением морской поверхности). Далее, в соответствии с описанным выше подходом, определялось положение береговой линии на радиометрических изображениях (рис. 7, красная сплошная линия на левом изображении). При этом анализировались зависимости яркостной температуры не вдоль истинных траекторий сканирования на поверхности, а вдоль фиксированных меридианов и параллелей. На следующем шаге определялось расстояние между истинной береговой линией (см. рис. 7, черная сплошная линия на левом изображении) и восстановленной (красная сплошная линия). Здесь также вычислялось расстояние между кривыми вдоль одной широты (среднее изображение на рис. 7). На последнем этапе оценивались статистические параметры полученных расхождений для каждого из тестовых участков (правое изображение на рис. 7).

Применение описанного подхода при анализе качества географической привязки данных МТВЗА-ГЯ позволило получить следующие результаты:



Рис. 7. К вопросу определения точности географической привязки по расположению истинной и восстановленной береговой лини. Оценка качества геопривязки МТВЗА-ГЯ без использования корректирующих коэффициентов. Тестовый участок № 1 на восточном побережье Австралии. Пояснения даны в тексте.

1. Если при географической привязке МТВЗА-ГЯ не используются корректирующие углы крена, тангажа и рыскания, то средние значения смещения истинной и восстановленной береговых линий (для шести тестовых полигонов) составляют 53.70 ± 13.61 км.

2. В настоящее время при использовании корректирующих углов (информация, что углы используются, получена из личного обсуждения с разработчиками аппаратуры, но их точные значения неизвестны), комплекс предварительной оперативной обработки данных МТВЗА-ГЯ обеспечивает точность геопривязки в диапазоне 20.03 ± 6.77 км.

3. Использование приведенных в настоящей работе корректирующих углов позволяет достичь расхождения между истинной и восстановленной береговыми линиями в 4.36 ± 3.54 км.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанный в настоящей работе алгоритм позволяет определять смещение системы координат инструмента МТВЗА-ГЯ относительно системы координат спутника-носителя "Метеор-М" № 2-2. Предложенный подход основан на сравнении синтезированных суточных полей разности измерений, поступающих со сканера-зондировщика на восходящих и нисходящих полувитках. В результате применения его к данным измерений МТВЗА-ГЯ, полученным за 2020 г., было показано, что МТВЗА-ГЯ имеет ошибку ориентации относительно строительных осей спутника-носителя, характеризующуюся следующими значениями: угол рыскания составляет ( $-0.84 \pm 0.15$ )°, угол крена –  $(-0.44 \pm 0.14)^{\circ}$ , угол тангажа –  $(+1.13 \pm 0.05)^{\circ}$ . Приведенные значения соответствуют всем частотным каналам, поскольку в МТВЗА-ГЯ реализована функция аппаратного совмещения лучей,

а результаты измерений на всех частотах и поляризациях сопровождаются едиными координатами наблюдаемых элементов поверхности. Использование найденных корректирующих углов при реализации операции географической привязки данных МТВЗА-ГЯ позволило практически в пять раз улучшить ее точность и обеспечить совпадение формируемого радиометрического портрета и географической карты с ошибкой порядка 4.5 км.

Авторы надеются, что наличие детального описания операции географической привязки данных МТВЗА-ГЯ (Садовский и Сазонов, 2022а) и материалов данной публикации обеспечат возможность самостоятельной реализации и корректировки этого процесса заинтересованными пользователями, что будет способствовать повышению востребованности данных МТВЗА-ГЯ при решении практических задач дистанционного зондирования Земли. Также авторы выражают надежду, что проведенные исследования будут полезны при обработке данных последующих приборов этой серии.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы "Мониторинг" (госрегистрация № 122042500031-8).

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность: Комаровой Н.Ю. (ИКИ РАН) за помощь в оформлении материалов работы; А.М. Стрельцову (АО "Российские космические системы") за своевременное и оперативное предоставление предобработанных данных измерений МТВЗА-ГЯ, использованных в работе; А.А. Мазурову (ИКИ РАН) за полезное обсуждение получаемых результатов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсуков И.А., Болдырев В.В., Гаврилов М.И., Евсеев Г.Е., Егоров А.Н., Ильгасов П.А., Панцов В.Ю., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковая СВЧ-радиометрия для решения задач дистанционного зондирования Земли// Ракетнокосм. приборостроение и информац. системы. 2021. Т. 8. Вып. 1. С. 11–23.

Ермаков Д.М., Кузьмин А.В., Мазуров А.А., Пашинов Е.В., Садовский И.Н., Сазонов Д.С., Стерлядкин В.В., Чернушич А.П., Черный И.В., Стрельцов А.М., Шарков Е.А., *Екимов Н.С.* Концепция потоковой обработки данных российских спутниковых СВЧ-радиометров серии МТВЗА на базе ЦКП "ИКИ-Мониторинг"// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 298–303.

https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303 Садовский И.Н. Корректировка географической привязки данных микроволнового сканера-зондировщика МТВЗА-ГЯ // Материалы 19-й Международ. конф. "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". 15–19 нояб. 2021, ИКИ РАН, Москва. 2021. С. 58.

https://doi.org/10.21046/19DZZconf-2021a.

Садовский И.Н., Сазонов Д.С.(2022а) Географическая привязка данных дистанционных радиометрических измерений МТВЗА-ГЯ// Исслед. Земли из космоса. 2022. Т. 202. № 6. С. 101–112.

https://doi.org/10.31857/S0205961422060100

Садовский И.Н., Сазонов Д.С. (2022б) Повышение точности географической привязки данных измерений МТВЗА-ГЯ // Материалы 20-й Международной конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". 14–18 нояб. 2022, ИКИ РАН, Москва. 2022. С. 63.

https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a.

Han Y., Weng F., Zou X., Yang H., Scott D. Characterization of geolocation accuracy of Suomi NPP Advanced Technology Microwave Sounder measurements// J. Geophysical Research: Atmospheres. 2016. V. 121. P. 4933–4950. https://doi.org/10.1002/2015JD024278

*Moradi I., Meng H., Ferraro R.R., Bilanow S.* Correcting Geolocation Errors for Microwave Instruments Aboard NOAA Satellites // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. Iss. 6. P. 3625–2637. https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2225840

*Poe G.A., Uliana E.A., Gardiner B.A., von Rentzell T.E., Kunkee D.B.* Geolocation Error Analysis of the Special Sensor Microwave Imager/Sounder// IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.2008.V. 46. Iss. 4. P. 913–922. https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.917981

Purdy W.E., Gaiser P.W., Poe G.A., Uliana E.A., Meissner T., Wentz F.J. Geolocation and Pointing Accuracy Analysis for the WindSat Sensor // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.2006.V. 44. Iss. 3. P. 496–505. https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.858415

Wiebe H., Heygste G., Meyer-Lerbs L. Geolocation of AMSR-E data// IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.2008.V. 46. Iss. 10. P. 3098–3103.

https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.919272

Zhou J., Yang H., Anderson K. SNPP ATMS On-Orbit Geolocation Error Evaluation and Correction Algorithm // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing.2019. V. 57. Iss. 6. P. 3802–3812.

https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2887407

# **Correction Procedure for MTVZA-GYa Georeference**

## I. N. Sadovsky<sup>1</sup> and D. S. Sazonov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Space Research Institute, Moscow, Russia

This paper presents a description of an approach that makes it possible to control the quality of the MTVZA-GYa georeferencing and determine the optimal values of the corrective parameters. The analysis of the data

of this instrument showed that the main contribution to the georeferencing errors are made by the angles of roll, pitch and yaw, which determine the mismatch between the instrumental coordinate system and the spacecraft coordinate system. In this regard, an iterative algorithm for detecting these angles was proposed, where the difference in measurements on the ascending and descending orbit half-passes of the MTVZA-GYa was used as the minimized function. As a result of applying this algorithm to the results of measurements of the MTVZA-GYa for 2020, the average values of the correcting roll, pitch and yaw angles of this instrument were calculated. The following values were found:  $(-0.84 \pm 0.15)^\circ$  for yaw angle,  $(-0.44 \pm 0.14)^\circ$  for roll angle and  $(+1.13 \pm 0.05)^\circ$  for the pitch angle. It was shown that the introduction of these angles into the MT-VZA-GYa georeferencing procedure can significantly reduce its errors. Thus, the average discrepancy between coastlines borrowed from high-precision geographic databases and reconstructed from radiometric portraits is 4.5 km when georeferencing is performed using this correction angles.

*Keywords:* remote sensing, microwave radiometry, microwave scanner/sounder MTVZA-GYa, satellite, radiometer, remote sensing data georeferencing

#### REFERENCES

Barsukov I.A., Boldyrev V.V., Gavrilov M.I., Evseev G.E., Egorov A.N., Il'gasov P.A., Panczov V.Yu., Strel'nikov N.I., Strel'czov A.M., Chernyj I.V., Chernyavskij G.M., Yakovlev V.V. Sputnikovaya SVCh-radiometriya dlya resheniya zadach distancionnogo zondirovaniya Zemli [Satellite microwave radiometry for Earth remote sensing] // Raketno-kosm. priborostroenie i informacz. sistemy. 2021. V. 8. № 1. P. 11– 23. (In Russian).

https://doi.org/10.30894/issn2409-0239.2021.8.1.11.23

Ermakov D.M., Kuz'min A.V., Mazurov A.A., Pashinov E.V., Sadovsky I.N., Sazonov D.S., Sterlyadkin V.V., Chernushich A.P., Chernyj I.V., Strel'czov A.M., Sharkov E.A., Ekimov N.S. Koncepciya potokovoj obrabotki dannyh rossijskix sputnikovyh SVCh-radiometrov serii MTVZA na baze CzKP "IKI-Monitoring" [The concept of streaming data processing of Russian satellite microwave radiometers of the MTVZA series based on IKI-Monitoring Center for Collective Use] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2021. V. 18. № 4. P. 298–303. (In Russian).

https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303.

Sadovsky I.N. Korrektirovka geograficheskoi privyazki dannykh mikrovolnovogo skanera-zondirovshchika MTVZA-GYa [Correction of georeferencing data of the microwave scanner-sounder MTVZA-GYa] // Materialy 19-i Mezhdunarod.konf. "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa". 15–19 Nov. 2021, IKI RAN, Moskva. 2021. P. 58. (In Russian).

https://doi.org/10.21046/19DZZconf-2021a

Sadovsky I.N., Sazonov D.S. (2022a) Geograficheskaya privyazka dannykh distantsionnykh radiometricheskikh izmerenii MTVZA-GYA [Geographic Reference of MTV-ZA-GYa Radiometric Remote-Sensing Data] // Issled. Zemli iz kosmosa. 2022. V. 202. № 6. P. 101–112. (In Russian).

https://doi.org/10.31857/S0205961422060100

Sadovsky I.N., Sazonov D.S. (2022b) Povyshenie tochnosti geograficheskoi privyazki dannykh izmerenii MTVZA-GYa [Improving the accuracy of georeferencing of MTVZA-GYa measurements data]// Materialy 20-i Mezhdunarodnoi konferentsii "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa". 14–18 nov. 2022, IKI RAN, Moskva. 2022. P. 63. (In Russian). https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a

Han Y., Weng F., Zou X., Yang H., Scott D. Characterization of geolocation accuracy of Suomi NPP Advanced Technology Microwave Sounder measurements // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2016. V. 121. P. 4933–4950. https://doi.org/10.1002/2015JD024278

*Moradi I., Meng H., Ferraro R.R., Bilanow S.* Correcting Geolocation Errors for Microwave Instruments Aboard NOAA Satellites // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. Iss. 6. P. 3625–2637. https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2225840

*Poe G.A., Uliana E.A., Gardiner B.A., von Rentzell T.E., Kunkee D.B.* Geolocation Error Analysis of the Special Sensor Microwave Imager/Sounder // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2008.V. 46. Iss. 4. P. 913–922. https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.917981

*Purdy W.E., Gaiser P.W., Poe G.A., Uliana E.A., Meissner T., Wentz F.J.* Geolocation and Pointing Accuracy Analysis for the WindSat Sensor // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2006.V. 44. Iss. 3. P. 496–505. https://doi.org/10.1109/TGRS.2005.858415.

*Wiebe H., Heygste G., Meyer-Lerbs L.* Geolocation of AMSR-E data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2008.V. 46. Iss. 10. P. 3098–3103. https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.919272

*Zhou J., Yang H., Anderson K.* SNPP ATMS On-Orbit Geolocation Error Evaluation and Correction Algorithm // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2019. V. 57. Iss. 6. P. 3802–3812.

https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2887407

# \_\_\_\_\_ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ \_\_\_\_\_ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

# РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ АВТОМАТИЧЕСКОГО ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ НА ОСНОВЕ НЕЙРОСЕТЕВОГО ПОДХОДА

© 2023 г. Г. А. Гришков<sup>а,</sup> \*, И. О. Нафигин<sup>а</sup>, С. А. Устинов<sup>а</sup>, В. А. Петров<sup>а</sup>, В. А. Минаев<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва, Россия \*E-mail: gorgulini@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.04.2023 г.

Целью научной работы является изучение потенциала нейросетевых технологий в области извлечения линейных структур из цифровых моделей рельефа SRTM. Линейные структуры, также известные как линеаменты, играют важную роль при заверке известных разломов, выявлении разломнотрещинных структур, детализации каркаса разрывных нарушений, а также при разведке полезных ископаемых. Их точное и эффективное извлечение при решении обозначенных задач имеет принципиальное значение. Привлечение нейросетевых технологий дает ряд преимуществ перед последовательными алгоритмами. включая возможность поиска универсальных критериев для выделения линеаментов на основе обучающей выборки. В работе рассматривается комплексная инновационная методология, включающая несколько ключевых этапов. Первый этап является авторским методом подготовки данных, который помогает обеспечить качество обучающей выборки и минимизировать влияние шума. Второй этап заключается в разработке алгоритма векторизации результатов работы нейронной сети, позволяющего легко экспортировать результаты (линеаменты) в географическую информационную систему (ГИС). Третий этап обеспечивает метод минимизации шумовой составляющей обучающей выборки и оптимизации выбора синаптических весовых коэффициентов путем дообучения нейронной сети с использованием смоделированных данных, отражающих различные условия локализации линеаментов. Для верификации полученных результатов проведено пространственное сравнение линейных структур, извлеченных нейронной сетью, и линеаментов, выделенных оператором. Результаты этого сравнения демонстрируют высокий потенциал предложенного подхода и показывают, что использование нейросетевых технологий является актуальным и перспективным подходом для решения задачи извлечения линейных структур из цифровых моделей рельефа. Сделаны положительные выводы о целесообразности использования полученных результатов для их практического применения в области наук о Земле.

*Ключевые слова*: линеаменты, нейронные сети, цифровая модель рельефа, линейные структуры, неотектоника, геоинформационная система, разрывные нарушения, python, tensorflow, keras **DOI**: 10.31857/S0205961423060040, **EDN**: DGOQRA

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В последние годы число задач, для решения которых применяются нейронные сети, постоянно увеличивается. В основе нейросетевых технологий лежат не стандартные алгоритмические условия, как в большинстве программного обеспечения, а вероятностная модель, использующая регрессионный или классификационный подход для прогнозирования результата (Гришков и др., 2021). Кроме того, с развитием вычислительных методов (Dramsch, 2020) и совершенствованием технических параметров персональных компьютеров применение нейросетевых технологий стало доступно широкому кругу пользователей.

Нейронные сети применяются во многих областях науки, таких как медицина фармакология, геология и т.д. Одними из первых методы нейронных сетей нашли применение в следующих областях геологических исследований: дистанционное зондирование (Lary et al., 2016), геоморфология (Valentine, Kalnins, 2016), гидрогеофизика (Shen, 2018), сейсмология (Kong et al., 2019), геодинамика (Wang et al., 2018), геохимия (Zuo et al., 2019). А также нейронные сети успешно применяются в области разведки полезных ископаемых (Gonbadi et al., 2015; Zhao et al., 2016; Zuo et al., 2018).

Наряду с перечисленными работами, наше исследование направлено на развитие методов применения нейросетевых технологий на разных стадиях геологоразведочных работ. Основной акцент сделан на разработку автоматического метода выделения линейных структур (линеаментов) по цифровым моделям рельефа (ЦМР).

Проекция	Географическая
Горизонтальная система координат	WGS84
Вертикальная система координат	EGM96 (Earth Gravitational Model 1996)
Вертикальные единицы измерения	Метры
Пространственное разрешение	1 угловая секунда для глобального охвата (30 метров)
Размер растра	30 м/п
Длина волны С-диапазона	5.6 см

Таблица 1. Параметры SRTM

Термин "линеамент" введен в литературу американским геологом У. Хоббсом в 1911 г. для обозначения вытянутых в одном направлении линейных элементов рельефа и геологических структур (Чернова и др., 2012). Линеаментный анализ часто проводится для заверки известных разломов, выявления разломно-трещинных структур и детализации каркаса разрывных нарушений. Данный анализ является одним из наиболее эффективных дистанционных методов изучения каркаса разрывных нарушений и глубинного строения территорий (Кац и др., 1986).

На текущий момент существует множество подходов к выделению линеаментов. Как правило, выделение производится на основе оптических (аэро- и космоснимков) и радарных данных, а также цифровых моделях местности и рельефа. В связи с разнородной физической основой исходных данных весьма затруднительно разработать универсальный подход к выделению линеаментов. Тем не менее, предпринимаются попытки по созданию таких алгоритмов, реализованных в следующих программных обеспечениях: "SimSGM" (Молчанов, Гордеев, 2021); "LEFA" (Шевырев, 2018); "ALINA" (Щепин и др., 2007); "LESSA" (Zlatopolsky, 1992). Тем не менее, все эти программные продукты реализованы на основе последовательных алгоритмов (математических функций) и имеют перечень входных параметров (переменных), что в свою очередь приводит к неоднозначности результатов выделения линейных объектов. Привлечение нейросетевых технологий может нивелировать эти недостатки и, следовательно, установить универсальные критерии выделения линеаментов.

В настоящее время существует множество разновидностей нейронных сетей: прямого распространения, рекуррентные, с долгой краткосрочной памятью и т.д. Выбор архитектуры нейронной сети всегда уникален и определяется типом поставленной задачи (регрессия, классификация, прогнозирование) и входными данными (цифровые сигналы, изображения и т.д.) (Логинов, Петров, 2019).

И ввиду того, что в рамках текущего исследования стоит задача применения нейросетевых технологий для автоматического выделения линеаментов на основе цифровых моделей рельефа (ЦМР), то ее решение обеспечивается сверточными нейронными сетями (СНС). Это связано с тем, что СНС хорошо себя зарекомендовали при решении задач, связанных с обработкой изображений, т.е. матриц (LeCun et al., 2015).

Как правило, СНС основаны на фундаментальных концепциях работы нейронных сетей и направлены на извлечение наборов уникальных признаков изображения или конкретного объекта. Это достигается за счет параллельной обработки изображения в различных слоях сети с помощью чередования слоев свертки (обработка изображения локальными операциями с помощью фильтров) и сжатия (сжатие изображения, объединяя значения фильтров), а также полносвязного слоя, формирующего итог из полученных значений.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В основу работы лег следующий фактический материал:

цифровые модели рельефа (ЦМР);

• линеаменты, выделенные ручным способом в результате анализа ЦМР.

Данные ЦМР и линеаментов использовались при обучении нейронной сети в виде входных и ожидаемых параметров.

ЦМР – это особый вид трехмерных математических моделей, представляющий собой отображение рельефа как реальных, так и абстрактных геополей (поверхностей) (Тикунов, 2008).

В качестве ЦМР использовались результаты радиолокационной топографической съемки – "Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM) (рис. 1) с параметрами, представленными в табл. 1.

SRTM — международный исследовательский проект по созданию цифровой модели высот Земли с помощью радарной топографической съемки ее поверхности. SRTM запущена в феврале 2000 г. и охватила 80% земной поверхности. Изначально перед миссией SRTM ставились следующие задачи по обеспечению точности:



Рис. 1. Визуализация цифровой модели рельефа исследуемой территории на базе SRTM.

 линейная абсолютная ошибка по высоте менее 16 м;

• линейная относительная ошибка по высоте менее 10 м;

• круговая абсолютная ошибка в плане меньше, чем 20 м;

• круговая относительная ошибка в плане меньше, чем 15 м;

• относительная ошибка по высоте для данных X-band SRTM меньше 6 м.

Значения, полученные на практике, оказались в доверительном интервале 90% (табл. 2) (Farr et al., 2007).

Для подготовки исходных данных использовано геоинформационное программное обеспечение "QGIS", которое свободно распространяется по лицензии "GPL2" (Брауде-Золотарев и др., 2008). Главным преимуществом данного ПО является наличие открытого исходного кода на языке программирования "Python", что позволяет расширить его функционал за счет разработки или привлечения сторонних приложений.

Разработка нейронной сети также проводилась на базе языка программирования "Python". Выбор данного языка основан на доступности широкого спектра библиотек, таких как "Tensorflow", "Keras", "Numpy", а также возможности дальнейшей интеграции разработанного ПО в систему "QGIS". "Tensorflow" и "Keras" являются мощными инструментами для работы с нейронными сетями, что упрощает и ускоряет их разработку (Гафаров, Галимянов, 2018). Библиотека "Numpy" обеспечивает мощный и аддитивный синтаксис для доступа, организации и управления данными в векторных, матричных и многомерных форматах (Григорьева и др., 2017).

#### ПОДГОТОВКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

В связи с тем, что в процессе обучения нейронной сети загружается фиксированное количество входных и ожидаемых параметров в виде массивов, эти данные должны быть нормированы и подготовлены в табличном виде.

Для выделения линеаментов ручным способом в ПО "QGIS" создан ГИС-проект, включающий в себя объединенную мозаику из доступных для скачивания участков SRTM (рис. 2).

В качестве критериев, маркирующих "линеаменты", выступали отрицательные линейные формы рельефа, отраженные интенсивными участками градиентного перехода. В связи с тем, что количество входных и ожидаемых параметров в ходе обучения нейронной сети фиксировано, ЦМР и схема линеаментов намеренно разделены на отдельные фрагменты и преобразованы в мат-

Таблица 2. Значения фактических ошибок для территории Евразии

Абсолютная ошибка в плане (метры)	
Абсолютная ошибка по высоте (метры)	6.2
Относительная ошибка по высоте (метры)	
Ошибка по высоте для данных X-band (метры)	2.6



Рис. 2. Линеаменты выделенные ручным способом.

рицу высот и матрицу достоверности выделения линеамента, соответственно (рис. 3).

Разделение ЦМР и схемы линеаментов на отдельные фрагменты необходимо в связи с их неограниченным размером, что привело бы к невозможности обучения нейронной сети. Такой подход позволил зафиксировать размер выделяемых линеаментов и участков ЦМР.

Матрица высот служит входным параметром при обучении нейронной сети и является частью ЦМР. Значения высотных отметок нормализованы в диапазоне от 0 до 1.

Матрица достоверности выделения линеаментов указывает на наличие линеамента в ячейке значением 1, а его отсутствие значением 0. При обучении нейронной сети эта матрица является ожидаемым параметром.

## РАЗРАБОТКА АРХИТЕКТУРЫ НЕЙРОННОЙ СЕТИ

В связи с тем, что входные и ожидаемые данные являются растровыми, для решения поставленной задачи выбрана сверточная нейронная сеть (СНС), показывающая хороший результат в работе с графическими изображениями (LeCun et al., 2015).

Выбор архитектуры нейронной сети проводился аналитически (рис. 4). Первая модель имела следующие параметры: входной и выходной слой размером 28 × 28 пикселей; слои свертки; скрытый слой с 128 нейронами; функция активации – "ReLu" (Соснин, Суслова, 2019). Результатом ее работы является облако точек, где указывается вероятность наличия линеамента в каждом пикселе.

Первая обученная нейронная сеть слабо реагировала на изменение входных параметров, что приводило к неудовлетворительному результату (рис. 5). Для решения данной проблемы проведено увеличение размеров окна входных и ожидаемых данных до  $32 \times 32$ ,  $36 \times 36$  и  $40 \times 40$  пикселей.

В ходе анализа полученных результатов сделан вывод о том, что нейронная сеть с размером окна 40 × 40 пикселей наилучшим образом реагирует на входные параметры (рис. 6).

Как можно заметить на рис. 7, результат работы нейронной сети не всегда совпадает с искомым линеаментом. Это связано с тем, что линеаменты, выделенные вручную, картируются очень приблизительно, а нейронная сеть оперирует исходными данными и реагирует на их незначительные флуктуации. Следовательно, результаты работы нейронной сети можно рассматривать как искомый линеамент, но с вычисленной и внесенной поправкой (т.е. среднеквадратическим отклонением). Полученный результат является ключевым критерием использования нейронных сетей для решения поставленной задачи.

В ходе исследования установлено, что увеличение скрытых слоев свыше 5 и нейронов свыше 3200 слабо влияет на достоверность результатов, но при этом значительно уменьшает производительность. Следовательно, нейронная сеть с 5-ю скрытыми слоями, в каждом из которых по 3200 нейронов, и размером входных и выходных окон  $40 \times 40$  пикселей наилучшим образом подходит для текущего исследования (рис. 7).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для преобразования результатов работы нейронной сети в векторную форму, пригодную для работы в геоинформационном пространстве, поставлены и решены следующие задачи:

• формирование объекта из набора облаков точек методом, предложенным Сузуки и Абе (Suzuki, Abe, 1985);

• свертка площадного объекта в линейный с использованием алгоритма скелетезации Зонга-Суня (Баранов, Фаворская, 2011);

• векторизация и аппроксимация растровых данных алгоритмом Дугласса—Пеккера (Рябов, 2017);

• запись относительных координат начальных и конечных узлов сегментов линейного объекта;

• вычисление смещения и назначение географических координат векторным объектам.

На результаты векторизации значительно влияет шумовая компонента, что приводит к искажениям положения при идентификации линеаментов. Решением данной проблемы является моделирование наборов идеальных данных и дообучение на них нейронной сети, так как качество подготовленной обучающей выборки невозможно оценить эмпирически, а только визуально, т.е. невозможно однозначно математически описать модель поведения всех линеаментов. Другими словами, необходимо дополнить нейронную сеть идеально смоделированными данными.

Моделирование условий выделения линеаментов производилось на основе разработанной авторской методики, состоящей из 4 этапов:

• подготовка различных вариаций линеаментов, учитывающих ориентировки, длину, положение в окне;

• создание различных вариантов склонов (пологий, крутой и т.д.) и задание высотных отметок;

• моделирование и добавление Гауссовского шума (Barbu, 2013);

• сглаживание и генерация растрового изображения.

Смоделированные данные можно представить в виде растрового изображения, значения пикселей которого соответствуют высотным отметкам. В отличие от естественных, смоделированные данные имеют менее плавные переходы между высотами и более выраженную линейную структуру (рис. 8).

Нейронная сеть, обученная на смоделированных данных, демонстрирует линейный тренд распределения точечных данных, в сравнении с ре-



Рис. 3. Блок-схема подготовки входных и ожидаемых данных перед обучением нейронной сети.

зультатом нейронной сети, обученной на естественных данных. Тем не менее, ответ нейронной сети, обученной на естественных данных, коррелирует с ожидаемым "идеальным" результатом (рис. 9).

Так как в природе идеальные данные не встречаются, можно с уверенностью предположить, что шумовая компонента естественных данных будет вносить значительные погрешности в результат. Обучение идеализированной нейронной



**Рис. 4.** Архитектура разработанной нейронной сети: *1* – входное изображение; *2* – нейроны сверточного слоя; *3* – нейроны слоя уменьшения размерности; *4* – функция переформатирования данных из двумерного массива в одномерный; *5* – выходное изображение; *6* – нейроны скрытого слоя; *7* – слои.

сети производилось исключительно с целью заверки ее работоспособности.

На рис. 10 представлен результат работы выделения линеаментов ручным способом (рис. 10, a) и результат выделения линеаментов в ходе работы нейронной сети после ее дообучения (рис. 10,  $\delta$ ).

Выделенные нейронной сетью линеаменты по большей части отражают линеаменты, которые были выделены вручную. Хорошо согласуются как протяженные, так и мелкие структуры. Наличие линеаментов в тех местах, где интерпретация оператором не была проведена, обуславливается чувствительностью к незначительным перепадам высот, которые крайне затруднительно определить человеческому глазу. Также по результатам работы нейронной сети можно наблюдать широкое распространение закольцованных структур, что возможно отражает блоковое строение рельефа или эрозионной сети.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенная работа позволяет сделать следующие выводы.

Впервые решена задача по выделению линеаментов с применением нейросетевых моделей.

Установлено, что обучение нейросетевых моделей на естественных и смоделированных данных оптимизирует подбор параметров, которые влияют на результаты интерпретации нейронной сети.

Создана нейросетевая модель, обеспечивающая автоматическое выделение линеаментов человекоподобным образом.

Разработана методика автоматической векторизации результатов работы нейронной сети, их географической привязки и экспорта в ГИС.

В дальнейшем планируется обеспечить работу приложения с другими типами ЦМР и увеличить количество вариаций анализируемых морфологических элементов (кольцевые структуры, хребты, впадины, крутые и пологие склоны, протяженные структуры свыше 10 км и т.д.).

В связи с тем, что на данный момент отсутствуют опубликованные научные работы по выделению линеаментов с применением нейросетевых моделей, результаты, изложенные в данной статье, представляют значительный вклад в область разработки подходов к выделению линеаментов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.



**Рис. 5.** Результат работы нейронной сети с параметрами: входное и выходное изображения размером 28 × 28 пикселей, сверточные слои размером 32 и 64, соответственно, окно свертки размером 3 × 3, слои уменьшения размерности в 2 раза после каждого сверточного слоя, один скрытый слой с 128 нейронами.



**Рис. 6.** Результат работы нейронной сети с параметрами: входное и выходное изображения размером 40 × 40 пикселей, сверточные слои размером 32 и 64, соответственно, окно свертки размером 3 × 3, слои уменьшения размерности в 2 раза после каждого сверточного слоя, один скрытый слой с 128 нейронами.



**Рис. 7.** Результат работы нейронной сети с параметрами: входное и выходное изображения размером 40 × 40 пикселей, сверточные слои размером 32 и 64, соответственно, окно свертки размером 3 × 3, слои уменьшения размерности в 2 раза после каждого сверточного слоя, пять скрытых слоев с 3200 нейронами.





## ГРИШКОВ и др.



Рис. 9. Результаты работы нейронных сетей, обученных на разных данных.



**Рис. 10.** Линеаменты, показанные красным цветом: *a*) выделенные ручным способом; *b*) выделенные нейронной сетью.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баранов Р.П., Фаворская М.Н. Алгоритмы скелетизации объектов на изображении // Актуальные проблемы авиации и космонавтики. 2011. Т. 1. № 7. С. 349–349.

Брауде-Золотарев М., Гребнев Г., Протасов П., Ралько А., Сербина Е. Свободное программное обеспечение в организации: сборник материалов. 3-е изд. М.: "Интернет-Полиграфия" INFO-FOSS.RU. 2008. 124 с.

Гафаров Ф.М., Галимянов А.Ф. Искусственные нейронные сети и приложения: учебное пособие. Казань: Издательство Казанского университета. 2018. 121 с.

Григорьева Е.Г., Клячин В.А., Клячин А.А. Универсальный программный комплекс для решения многомерных вариационных задач // Математическая физика и компьютерное моделирование. 2017. № 2(39). С. 39–55. Гришков Г.А., Устинов С.А., Нафигин И.О., Петров В.А. Нейронные сети и возможности их применения для анализа пространственных геологических данных // Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах. Т. 4. Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле: инновационные технологии геологической разведки горного и нефтегазового дела, бурение скважин, математическое моделирование и разведочная геофизика. М.: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. С. 33–36.

*Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линеаментной тектоники. М.: Недра. 1986. 140 с.

Логинов Г.Н., Петров А.М. Автоматическое выделение геоэлектрических границ по данным бокового каротажного зондирования с помощью глубокой сверточной нейронной сети // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1650–1657.

*Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.* Автоматизация метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим с применением алгоритмов компьютерного зрения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 301–304.

https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.056

*Рябов А.А., Алгоритм Рамера-Дугласа-Пекера* Методы и средства обработки и хранения информации: Межвузовский сборник научных трудов. М.: "Курс", 2017. С. 40–43.

Соснин А.С., Суслова И.А. Функции активации нейросети: сигмоида, линейная, ступенчатая, ReLu, THAN // НАУКА. ИНФОРМАТИЗАЦИЯ. ТЕХНОЛОГИИ. ОБРАЗОВАНИЕ. Материалы XII международной научно-практической конференции. Екб.: Российский государственный профессионально-педагогический университет, 2019. С. 237–246.

*Тикунов В.С.* Геоинформатика: учебное пособие для студентов. М.: МГУ. 2008. 361 с.

Чернова И.Ю., Нугманов И.И., Кадыров Р.И. Автоматизированный линеаментный анализ: учебно-методическое пособие. Казань: Казанский (Приволжский) федеральный университет. 2012. 38 с.

Шевырев С.Л. Программа LEFA: автоматизированный структурный анализ космической основы в среде МАТLAB // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 138–143.

Щепин М.В., Евдокимов С.В., Головченко С.В. Выявление кольцевых структур по результатам обработки изображений космических снимков // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 4. С. 74–87.

*Barbu T.* Variational Image Denoising Approach with Diffusion Porous Media Flow // Abstract and Applied Analysis. 2013. P. 1–8.

https://doi.org/10.1155/2013/856876

*Dramsch J.* 70 years of machine learning in geoscience in review // Advances in Geophysics. 2020. V. 61. P. 1–55.

*Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf, D.* The Shuttle Radar Topography Mission // Reviews of Geophysics. 2007. V. 45. № 2. P. 1–33.

Gonbadi A.B., Tabatabaei S.H., Carranza E.J.M. Supervised geochemical anomaly detection by pattern recognition // J. Geochemical Exploration. 2015. V. 157. P. 81–91.

Kong Q., Trugman D. T., Ross Z.E., Bianco M.J., Meade B.J., Gerstoft P. Machine learning in seismology: Turning data into insights // Seismological Research Letters. 2019. V. 90.  $\mathbb{N}$  1. P. 3–14.

*Lary D.J., Alavi A.H., Gandomi A.H., Walker A.L.* Machine learning in geosciences and remote sensing // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. № 1. P. 3–10. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.003

*LeCun Y., Bengio Y., Hinton G.* Deep learning // Nature. 2015. V. 521. № 7553. P. 436–444.

Shen C. A transdisciplinary review of deep learning research and its relevance for water resources scientists // Water Resources Research. 2018. V. 54. № 11. P. 8558–8593.

*Suzuki S., Abe K.* Topological Structural Analysis of Digitized Binary Images by Border Following // CVGIP. 1985. V. 30. № 1. P. 32-46.

*Valentine A.P., Kalnins L.M.* An introduction to learning algorithms and potential applications in geomorphometry and earth surface dynamics // Earth Surface Dynamics. 2016. V. 4. P. 445–460.

Wang Z., Di H., Shafiq M A., Alaudah Y., AlRegib G. Successful leveraging of image processing and machine learning in seismic structural interpretation: A review // The Leading Edge. 2018. V. 37.  $\mathbb{N}$  6. P. 451–461.

*Zhao J., Chen S., Zuo R.* Identifying geochemical anomalies associated with Au–Cu mineralization using multifractal and artificial neural network models in the Ningqiang district, Shaanxi, China // J. Geochemical Exploration. 2016. V. 164. P. 54–64.

Zlatopolsky A.A. Program LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) automated linear image features analysis – experimental results // Computers & Geoscience. 1992. V. 18. № 9. P. 1121–1126.

Zuo R., Xiong Y., Wang J., Carranza E. J. M. Deep learning and its application in geochemical mapping // Earth-Science Reviews. 2019. V. 192. P. 1–14.

Zuo R.G., Xiong Y.H. Big data analytics of identifying geochemical anomalies supported by machine learning methods // Nat Resour Res. 2018. V. 27. № 1. P. 5–13.

# Development of a Technique for Automatic Lineament Allocation Based on a Neural Network Approach

## G. A. Grishkov<sup>1</sup>, I. O. Nafigin<sup>1</sup>, S. A. Ustinov<sup>1</sup>, V. A. Petrov<sup>1</sup>, and V. A. Minaev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Federal State Budgetary Institution of Science Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow, Russia

The purpose of the scientific work is to study the potential of neural network technologies in the field of extracting linear structures from digital terrain models SRTM. Linear structures, also known as lineaments, play an important role in the verification of known faults, the identification of fault-fracture structures, the detailing of the framework of discontinuous faults, as well as in the exploration of minerals. Their accurate and effective extraction in solving the designated tasks is of fundamental importance. The use of neural network technologies provides a number of advantages over sequential algorithms, including the ability to search for universal criteria for selecting lineaments based on a training sample. The paper considers a comprehensive innovative methodology that includes several key stages. The first stage is the author's method of data preparation, which helps to ensure the quality of the training sample and minimize the impact of noise. The second stage is to develop an algorithm for vectorizing the results of the neural network, which allows you to easily export the results (lineaments) to a geographic information system (GIS). The third stage provides a method for minimizing the noise component of the training sample and optimizing the selection of synaptic weighting coefficients by retraining the neural network using simulated data reflecting various localization conditions of the lineaments. To verify the results obtained, a spatial comparison of linear structures extracted by a neural network and lineaments isolated by the operator was carried out. The results of this comparison demonstrate the high potential of the proposed approach and show that the use of neural network technologies is an actual and promising approach to solving the problem of extracting linear structures from digital terrain models. Positive conclusions are made about the expediency of using the results obtained for their practical application in the field of Earth sciences.

*Keywords*: lineaments, neural networks, digital relief model, linear structures, neotectonics, geoinformation system, discontinuous violations, python, tensorflow, keras

#### REFERENCES

*Baranov R.P., Favorskaya M.N.* Algorithms of skeletonization of objects in the image // Aktual'nye problemy aviacii i kosmonavtiki, 2011. V. 1. № 7. P. 349–349. (In Russian).

Braude-Zolotarev M., Grebnev G., Protasov P., Ral'ko A., Serbina E. Svobodnoe programmnoe obespechenie v organizacii: sbornik materialov (Free software in the organization: a collection of materials), 3-e izd, Moscow: "Internet-Poligrafiya" INFO-FOSS.RU. 2008. 124 p. (In Russian).

Gafarov F.M., Galimyanov A.F. Iskusstvennye nejronnye seti i prilozheniya: uchebnoe posobie (Artificial neural networks and applications: a textbook), Kazan': Izdatel'stvo Kazanskogo universiteta. 2018. 121 p. (in Russian). Grigor'eva E.G., Klyachin V.A., Klyachin A.A. Universal software package for solving multidimensional variational problems // Matematicheskaya fizika i komp'yuternoe modelirovanie, 2017. № 2(39). P. 39–55. (In Russian).

*Grishkov G.A., Ustinov S.A., Nafigin I.O., Petrov V.A.* Neural networks and the possibilities of their application for the analysis of spatial geological data // Materialy XV Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoj konferencii. V 7-mi tomah. Tom. 4. Razvitie novyh idej i tendencij v naukah o Zemle: innovacionny'e texnologii geologicheskoj razvedki gornogo i neftegazovogo dela, burenie skvazhin, matematicheskoe modelirovanie i razvedochnaya geofizika, Moscow: Rossijskij gosudarstvennyj geologorazvedochnyj universitet im. S. Ordzhonikidze. 2021. P. 33–36. (In Russian). *Kacz Ya.G., Poletaev A.I., Rumyanceva E'.F.* Osnovy lineamentnoj tektoniki (Fundamentals of lineament tectonics), Moscow: Nedra. 1986. 140 p. (in Russian). Loginov G.N., Petrov A.M. Automatic selection of geoelectric boundaries based on lateral logging data using a deep convolutional neural network // Geologiya i geofizika. 2019. T. 60. № 11. P. 1650–1657. (In Russian).

*Molchanov A.B., Gordeev N.A.* Automation of the method of reconstruction of neotectonic stresses L.A. Sim using computer vision algorithms // Trudy Fersmanovskoj nauchnoj sessii GI KNCz RAN. 2021. № 18. P. 301–304. (in Russian).

https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.056

*Ryabov A.A.* Ramer-Douglas-Peker algorithm // Metody i sredstva obrabotki i xraneniya informacii: Mezhvuzovskij sbornik nauchny'x trudov, Moscow: "Kurs". 2017. P. 40–43. (In Russian).

Sosnin A.S., Suslova I.A. Neural network activation functions: sigmoid, linear, stepwise, ReLU, THAN // NAUKA. INFORMATIZACIYa. TEXNOLOGII. OBRAZO-VANIE. Materialy XII mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoj konferencii, Ekaterinburg: Rossijskij gosudarstvennyj professional'no-pedagogicheskij universitet. 2019. P. 237–246. (In Russian).

*Tikunov V.S.* Geoinformatika: uchebnoe posobie dlya studentov (Geoinformatics: a textbook for students), Moscow: MGU. 2008. 361 p. (in Russian). *Chernova I. Yu., Nugmanov I.I., Kadyrov R.I.* Avtomatizirovannyj lineamentnyj analiz: uchebno-metodicheskoe posobie (Automated lineament analysis: an educational and methodical manual), Kazan': Kazanskij (Privolzhskij) federal'nyj universitet. 2012. 38 p. (in Russian). *Shevyryov S.L.* LEFA program: automated structural analysis of the cosmic basis in the MAT- LAB environment // Uspexi sovremennogo estestvoznaniya. 2018. № 10. P. 138–143 (in Russian).

Shhepin M.V., Evdokimov S.V., Golovchenko S.V. Identification of ring structures based on the results of image processing of satellite images // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2007.  $\mathbb{N}$  4. P. 74–87. (in Russian).

*Barbu T.* Variational Image Denoising Approach with Diffusion Porous Media Flow // Abstract and Applied Analysis. 2013. P. 1–8.

https://doi.org/10.1155/2013/856876

*Dramsch J.* 70 years of machine learning in geoscience in review // Advances in Geophysics. 2020. V. 61. P. 1–55.

Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf, D. The Shuttle Radar Topography Mission // Reviews of Geophysics. 2007. V. 45. N 2. P. 1–33.

Gonbadi A.B., Tabatabaei S.H., Carranza E.J.M. Supervised geochemical anomaly detection by pattern recognition // J. Geochemical Exploration. 2015. V. 157. P. 81–91.

Kong Q., Trugman D. T., Ross Z.E., Bianco M.J., Meade B.J., Gerstoft P. Machine learning in seismology: Turning data into insights // Seismological Research Letters. 2019. V. 90.  $\mathbb{N}$  1. P. 3–14.

Lary D.J., Alavi A.H., Gandomi A.H., Walker A.L. Machine learning in geosciences and remote sensing // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. № 1. P. 3–10.

https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.003.

*LeCun Y., Bengio, Y., Hinton G.* Deep learning // Nature. 2015. V. 521. № 7553. P. 436–444.

Shen C. A transdisciplinary review of deep learning research and its relevance for water resources scientists // Water Resources Research. 2018. V. 54. № 11. P. 8558–8593.

*Suzuki S., Abe K.* Topological Structural Analysis of Digitized Binary Images by Border Following // CVGIP. 1985. V. 30. № 1. P. 32–46.

*Valentine A.P., Kalnins L.M.* An introduction to learning algorithms and potential applications in geomorphometry and earth surface dynamics // Earth Surface Dynamics. 2016. V. 4. P. 445–460.

Wang Z., Di H., Shafiq M. A., Alaudah Y., AlRegib G. Successful leveraging of image processing and machine learning in seismic structural interpretation: A review // The Leading Edge. 2018. V. 37. № 6. P. 451–461.

*Zhao J., Chen S., Zuo R.* Identifying geochemical anomalies associated with Au–Cu mineralization using multifractal and artificial neural network models in the Ningqiang district, Shaanxi, China // J. Geochemical Exploration. 2016. V. 164. P. 54–64.

Zlatopolsky A.A. Program LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) automated linear image features analysis – experimental results // Computers & Geoscience. 1992. V. 18. № 9. P. 1121–1126.

Zuo R., Xiong Y., Wang J., Carranza E. J. M. Deep learning and its application in geochemical mapping // Earth-Science Reviews. 2019. V. 192. P. 1–14.

Zuo R.G., Xiong Y.H. Big data analytics of identifying geochemical anomalies supported by machine learning methods // Nat Resour Res. 2018. V. 27. № 1. P. 5–13.

# \_\_\_\_\_ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ \_\_\_\_\_ Космической информации

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ И ОБЛАЧНЫХ СЕРВИСОВ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОМЕТРИЙ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ПОЛЕЙ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

© 2023 г. Н. Р. Ермолаев<sup>а,</sup> \*, С. А. Юдин<sup>а</sup>, В. П. Белобров<sup>а</sup>, Л. А. Ведешин<sup>b, \*\*</sup>, Д. А. Шаповалов<sup>c, \*\*\*</sup>

<sup>а</sup>ФГБНУ Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Москва, Россия <sup>b</sup>ФГУП Институт космических исследований РАН, Москва, Россия <sup>c</sup>ФГУП Государственный университет по землеустройству, Москва, Россия \*E-mail: n.r.ermolaev94@gmail.com \*\*E-mail: vedeshin40@mail.ru \*\*\*E-mail: shapoval\_ecology@mail.ru Поступила в редакцию 21.06.2023 г.

В научных учреждениях Министерства сельского хозяйства РФ и РАН в течение последних лет проводятся исследования по внедрению в практику новых технологий использования аэрокосмической информации в АПК. В статье, на примере Ставропольского края, рассматривается возможность применения облачных сервисов таких как google earth engine (GEE) и системы по машинному обучению Kaggle для картирования сельскохозяйственных (c/x) полей методами глубокого обучения на основе данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В качестве данных для подбора обучающей и валидационной выборки использовались медианальные изображения космической системы Sentinel 2 за вегетационный сезон 2022 г. Общий объем подготовленной учебной и тренировочной выборок составил 3998 изображений. Одной из проблем для исследователей и производителей в области с/х является отсутствие централизованных и верифицированных источников геопространственных данных. Методы глубокого обучения способны решить эту проблему, автоматизируя задачу оцифровки геометрий с/х полей на основании данных ДЗЗ. Одним из ограничений в широком использовании глубокого обучения является его высокая потребность к вычислительным ресурсам, которые пока не всегда доступны исследователю или производителю в области с/х. В работе описан процесс подготовки необходимых данных для работы с нейросетью, включающий коррекцию и получение космических снимков при помощи платформы Google earth engine, их дальнейшую стандартизацию для обучения нейронной сети в сервисе Kaggle, и ее дальнейшее использование локально. В рамках исследования применялась нейросеть архитектуры U-net. Итоговое качество классификации составило 97%. Порог разделения на классы по результатам классификации установлен эмпирически и составил 0.62. Предложенный подход позволил в значительной степени снизить требования к локальному использованию вычислительной мощности ПК. Все наиболее ресурсоемкие процессы, связанные с обработкой космических снимков, были выполнены в системе GEE, а процесс обучения перенесен на ресурсы системы Kaggle. Предложенное совмещение облачных сервисов и методов глубокого обучение может способствовать более широкому распространению применения современных технологий в с/х производстве и научных исследованиях.

*Ключевые слова*: дистанционное зондирование, машинное обучение, нейронные сети, google earth engine, космические снимки, цифровая картография

DOI: 10.31857/S0205961423060039, EDN: ANJWSV

#### введение

Современные геоинформационные системы (ГИС) в настоящее время являются цифровой основой для бизнеса и научных исследований, в том числе в области с/х (Шокин, Потапов, 2015; Линков и др., 2018; Ведешин, Шаповалов, 2022). Базой для построения ГИС любого уровня являются геопространственные данные, которые с технической точки зрения представляют собой векторные и растровые изображения, включающие в себя информацию о географической привязке и свойствах объекта, которые они характеризуют. Недостаток актуальных геопростанственных данных в области с/х является ограничением для исследователей, производителей и органов государственного управления. Пространственные данные необходимы для решения практических и научных задач, таких как инвентаризация земель, кадастр, учет разных технологий обработки почвы, оптимизация севооборотов, мониторинг состояния почв и растительности анализ и прогнозирование урожайности. Распространенным подходом к получению такой информации, является ручная векторизация объектов непосредственно путем анализа космических или аэрофотоснимков. Такой метод не требует от оператора больших знаний, связанных с ГИС и геоинформатикой, однако при необходимости оцифровки значительных территорий он является малопродуктивным.

Оптимальным методом получения векторных геопространственных данных является использование методов машинного обучения и обработки (Upreti, 2022), которые позволяют автоматизировать рутинную задачу оцифровки. На данный момент разработаны подходы и технологические решения для получения геопространственных данных с помощью имеющейся аэрокосмической информации. В основе этих методов лежит использование отражательных свойств поверхности объекта в разных диапазонах электромагнитного спектра (ЭМС), однако классическое машинное обучение и обработка не позволяют учитывать геометрию объектов при проведении подобных работ. Для решения этой задачи могут применяться сверточные нейронные сети (convolution neural networks - CNN). Использование нейронных сетей или методов глубокого обучения является трендом в науке и производстве, о чем свидетельствует большое количество публикаций на эту тему и широкий спектр их использования в различных областях, в том числе и в с/х (Токарев и др., 2021; Скворцов и др., 2019; Куссуль и др., 2008). Исследований, связанных с применением глубокого обучения для задач выделения объектов (сегментации) на изображениях достаточно много, однако русскоязычных методик пока не много. Публикации, посвященные данной тематике, как правило, отражают процесс подбора наиболее оптимальных архитектур нейросетей и тонкую настройку их гиперпараметров, а процедуры, связанные с предварительной подготовкой данных ДЗЗ для использования в нейронных сетях не всегда раскрыты (Павлов и др., 2019; Zhang et al., 2021; Bagaev, Medvedeva, 2021).

Одним из недостатков нейросетей является необходимость использования больших вычислительных ресурсов. В настоящее время используются мощные графические процессоры (GPU) или тензорные процессоры (TPU), которые являются пока мало доступными для пользователей в силу высокой стоимости (Sengupta et. al., 2020). Работа с большим объемом данных ДЗЗ так же является ресурсоемкой задачей, так как подготовка исходных данных является многоуровневой процедурой, включающей большое количество последовательных и параллельных вычислений. Эту проблему позволяют решать облачные сервисы, предоставляющие доступ к своим вычислительным мощностям. На данный момент бесплатный доступ к GPU и TPU предоставляют такие сервисы как Kaggle, Google colaboratory, Amazon Web Services. Корпорация Google также разработала специализированный облачный сервис для обработки космических снимков Google earth engine (GEE). Использование представленных сервисов позволяет оптимизировать работу с большим объемом данных ДЗЗ, и обучением нейронных сетей при помощи больших вычислительных мощностей.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В проведенном исследовании осуществлена оценка возможности использования сверточной нейронной сети архитектуры U-NET для выделения с/х полей с помощью облачных сервисов на основе спутниковых данных Ставропольского края. Выбор данного региона связан с тем, что около 87% от всей его территории заняты с/х объектами (Куприченков и др., 2002). Для Ставропольского края имеются оцифрованные геометрии полей, полученные вручную в ходе проведенных ранее исследований (Ермолаев и др., 2021). Процесс исследования по методике работы можно разделить три этапа – подготовка исходных ланных, осуществляемая при помощи GEE, обучение сети в сервисе Kaggle, и локальное использование (рис. 1). Все операции, связанные с предварительной обработкой данных, осуществлялись для каждого района региона последовательно.

В качестве данных ДЗЗ использовались мультиспектральные данные Sentinel-2, получаемые и обрабатываемые при помощи сервиса Google Earth Engine (GEE). В GEE подбиралась коллекция снимков системы Sentinel-2 уровня коррекции 2А за срок с 1 мая по 1 октября. Сроки отбора данных обусловлены вегетационным сезоном в Ставропольском крае (Кулинцев, 2013). В работе использовались каналы RED, GREEN, BLUE, NIR, обладающие пространственным разрешением 10 м/пикс. Также обработке подверглись исходные векторные геометрии с/х полей Ставропольского края. Для этого они растеризовывались с пространственным разрешением, соответствующим разрешению полученных спутниковых данных. Нейронные сети работают с единообразными данными, в нашем случае с изображениями одного размера и разрешения. Для этого полученные космические данные и растеризованные геометрии необходимо было разделить на квадраты одного размера. Кроме этого, в итоговую выборку должны были попасть только размеченные данные в пределах одного квадрата. Все исходное изображение было точно разделено на пиксели,

#### ЕРМОЛАЕВ и др.



Рис. 1. Общая схема проводимого исследования.



Рис. 2. Получение геометрий для создания обучающей выборки.

которые относятся к с/х полям, и те, которые ими не являются.

В изначальных векторных данных встречались не оцифрованные участки, которые необходимо было исключить из итоговой выборки, так как это могло привести к ошибкам. Для каждой исходной векторной геометрии с/х полей строился буфер размером 200 м. При пересечении буферов соседних объектов они объединялись в единый полигон, в пределах которого находились только размеченные данные. В пределах каждого района создавалась векторная сетка из квадратов. Квадраты, не лежащие в пределах полигонов, полученных в результате буферизации геометрий с/х полей, удалялись (рис. 2).

В итоге обработки спутниковых изображений и векторных данных была сформирована обучающая выборка, состоящая из исходных данных Sentinel 2 в 4-х диапазонах и целевых данных, представляющих маски с/х полей, полученных из векторных представлений. Размер одного изображения составлял 256 на 256 пикселей (2560 на 2560 м). Общий объем выборки составил 3968 изображений с растровыми масками. Для повышения Участок снимка в видимом спектре



Рис. 3. Изображение в видимом спектре и маски сельскохозяйственных полей.

точности классификации учебная выборка была разбита на непосредственно тренировочную, на которой предполагалось обучать сеть, и тестовую на которой проверялось качество классификации. Разделение на тренировочную и тестовую выборки осуществлялось по соотношению 2 к 1 (2645 изображений в тренировочной выборке и 1323 в тестовой) (рис. 3).

В качестве архитектуры нейронной сети была выбрана U-NET (Ronnenberg, Fisher, Brox, 2021). В качестве метрики оценки качества модели использовалась IoU (intersection over union) — данная метрика оценивает степень пересечения множеств, в нашем случае степень совпадения исходной маски с/х поля, и изображения, полученного в результате классификации.

$$IoU = \frac{A \cap B}{A \cup B}$$

Где  $A \cap B$  – площадь пересечения двух объектов, а  $A \cap B$  суммарная площадь объектов.

В качестве функции потерь использовалась функция BCElogloss. Полученная выборка загружалась на сервис Kaggle. Обучение осуществлялось на протяжении 40 эпох. Оптимальное количество эпох определялось эмпирически в процессе подготовки модели. Обученная сеть скачивалась на локальный компьютер.

Все полученные GEE не размеченные спутниковые изображения Sentinel-2 были обработаны схожим образом с тем, как составлялась учебная выборка. Спутниковые изображения в отличии от простых фотографий имеют географическую привязку, которая и дает возможность их дальнейшего использования в ГИС. Поскольку методы машинного обучения работают исключительно с цифровыми значениями, передаваемыми в них, при проходе данных через сеть метаданные теряются. Каждое изображение, полученное после разделения на квадраты, имело свои метаданные, которые необходимо было передать выходным из нейросети изображениям. Метаданные, содержащие ID - номер изображения, его данные географической привязки и системы координат сохранялись в отдельный файл расширения JSON. Сеть, обученная на сервисе Kaggle, запускалась локально. Работа нейросети осуществлялась на графическом процессоре Geforce 1050 объемом памяти 4 гигабайта. Все растровые изображения пропускались через обученную нейронную сеть. После прохождения через сеть изображениям записывались соответствующие метаданные. В конце все обработанные данные объединялись в единое растровое изображение, охватывающее весь Ставропольский край. Итоговое изображение векторизировалось и получались геометрии с/х полей.

В процессе исследования использовался язык программирования python в среде разработки visual studio code. Для работы с геопространственными данными использовались библиотеки Geopandas и Rasterio, для работы с нейронной сетью использовалась библиотека руТогсh.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Облачные сервисы, дающие доступ к серверным вычислительным мощностям, имеют ряд ограничений. Используемый в данном исследовании сервис Kaggle предоставляет доступ к 16 гигабайтам видео и оперативной памяти и лимитом

#### Участок снимка в видимом спектре



Рис. 4. Изображение в видимом спектре, маска сельскохозяйственных полей и результат работы нейронной сети.

использования 30 ч в неделю. В этой связи возникают некоторые обязательные требования к данным. Необходимо было определить размер квадрата на которые делились спутниковые изображения. С одной стороны, каждый квадрат обязательно должен был включать границы полей, то есть необходимо было избегать ситуации, когда квадрат попадал бы ровно на середину поля, с другой стороны необходимо было подобрать такой размер квадрата, чтобы доступных объемов вычислительных мощностей хватало для обучения нейронной сети. Были предварительно составлены три выборки по 200 квадратов размером 400 × 400 пикселей, 512 × 512 пикселей и 256 × 256 пикселей. Эти выборки были загружены на Kaggle и пропущены через не настроенную нейросеть. Размер растрового изображения 256 × 256 пикселей (2560 × 2560 м) оказался оптимальным. Размер батча составил 16 изображений.

В ходе обучения было достигнуто качество 97% правильных определений геометрий сельскохозяйственных полей на тестовой выборке. Важным этапом работы была бинаризация данных — приведение к формату 0 или 1, где 1 это сельскохозяйственное поле, а 0 остальные объекты. На выход нейронная сеть выдает значения в диапазоне от 0 до 1. При работе с бинарной классификацией необходимо подобрать значение, по которому произойдет разделение на классы. Принято, что все значения <0.5 относятся к классу 0, а остальные к классу 1. В данном случае при пороге 0.5 качество итоговых данных было невысоким. Был выбран порог 0.62. На рис. 4 приведен пример исходных изображений, сельскохозяйственных масок, полученных из векторных данных в процессе подготовки, и в результате работы обученной U-net.

Выбор основан на визуальной оценке результатов. Как видно из рисунка, итоговые маски сельскохозяйственных объектов в ряде случаев более точны, чем исходные маски, используемые для обучения. Одним из факторов который мог повлиять на результаты это изначальное качество векторных данных.

Площадь Ставропольского края составляет 66500 км<sup>2</sup>. Регион пересекает 4 агроклиматических зоны со своими особенностями рельефа, климата и почвенным покровом, и как следствие своими особенностями расположения и конфигурации полей. В учебную выборку входили данные, расположенные во всех зонах, однако в разном соотношении. Исходя из результатов классификации это не повлияло на работу сети. при подборе качественной обучающей выборки возможно использование одной нейронной сети для сегментации объектов на большем и неоднородном пространстве. Несмотря на высокое качество сегментации, в результате визуальной оценки некоторых геометрий, полученных в результате работы, были выявлены недостатки подхода. В некоторых случаях в качестве сельскохозяйственных объектов определены лесные массивы и целинные территории. Данную проблему можно решать использованием много классовой классификации с выделением классов 0- лесные массивы, 1-сельхоз угодья 2-другие объекты.

Итогом исследования является алгоритм, в результате работы которого на любую область Ставропольского края возможно получить геопространственную информацию о положении и конфигурации с/х полей.

Алгоритм работает следующим образом:

• на сервер GEE поступает запрос данных Sentinel-2 для интересуемой области;

• растровые данные Sentinel 2 скачиваются на локальный компьютер;

 локально растровые данные разрезаются на квадраты со стороной 256 пикселей, и формируется массив данных для использования с нейросетью;

• массив подготовленных данных поступает в нейросеть, происходит процесс сегментации;

• на основании результатов сегментации строятся векторные данные геометрий сельскохозяйственных полей.

Все приведенные этапы алгоритма автоматизированы.

В исследованиях связанных с сегментацией спутниковых изображений обычно используют единовременные изображения (Taravat et al., 2021). По нашему мнению, используя одномоментные снимки можно столкнуться с ситуацией, когда половина поля убрана, а половина еще нет, и одно поле будет определено как два разных. Использование усредненного или медианального изображения за сезон является оптимальным, так как минимизирует неоднородность в пределах одного отдельного поля, которая будет влиять на результат классификации. В исследованиях С.М. Багаева представлен опыт использования много классовой сегментации при помощи сети U-Net на основании данных WorldView-3 (Bagaev, Medvedeva, 2021). Коммерческие данные системы WorldView обладают большим набором спектральных диапозонов и более высоким пространственным разрешением, но в отличии от данных Sentinel-2 не имеют такого широкого временного и пространственного охвата. В рамках исследования использовались космические изображения за 2022 г. Однако принцип работы алгоритма позволяет использовать данные за любой доступный временной промежуток времени. Сравнение данных за несколько лет позволит оценить динамику изменений геометрий сельскохозяйственных полей. Таким образом применение предложенного алгоритма, основанного на нейронной сети U-net, позволит решать производственные и научные задачи на региональном, районном и локальном уровнях.

Итоговое качество бинарной классификации спутниковых снимков при использовании нейронной сети U-Net для выделения с/х полей составило 97%. Облачные сервисы такие как google earth engine и Kaggle являются мощным инструментом для решения проблемы нехватки вычислительной мощности при использовании локального компьютера. Пороговое значение для разделения результативных изображений на два класса составило 0.62. Приемы и алгоритмы, основанные на использовании нейронных сетей, позволяют автоматизировать процесс оцифровки сельскохозяйственных полей с высокой степенью точности.

#### выводы

Разработанный в рамках исследования алгоритм позволяет оперативно и без использования большого объема вычислительных ресурсов получать геометрию с/х полей, которые могут быть использованы для:

• Оптимизации использования земли: наличие актуальных данных позволяет более точно оценивать площадь каждого поля и определять оптимальные места для посева различных культур, что может увеличить урожайность и экономическую эффективность.

• Мониторинга состояния посевов: полученные данные позволяют наблюдать за состоянием растительности в каждом сегменте, выявлять заболевания, а также контролировать использование удобрений и пестицидов.

• Планирования сельскохозяйственных работ: наличие информации о геометрии полей помогает оптимизировать планирование сельскохозяйственных работ, таких как обработка и уборка урожая, что может повысить производительность и снизить затраты на труд и ресурсы.

• Разработки программ поддержки и принятия решений и ряда цифровых продуктов в масштабе как отдельных фермерских хозяйств и агрохолдингов, так и на муниципальном и региональном уровне государственного управления.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской Федерации (соглашение с Минобрнауки России № 075-15-2022-321 от 21 апреля 2022 г.) и Министерством науки и высшего образования РФ (тема "Мониторинг", госрегистрация № 122042500031-8).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ведешин Л.А., Шаповалов Д.А. Первые научно-технические эксперименты по космическому землеведению (к 60-лнтию начала работ по космической съемке Земли с пилотируемых космических кораблей) // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 5. С. 99–102.

Ермолаев Н.Р., Юдин С.А., Белобров В.П., Дридигер В.К., Гаджиумаров Р.Г. Идентификация прямого посева (no-till) по растительным остаткам на поверхности почв при использовании мультивременного интегрального индекса minNDTI minNDTI // АгроЭкоИнфо. 2021. Т. 4. № 46. С. 1–14.

*Кулинцев В.* Система земледелия нового поколения Ставропольского края. Ставрополь: АГРУС Ставропольского гос. аграрного ун-та, 2013. 520 с.

Куприченков М.Т., Антонова Т.Н., Симбирев Н.Ф., Цыганков А.С. Земельные ресурсы Ставрополья и их плодородие. 2002. 320 с.

Куссуль Н.Н., Лупян Е.А., Шелестов А.Ю., Скакун С.В., Саворский В.П., Тищенко Ю.Г. Нейросетевой метод мониторинга затопленных территорий с использованием радиолокационных спутниковых данных // Исслед. Земли из космоса. 2008. С. 29–35.

Линков С.А., Акинчин А.В., Мелентьев А.А., Чупрынина Н.С., Кузнецова А.Е. Применение гис-технологий в сельскохозяйственном производстве // Инновации в АПК проблемы и перспективы. 2018. Т. 1. № 17.

Павлов В.А., Хрящев В.В., Островская А.А., Кокуйцева Т. Сравнительный анализ использования нейросетевых алгоритмов для сегментации объектов на спутниковых снимках // Сборник материалов конференции – Цифровая обработка сигналов и ее применение. 2019. С. 399–403.

Скворцов Е.А., Набоков В.И., Некрасов К.В., Скворцова Е.Г., Кротов М.И. Применение технологий искусственного

интеллекта в сельском хозяйстве // Аграрный вестник урала. 2019. Т. 08. № 08. С. 91–98.

Токарев К.Е., Руденко А.Ю., Кузьмин В.А., Чернявский А.Н. Теория и цифровые технологии интеллектуальной поддержки принятия решений для увеличения биопродуктивности агроэкосистем на основе нейросетевых моделей // Теория и цифровые технологии интеллектуальной поддержки принятия решений для увеличения биопродуктивности агроэкосистем на основе нейросетевых моделей. 2021. Т. 4. № 64. С. 421–440.

Шокин Ю.И., Потапов В.П. ГИС сегодня: состояние, перспективы, решения // Вычислительные технологии. 2015. С. 175–213.

*Bagaev S.M., Medvedeva E.V.* Experimental assessment of the accuracy of multiclass segmentation of objects from satellite images based on a modified convolutional neural network U-net // Sovrem. Probl. distantsionnogo Zo. Zemli iz kosmosa. 2021. T. 18. № 6. C. 35–45.

*Ronnenberg O., Fisher P., Brox T.* U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation // IEEE Access. 2021. T. 9. C. 16591–16603.

Sengupta S., Basak S., Saikia P., Paul S., Tsalavoutis V., Atiah F., Ravi V., Peters A. A review of deep learning with special emphasis on architectures, applications and recent trends // Knowledge-Based Syst. 2020. T. 194.

*Taravat A., Wagner M. P., Bonifacio R., Petit D.* Advanced fully convolutional networks for agricultural field boundary detection // Remote Sens. 2021. T. 13. № 4. C. 1–12.

*Upreti A.* Machine learning application in GIS and remote sensing: An overview // Int. J. Multidiscip. Res. Growth Eval. 2022. № July. C. 546–553.

Zhang H., Liu M., Wang Y., Shang J., Liu X., Li B., Song A., Li Q. Automated delineation of agricultural field boundaries from Sentinel-2 images using recurrent residual U-Net // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 2021. T. 105. № January. C. 102557.

# Use of Deep Learning and Cloud Services for Mapping Agricultural Fields on the Example on the Base of Remote Sensing Data of the Earth

N. R. Ermolaev<sup>1</sup>, S. A. Yudin<sup>1</sup>, V. P. Belobrov<sup>1</sup>, L. A. Vedeshin<sup>2</sup>, and D. A. Shapovalov<sup>3</sup>

<sup>1</sup>V.V. Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, Russia <sup>2</sup>Space Research Institute RAS, Moscow, Russia <sup>3</sup>State University of Land Use Planning, Moscow, Russia

In recent years, research has been conducted in scientific institutions of the Ministry of Agriculture of the Russian Federation and the Russian Academy of Sciences on the introduction into practice of new technologies for the use of aerospace information in agriculture. The article, using the example of the Stavropol Territory, considers the possibility of using cloud services such as google earth engine (GEE) and Kaggle machine learning systems for mapping agricultural (agricultural) fields using deep learning methods based on remote sensing data. Median images of the Sentinel 2 space system for the 2022 growing season were used as data for the selection of training and validation samples. The total volume of the prepared training and training samples was 3998 images. One of the problems for researchers and manufacturers in the field of agricultural is the lack of centralized and verified sources of geospatial data. Deep learning methods are able to solve this problem by automating the task of digitizing the geometries of agricultural fields based on remote sensing data. One of the limitations in the widespread use of deep learning is its high demand for computing resources, which are not yet always available to a researcher or manufacturer in the field of agricultural. The paper describes the process of preparing the necessary data for working with a neural network, including correction and obtaining satellite images using the Google earth engine platform, their further standardization for training a neural network in the Kaggle service, and its further use locally. As part of the study, a neural network of the U-net architecture was used. The final classification quality was 97%. The threshold of division into classes according to the classification results was established empirically and amounted to 0.62. The proposed approach made it possible to significantly reduce the requirements for the local use of PC computing power. All the most resource-intensive processes related to the processing of satellite images were performed in the GEE system, and the learning process was transferred to the resources of the Kaggle system. The proposed combination of cloud services and deep learning methods can contribute to a wider spread of the use of modern technologies in agricultural production and scientific research.

Keywords: remote sensing, machine learning, neural networks, google earth engine, space images, digital mapping

#### REFERENCES

*Bagaev S.M., Medvedeva E.V.* Experimental assessment of the accuracy of multiclass segmentation of objects from satellite images based on a modified convolutional neural network U-net, Sovrem. Probl. distantsionnogo Zo. Zemli iz kosmosa. 2021. V. 18. № 6. P. 35–45. (In Russian).

*Ermolaev N.R., Yudin S.A., Belobrov V.P., Dridiger V.K., Gadjiumarov R.G.* No-till identification by crop residues on the soil surface using the multi-temporal integral index minNDTI // AgroEcoInfo. 2021. V. 4. № 46. P. 1–14. (In Russian).

*Kulintsev V.V.* The system of agriculture of the new generation of the Stavropol Territory. Stavropol: AGRUS of Stavropol State Agrarian University, 2013. 520 p. (In Russian).

*Kuprichenkov M.T., Antonova T.N., Simbirev N.F., Tsygankov A.S.* Stavropol land resources and their fertility. 2002. 320 c. (In Russian).

*Kussul N.N., Lupyan E.A., Shelestov A.Yu., Skakun S.V., Savorsky V.P., Tishchenko Yu.G.* Neural network method of monitoring flooded territories using radar satellite data // Earth exploration from space. 2008. P. 29–35. (In Russian).

Linkov S.A., Akinchin A.V., Melentyev A.A., Chuprynina N.S., Kuznetsova A.E. Application of GIS technologies in agricultural production, Innovations in agriculture problems and prospects. 2018. V. 1. № 17. (In Russian).

*Pavlov V.A., Khryashchev V.V., Ostrovskaya A.A., Kokuitseva T.* Comparative analysis of the use of neural network algorithms for segmentation of objects in satellite images // Proceedings of the conference – Digital signal processing and its application. 2019. P. 399–403.

Sengupta S., Basak S., Saikia P., Paul S., Tsalavoutis V., Atiah F., Ravi V., Peters A.A review of deep learning with special emphasis on architectures, applications and recent trends, Knowledge-Based Syst., 2020. V. 194.

*Shokin Yu.I., Potapov V.P.* GIS today: state, prospects, solutions, Computing technologies. 2015. P. 175–213. (In Russian).

Skvortsov E.A., Nabokov V.I., Nekrasov K.V., Skvortsova E.G., Krotov M.I. Application of artificial intelligence technologies in agriculture // Agrarian Bulletin of the Urals. 2019. V. 08. № 08. P. 91–98. (In Russian).

*Tokarev K.E., Rudenko A.Yu., Kuzmin V.A., Chernyavsky A.N.* Theory and digital technologies of intellectual decision support for increasing the bio-productivity of agroecosystems based on neural network models, Theory and digital technologies of intelligent decision support to increase the bio-productivity of agroecosystems based on neural network models. 2021. V. 4. № 64. P. 421–440. (In Russian).

*Ronnenberg O., Fisher P., Brox T.* U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation, IEEE Access, 2021. V. 9. P. 16591–16603.

*Upreti A.* Machine learning application in GIS and remote sensing: An overview // Int. J. Multidiscip. Res. Growth Eval, 2022. № 6. P. 546–553.

*Vedeshin L.A., Shapovalov D.A.* The first scientific and technical experiments on space land use (on the occasion of the 60th anniversary of the work on space photography of the Earth began with manned spacecraft), Issledovanie Zemli iz kosmos. 2022.  $\mathbb{N}$  5. P. 99–102. (In Russian).

Zhang H., Liu M., Wang Y., Shang J., Liu X., Li B., Song A., Li Q. Automated delineation of agricultural field boundaries from Sentinel-2 images using recurrent residual U-Net, Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf., 2021. V. 105, No. January. P. 102557.

## ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

# ОБ ОТКЛИКЕ ИОНОСФЕРЫ НА СИЛЬНЫЕ ТРОПОСФЕРНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ

© 2023 г. С. Л. Шалимов<sup>*a*, *b*, \*, В. И. Захаров<sup>*a*, *c*, *d*</sup>, М. С. Соловьева<sup>*a*</sup>, Н. Р. Булатова<sup>*a*, *e*</sup>, Г. М. Коркина<sup>*e*</sup>, П. К. Сигачев<sup>*c*</sup></sup>

<sup>а</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия

<sup>b</sup>Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), Москва, Россия

<sup>с</sup>Физический факультет Московского Государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия

<sup>d</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

<sup>е</sup>Камчатский филиал ФИЦ "Единая геофизическая служба РАН", Петропавловск-Камчатский, Россия

\*E-mail: pmsk7@mail.ru

Поступила в редакцию 27.06.2023 г.

С использованием региональных станций сверхдлинноволнового радиопросвечивания и измерений возмущений электронной плотности посредством спутников миссии SWARM в Дальневосточном регионе России исследован отклик нижней и верхней ионосферы на прохождение нескольких мощных тайфунов в период 2014—2016 гг. Обнаружено, что возмущения амплитуды и фазы СДВ-сигнала, а также электронной плотности во время активной стадии тайфунов, соответствуют прохождению атмосферных внутренних гравитационных волн и их диссипации. Предложен механизм воздействия внутренних волн на ионосферу, позволяющий интерпретировать наблюдаемые вариации фазы СДВ-сигнала и вариации электронной плотности в верхней ионосфере.

*Ключевые слова:* сверхдлинноволновое радиопросвечивание, атмосферные внутренние гравитационные волны, тайфуны, ионосфера

DOI: 10.31857/S0205961423060088, EDN: DGBRAJ

#### введение

Как известно, ионосфера подвержена влиянию распространяющихся вверх атмосферных волн, источником которых могут стать не только импульсные и волновые естественные источники в литосфере и океане (землетрясения, вулканы, цунами и др.) (Шалимов, 2018), но и метеорологические (Данилов и др., 1987; Ванина-Дарт, Шарков, 2016). Так, с использованием данных вертикального зондирования приблизительно сотни станций, было установлено (Forbes et al., 2000), что в отсутствии геомагнитных возмущений ионосферные вариации на ±25-35% определяются влиянием метеорологических факторов с периодами от нескольких часов до 1-2 дней и на ±15-20% - с периодами 2-30 дней (периоды планетарных волн) на всех широтах.

Среди различных метеорологических факторов тропические циклоны (тайфуны) выделяются как наиболее мощные источники, которые способны влиять на ионосферу. Это влияние регистрируют как в нижней, так и в верхней ионосфере. В частности, в активную фазу циклона (в ракетных экспериментах) было зарегистрировано уменьшение электронной концентрации в D области (максимальное уменьшение - на высотах  $71 \pm 3$  км) на расстояниях около  $10^3$  км (по горизонтали) от ядра циклона (Ванина-Дарт и др., 2008). В верхней ионосфере, как правило, регистрируют волновые вариации в диапазоне атмосферных внутренних волн (Ясюкевич и др., 2013; Шалимов и Соловьева, 2022). В некоторых работах утверждается, что полное электронное содержание (Total Electron Content, TEC) имеет тенденцию к увеличению перед выходом циклона на сушу, причем амплитуда и протяженность этой аномалии, спустя сутки после выхода, уменьшается (Mao et al., 2010; Rice et al., 2012; Liu et al., 2008). Вместе с тем, для шести циклонов в северозападной части Тихого океана было показано (Polyakova, Perevalova, 2013), что вариации TEC достигают наибольших амплитуд, когда скорость ветра и интенсивность тропического циклона максимальны. причем тогда же наблюдаются перемешаюшиеся ионосферные возмушения (ПИВ). В работе (Захаров, Куницын, 2012) методом GPS-интерферометрии во время действия крупнейших атлантических циклонов 2004-2008 гг. было показано, что перемещающиеся ионосферные волновые возмущения могут быть обусловлены орографией, так что возможна генерация аку-



**Рис. 1.** Временная эволюция рассмотренных в работе тайфунов. Индексы *Кр* – гистограмма, *Dst* – ломаная кривая на панелях *a* – Vongfong, *б* – Koppu и *в* – Nepartak.

стико-гравитационных волн на береговой линии при ее обтекании воздушными потоками от тайфунов. Установлено, что такие волновые структуры приурочены к фазам роста или спада тайфуна.

Очевидно, что перечисленные признаки воздействия тайфунов на ионосферу нуждаются в дальнейших исследованиях как в нижней, так и в верхней ионосфере с использованием дополнительных (к названным выше) методов.

В настоящей работе для исследования отклика нижней ионосферы на прохождение тихоокеанских тайфунов периода 2014—2016 гг. использована региональная сеть станций СДВ-радиопросвечивания, а для регистрации отклика верхней ионосферы — измерения посредством спутников SWARM в интервалы пролета над зоной действия тайфунов.

# ТРОПИЧЕСКИЕ ТАЙФУНЫ

В настоящей работе рассмотрены ионосферные отклики на мощные атмосферные вихри – тайфуны Vongfong, Корри и Nepartak. События относятся к периоду 2014–2016 гг. и являются тайфунами 5-ой наивысшей категории по шкале Саффира-Симсона. На рис. 1 представлена их временная эволюция. Скорость ветра в максимуме своего развития у рассматриваемых событий составила от 50 до 80 м/с, а падение давления в центре области возмущения достигала в максимуме величин от 70 до 110 гПа.

Поскольку на состояние ионосферы могут оказывать влияние параметры гео- и гелиомагнитной активности, учитывалась также временная эволюция индексов Кр и Dst. Они также приведены на рис. 1. Отметим, что во время рассматриваемых событий оба индекса показывали спокойную гео- гелиомагнитную обстановку, что позволяет упростить интерпретацию наблюдений и повысить надежность выводов, полученных на их основе. Траектории тайфунов показаны на рис. 2.

# ИНСТРУМЕНТЫ И МЕТОДЫ

Отклик нижней ионосферы исследуется методом дистанционного СДВ радиозондирования на частотах 3–30 кГц, которые способны распространяться на тысячи километров от передатчика


Рис. 2. Траектории тайфунов Vongfong (октябрь 2014 г., фиолетовые кружки), Корри (октябрь 2015 г., зеленые ромбы) и Nepartak (июль 2016 г., красные треугольники). Квадрат показывает положение передатчика NWC (19.8 кГц), звездочки – положение приемников в Южно-Сахалинске (YSH) и Петропавловске-Камчатском (РТК). Эллипсами показана зона чувствительности (пять зон Френеля) трасс сигнала. Цифры соответствуют датам, для которых были найдены возмущения сигнала. Буквы при них обозначают название тайфунов.

до приемника со слабым затуханием (~2 дБ на 1000 км) в естественном волноводе Земля – ионосфера (отражение от верхней стенки волновода – ионосферы, происходит на высотах ~60 км днем и ~85 км ночью). Амплитуда и фаза сигналов является чувствительным индикатором состояния

ионосферы. Если возмущения генерируются в атмосфере тайфуном, то при распространении в верхнюю ионосферу эти волны проходят через нижнюю ионосферу, и индикатором этого будут соответствующие возмущения амплитуды и фазы СДВ-сигнала.

Приемные станции СДВ радиопросвечивания региональной сети Дальневосточного региона России находятся в Петропавловске-Камчатском, Южно-Сахалинске и Южно-Курильске. Станции оборудованы UltraMSK приемниками (http://ultramsk.com), которые измеряют одновременно амплитуду и фазу MSK (MinimumShift-Keying) модулированных сигналов в частотном диапазоне 10–50 кГц от нескольких передатчиков. MSK сигналы имеют фиксированные частоты в интервале 50–100 Гц относительно основной частоты. Приемник может регистрировать сигналы с шагом дискретизации от 50 мс до 60 с. Для анализа использовались данные усредненные по временному интервалу 20 с.

Были проанализированы вариации СДВ сигнала для 3-х тайфунов за период 2014—2016 гг., которые пересекали зоны чувствительности трасс (пять зон Френеля) в отсутствии магнитной и сейсмической активности (т.е. для событий с магнитудой M > 5.5). Трассами служили сигналы от передатчика NWC (19.8 кГц), расположенного на западном побережье Австралии, принимаемые станциях в Петропавловске-Камчатском (РТК), Южно-Сахалинске (YSH) и Южно-Курильске (YUK). Данные по тайфунам были получены с сайта Японского метеорологического агентства (JMA, https://www.jma.go.jp/jma/indexe.html).

Для анализа был выбран ночной интервал времени, поскольку дневная ионосфера очень стабильна и мало чувствительна к воздействиям слабее, чем солнечные вспышки. СДВ сигналы имеют суточные и сезонные вариации, поэтому для анализа использовался разностный сигнал, определяемый как разница между наблюдаемым и среднемесячным сигналом.

Для исследования возмущений верхней ионосферы, синхронных с теми, что наблюдались в нижней ионосфере посредством СДВ радиопросвечивания, использовались данные со спутников Swarm, где задействованы 3 спутника (А, В и С), расположенные на двух околополярных орбитах: орбиты спутников А и С имеют наклонение 87.4° практически на одной высоте (в 430-460 км для эпохи 2019 г.) и двигаются по сходным орбитам с разницей эпох обращения 2-10 с. Третий спутник имеет иные параметры движения (например, орбиту в диапазоне 500-540 км), не синхронизован с первыми спутниками и является контрольным (Olsen et al., 2013). В настоящем исследовании используются данные о пространственно-временном распределении электронной концентрации, измеренные ленгмюровскими зондами на борту спутников с частотой опроса 2 Hz и относительной ошибкой в области максимума электронной концентрации не более 1% при пролетах над зонами действия тайфунов (http://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swarm).

Поскольку масштабы области ТЦ в атмосфере составляют величины порядка нескольких сотен км и не превосходят 1500 км, то с учетом скорости движения ИСЗ (7.4—7.6 км/с) параметры временного фильтра в нашей работе выбирались в интервале от 15 с до 3—5 мин.

Поиск данных по пролетам сводится к определению геометрического пересечения проекций треков пролетов космических аппаратов с областью. в которой могут наблюдаться ионосферные проявления тропических циклонов. Работа проведена с помощью специализированного ПО, созданного на физическом факультете МГУ. Все иллюстрации, приведенные в этой части работы, выполнены полуавтоматическим комплексом обработки. При этом учитывались следующие особенности: 1) возможность отсутствия пролетов в интересующий период в непосредственной близости от региона действия тропического циклона (ТЦ) или тайфуна, 2) трудность выделения изучаемого отклика на фоне естественных ионосферных возмущений, к которым в нашем случае относятся экваториальная ионосферная аномалия и области овала высоких широт (последний особенно важен в динамике ночной плазмы), 3) поиск пролетов спутника в ночные часы, когда наиболее существенны эффекты влияния ионосферы на распространение СДВ-сигналов, но уменьшается электронная концентрация, которая в работе используется как естественный индикатор возмущений в ионосфере, 4) определение возмущенной области, проявляющейся в ионосфере от ТЦ, которая, в случае приближения источника генерации к суше, т.е. препятствие может изменить картину регистрируемых возмущений.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

В настоящей работе синхронные возмущения нижней и верхней ионосферы будут рассмотрены для 3-х достаточно мощных тайфунов – Vongfong (2014), Корри (2015) и Nepartak (2016), траектории которых показаны на рис. 2.

Тайфун Vongfong 2014. Из рис. 2 видно, что 8– 11 октября тайфун находился внутри зон чувствительности трасс NWC-PTK и NWC-YSH. Депрессия в амплитуде наблюдалась 9 октября для трассы NWC-PTKи 10 октября для трассы NWC-YSH, но, принимая во внимание дальнейшее сопоставление с измерениями на спутниках Swarm, рассмотрим подробнее день 11 октября.



**Рис. 3.** Тайфун Vongfong 11 октября 2014 г. На верхнем графике изображены разностные ночные амплитуда и фаза NWC сигнала на станции в Южно-Сахалинске. Пунктирная линия – уровень 2 стандартных отклонений. На среднем графике показаны амплитуда и фаза фильтрованного сигнала в ночное время. Нижний график – вейвлет-спектры фильтрованного сигнала.

Для этого дня для трассы NWC—YSH был сделан вейвлет-анализ амплитуды и фазы ночного сигнала, отфильтрованного в диапазоне частот 0.3—15 мГц (рис. 3) Можно отметить две особенности вариаций фазы сигнала: достаточно длительный (несколько часов) отрицательный сдвиг фазы, который сменяется положительной аномалией, и наложенные на них более короткопериодные волновые вариации.

Рассмотрим теперь измерения в верхней ионосфере на спутниках SWARM. На рис.4 показан результат измерения вариаций электронной плотности за 11.10.2014 во время пролета спутников -А и -С в период 12:45-13:00 UTC над зоной действия тайфуна Vongfong приблизительно в одно время с регистрацией вариаций СДВ сигнала, показанных на рис. 3. На карте региона действия циклона представлен полный трек циклона за весь период его действия, на котором эллипсом в проекции карты отмечена область шторма циклона в указанный период времени. Условно лучами представлены треки спутников в проекции на поверхность земли. Вдоль нисходящих в нашем случае треков нанесены метки времени с обозначением спутника, например, "12:56 С" означает, что над данной точкой спутник SWARM -С пролетал в указанное время. Вдоль треков приведены соответствующие отклики электронной концентрации, выделенные в диапазоне 15...180 с. Для

удобства амплитуды возмущений вынесены на панель внутри рис. 3.

Обратим внимание на зарегистрированные квазиволновые структуры достаточно большой до 10% относительной амплитуды dN/N. С учетом скорости спутника (около 7.5 км/с), протяженность структур составляет 400–600 км, что соответствует горизонтальной длине волны структур.

Тайфун Корри 2015. Как видно из рис. 16 статус тайфуна был достигнут 15 октября 2015 г. 17 октября он усилился до 5 категории. Тайфун находился внутри зоны чувствительности трассы NWC-PTK 15–16 октября и внутри зоны чувствительности трассы NWC-YSH 16–17 октября (рис. 2).

На рис. 5 показана фаза и амплитуда для возмущенного дня 16 октября 2015 г. Хотя отклонение от среднемесячной величины не превышает двух стандартных отклонений для фазы, можно отметить отрицательный сдвиг фазы. Кроме того, отчетливо видны квазипериодические вариации фазы СДВ сигнала. Вейвлет-анализ сигнала показывает периоды этих вариаций.

Траектория спутников Swarm для этого тайфуна показана на рис. 6 вместе с условным радиусом действия тайфуна равным 1000 км. Видно, что около 17 UT спутники проходят по краю области шторма. Это позволяет регистрировать те же спе-

#### ОБ ОТКЛИКЕ ИОНОСФЕРЫ



Super Typhoon-5 VONGFONG vs SWARM *Ne* cur 5 min *dN/N* 11 10 2014 12:45–13:00

**Рис. 4.** Карта региона действия тайфуна с указанием его трека, эллипсом отмечена условная область тайфуна, пересекаемая траекториями спутников. Вдоль нисходящих витков нанесены метки времени с обозначением спутника и амплитудами возмущений (измерения возмущений для удобства вынесены на панель внутри рисунка).

цифические возмущения плотности плазмы, что и для тайфуна Vongfong (рис. 4).

В обозначениях аналогичных рис. 4, относительная амплитуда возмущений достигает 10%.

Тайфун Nepartak 2016. Тайфун достиг 5 категории 5 июля 2016 г. Находился в этой категории следующий день, когда достиг пика интенсивности. Эффекты наблюдались 5 июля на трассах NWC-PTK и NWC-YSH. Амплитуда и фаза возмущенного сигнала совместно с результатами вейвлет анализа 5 и 7 июля показана на рис. 7 и 8 соответственно.

Для обоих дней (5 и 7 июля) в вариациях фазы имели место квазиволновые возмущения. Это подтверждают и результаты вейвлет-анализа. При этом, если 5 июля ночные длиннопериодные вариации фазы начинались, как и в предыдущих двух случаях, с отрицательной полуволны и заканчивались положительной, то 7 июля ход фазы сигнала был инвертированный.

Для периода действия тайфуна Nepartak траектории спутников Swarm (-А и -С) и результаты измерения вариаций плотности плазмы показаны на рис. 9.

На рис. 9 обращает на себя аномально большой – до 30% – относительный отклик электронной концентрации для спутника -С на восходяшем витке. Совместное рассмотрение откликов для спутников -А и -С показывает, что в ионосфере региона действия тайфуна возможно сосуществование как областей, обусловленных прохождением ВГВ, так и областей турбулентных движений плазмы. Поясним последнее утверждение. По построению системы SWARM спутники - А и -С синхронизованы в пространстве и времени они входят в соседние области, отстоящие друг от друга на расстоянии менее 1.5 град по долготе и от 2 до 10 с по времени. Обычно корреляция двух сигналов составляет не менее 0.85-0.9, но в рассматриваемом случае корреляция численно равна 0.32, что может указывать на формирование в ионосфере вдоль траекторий пролета спутников различных областей, обусловленных квазиволновыми или турбулентными движениями плазмы.



Рис. 5. То же, что на рис. 3, но для тайфуна Корри 16 октября 2015 г.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Приведенные экспериментальные данные отчетливо демонстрируют волновые возмущения амплитуды и фазы СДВ-сигнала во время активной стадии тайфунов, т.е. присутствие волновых возмущений в нижней ионосфере. Вейвлет-анализ показывает наличие волн в диапазоне периодов 8–55 мин, что видно на рис. 3, 5, 7, 8. Этот диапазон соответствует атмосферным внутренним гравитационным волнам (ВГВ).

Если обратиться к практически синхронным (с регистрацией возмущений посредством СДВ радиопросвечивания) наблюдениям на спутнике SWARM (см. рис. 4, 6, 9), то видно, что спутник регистрирует вариации плотности ионосферной плазмы верхней ионосферы с масштабом в несколько сотен км, которые являются типичными для перемещающихся ионосферных возмущений. Таким образом, и в нижней, и в верхней ионосфере во время активной фазы тайфунов имеют место вариации ионосферной плазмы характерные для распространяющихся ВГВ.

Можно оценить согласованность спутниковых измерений с измерениями методом СДВ радиопросвечивания. Поскольку масштабы L вариаций плотности, наблюдаемые на спутнике оцениваются по формуле  $f \approx V_s/L$ , где  $V_s$  – скорость спутника, то, используя рис. 4, 6, 9, для вариаций плотности плазмы получим  $L \approx 300-400$  км. Поскольку, согласно предположению, наблюдаемые частоты волновых вариаций в нижней ионосфере соответствуют проходящим через ионосферу ВГВ, то для них справедлива оценка  $\omega = \omega_{\rm B}\lambda_z/\lambda_x$ , где  $\omega_{\rm B}$  – частота Брента–Вяйсяля,  $\lambda_z$ ,  $\lambda_x$  – соответственно вертикальная и горизонтальная длины волн. Согласно модельным расчетам (Vadas and Fritts, 2006), на высотах термосферы ВГВ, генерируемые конвективными движениями в атмосфере, имеют вертикальные длины волн  $\lambda_z \approx 45-55$  км. Соответственно, периоды этих волн должны занимать диапазон  $T \approx 30-50$  мин, что согласуется с наблюдениями посредством СДВ радиопросвечивания (см. рис. 3, 5, 7, 8).

Как уже было отмечено, разностный сигнал на рис. 3, 5, 7, 8 демонстрирует две особенности вариаций фазы сигнала: длиннопериодные (несколько часов) отрицательные и положительные аномалии, на которые наложены более короткопериодные волновые вариации. Если короткопериодные волновые вариации. Если короткопериодные волновые вариации связываются с распространением ВГВ, то происхождение длиннопериодных вариаций не вполне ясно, но можно полагать, что они также обусловлены присутствием ВГВ, а точнее — диссипацией внутренних волн. На то, что диссипативные процессы имеют место в верхней ионосфере, указывают отмеченные вы-



Рис. 6. То же, что на рис. 4, но для тайфуна Корри 16 октября 2015 г.



Рис. 7. То же, что на рис. 3, но для тайфуна Nepartak 5 июля 2016 г.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023



Рис. 8. То же, что на рис. 7 для тайфуна Nepartak 7 июля 2016 г.

ше измерения на спутниках SWARM. Поскольку в этих измерениях масштабы вариаций плотности занимают интервал от нескольких десятков до нескольких сотен км, они соответствуют масштабам неоднородностей в нижней ионосфере, где происходит диссипация ВГВ. Действительно, если неоднородность имеет масштаб  $\lambda_{\perp}$  поперек геомагнитного поля, то поляризационное электрическое поле этой неоднородности проектируется вдоль силовой линии на расстояние  $l_{\parallel} = \lambda_{\perp} \sqrt{\sigma_{\parallel} / \sigma_{P}}$ , где  $\sigma_{\parallel}$  и  $\sigma_{P}$  – продольная (вдоль силовых линий) и педерсеновская проводимость, соответственно (Kelley, 2009). Отношение  $\sqrt{\sigma_{\parallel}}/\sigma_{P} \approx 60$ на высоте 100 км, поэтому вывод о соответствии масштабов в нижней и верхней ионосфере справеллив.

Действительно, если тайфун является источником ВГВ, распространяющихся в нижнюю ионосферу, то диссипация этих волн как раз на этих высотах приводит к росту коэффициента турбулентной диффузии  $D_i$  и, как следствие, к более быстрому перераспределению нейтральных составляющих атмосферы по высоте. Было показано (Ванина-Дарт и др., 2008), что возможной реакцией ионосферы в период активной фазы тропического циклона может быть понижение (в

несколько раз) электронной концентрации в диапазоне высот 60-80 км. В вариациях фазы СДВ этот эффект соответствовал бы отрицательной полуволне и поднятию D слоя. Авторы цитируемой работы предложили связать такое поведение электронной концентрации с повышением концентрации озона, что, как известно, понижает электронную концентрацию (Данилов, Власов, 1973; Пахомов, Князев, 1988). Если повышение концентрации озона на высотах 60-80 км обусловлено диффузионным перераспределением его снизу, то характерное время этого процесса можно оценить как  $au_D \approx H^2/D_t$ , и при масштабе однородной атмосферы  $H \approx 6$  км и  $D_t \approx 3 \times 10^3$  м<sup>2</sup>/с (Данилов и др., 1987) получим  $\tau_D \approx 10^4$  с. Соответственно, при отсутствии других процессов во время активной фазы циклона всегда наблюдалось бы понижение концентрации электронов в D слое.

Рассмотрим, однако, другой процесс, также обусловленный диссипацией ВГВ, но вызывающий появление положительной полуволны в вариациях фазы СДВ, который можно связать с вертикальным переносом молекул NO из области их активного образования (100–150 км), что, как известно, приводит к увеличению концентрации



Typhoon-4 NEPARTAK vs SWARM *Ne* cur 5 min *dN/N* 07.07.2016 16:05–16:20

Рис. 9. То же, что на рис. 4 для тайфуна Nepartak 7 июля 2016 г.

электронов в нижней ионосфере (Данилов и др., 1987).

Здесь необходимо отметить, что (Чемберлен, 1981) в обычных условиях большая часть ионизации в нижней ионосфере обусловлена воздействием излучения Лайман-α именно на окись азота NO. Ночью, когда поток прямого излучения Лайман-α равен нулю, имеется значительный поток рассеянного излучения Лайман-α, отраженного от водородной геокороны в самых верхних слоях атмосферы. Интенсивность этого рассеянного излучения примерно в 100-1000 раз слабее, чем интенсивность дневного излучения и поэтому только ночью рассеянное излучение вносит значительный вклад в ионизацию нижней ионосферы. При этом характерное время нарастания электронной концентрации в е раз  $au \approx 1/\sqrt{q_{eff}} lpha_{eff}$ (Чемберлен, 1981), где  $\alpha_{e\!f\!f}$  – эффективный коэффициент рекомбинации,  $q_{eff} = J \cdot [\text{NO}]/(1 + \lambda)$  – эффективная скорость ионизации,  $\lambda = \text{const} - \text{от}$ ношение концентраций отрицательных ионов и электронов, Ј – коэффициент скорости реакции фотоионизации. Для  $\lambda \ll 1$ ,  $\alpha_{eff} \sim 5 \times 10^{-7} \text{ см}^{3/c}$ , ночных величин  $J \sim 10^{-9} - 10^{-10} \text{ c}^{-1}$  и повышенной

в результате перераспределения концентрации  $[NO] \sim 3 \times 10^8$  см<sup>-3</sup> получим оценку  $\tau \sim 3 \times 10^3$ - $10^4$  с.

Таким образом, продолжительность как отрицательной, так и положительной полуволн длиннопериодных колебаний фазы СДВ, согласно данным оценкам, соответствует наблюдаемым величинам. Это указывает на возможную значительную роль диссипации ВГВ в происхождении рассмотренных вариаций, которую необходимо определить в ходе дальнейших исследований.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-27-00182).

Использованное в работе ПО по анализу данных SWARM создано в рамках ГосЗадания МГУ им. М.В. Ломоносова по теме 01200408544. Используемые данные по СДВ радиопросвечиванию получены на УНУ (Уникальная научная установка "Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира" [https://ckp-ff.ru/usu/507436/, http://www.gsras.ru/unu/]). Данные в Петропавловске-Камчатском получены Камчатским филиалом ФИЦ "Единая геофизическая служба РАН" при поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания № 075-00576-21 (http://www.gsras.ru/new/infres/).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ванина-Дарт Л.Б., Покровская И.В., Шарков Е.А. Реакция нижней экваториальной ионосферы на сильные тропические возмущения // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48. № 2. С. 255-260.

Ванина-Дарт Л.Б., Шарков Е.А. Основные результаты современных исследований физических механизмов взаимодействия тропических циклонов и ионосферы // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 3. С. 75-83.

*Данилов А.Д., Власов М.Н.* Фотохимия ионизованных и возбужденных частиц в нижней ионосфере. Л.: Гидрометеоиздат. 1973. 191 с.

Данилов А.Д., Казимировский Э.С., Вергасова Г.В., Хачикян Г.Я. Метеорологические эффекты в ионосфере. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. 267 с.

Захаров В.И., Куницын В.Е. Региональные особенности атмосферных проявлений тропических циклонов по данным наземных GPS-сетей // Геомагнетизм и Аэрономия. 2012. Т. 52. № 4. С. 562-574.

Захаров В.И., Пилипенко В.А., Грушин В.А., Хамидуллин А.Ф. Влияние тайфуна VONG-FONG 2014 на ионосферу и геомагнитное поле по данным спутников SWARM: 1. Волновые возмущения ионосферной плазмы // Солнечно-земная физика. 2019. Т. 5. № 2. С. 114-123. https://doi.org/10.12737/szf-52201914

Пахомов С.В., Князев А.К. Озон в мезосфере и электронная концентрация среднеширотной области D // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т. 28. № 6. С. 976–979.

Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. М.: Мир. 1981. 352 c.

Шалимов С.Л. Атмосферные волны в плазме ионосферы. М.: ИФЗ РАН, 2018. 390 с.

Шалимов С.Л., Соловьева М.С. Отклик ионосферы на прохождение тайфунов по наблюдениям методом СДВ-радиопросвечивания // Солнечно-земная физика. 2022. Т. 8. № 3.

https://doi.org/10.12737/szf-81202201

Ясюкевич Ю.В., Едемский И.К., Перевалова Н.П., Полякова А.С. Отклик ионосферы на гелио- и геофизические возмущающие факторы по данным GPS. Иркутск: ИГУ. 2013. 160 с.

Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X. Variability of the ionosphere // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2000. V. 62. P. 685-693. http://ultramsk.com.

https://www.ima.go.jp/ima/indexe.html.

http://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swarm.

https://ckp-rf.ru/usu/507436/.

http://www.gsras.ru/unu/.

http://www.gsras.ru/new/infres/.

Kellev M.C. The Earth's Ionosphere: Plasma Physics & Electrodynamics. N.Y.: Acad. Press, 2009. 550 p.

Liu Y.M., Wang J.S., Suo Y.-C. Effects of Typhoon on the Ionosphere. Advances in Geosciences. 2006. 29. 351-360. https://doi.org/10.1142/9789812707185 0029

Mao T., Wang, J., Yang G., Yu T., Ping J., Suo, Y. Effects of typhoon Matsa on ionospheric TEC. Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55(8), P. 712-717.

https://doi.org/10.1007/s11434-009-0472-0

Olsen N., Friis-Christensen E., Floberghagen R. et al. The Swarm Satellite Constellation Application and Research Facility (SCARF) and Swarm data products // Earth Planets Space. 2013. V. 65. P. 1189-1200.

Polyakova A.S., Perevalova N.P. Comparative analysis of TEC disturbances over tropical cyclone zones in the northwest Pacific Ocean, Adv. Space Res. 2013. V. 52. P. 1416-1426, https://doi.org/10.1016 /j.asr.2013.07.029

Rice D.D., Soika J.J., Eccles J.V., Schunk R.W. Typhoon Melor and Ionospheric weather in the Asian sector: A case study // Radio Science, 2012. V. 47. P. 1-9. https://doi.org/10.1029/2011RS004917

Vadas S.L., Fritts D.C. Influence of solar variability on gravity wave structure and dissipation in the thermosphere from tropospheric convection // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, A10S12.

https://doi.org/10.1029/2005JA011510

# **Response of the Ionosphere to Strong Tropospheric Disturbances**

S. L. Shalimov<sup>1, 2</sup>, V. I. Zakharov<sup>1, 3, 4</sup>, M. S. Solov'eva<sup>1</sup>, N. R. Bulatova<sup>1, 5</sup>, G. M. Korkina<sup>5</sup>, and P. K. Sigachev<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences (IPP RAS), Moscow, Russia

<sup>2</sup>Space Research Institute, Russian Academy of Sciences (IKI RAS), Moscow, Russia

<sup>3</sup>Department of Physics, Moscow State University (MSU), Moscow, Russia

<sup>4</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

<sup>5</sup>Kamchatka Branch, Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences Federal Research Center, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

The response of the lower and upper ionosphere to the passage of several powerful typhoons during 2014– 2016 years was studied using regional network of VLF radio stations and measurements of electron density disturbances by satellites of the SWARM mission in the Russian Far East. It was found that the disturbances of the amplitude and phase of the VLF signal, as well as the electron density during the active stage of typhoons, correspond to the passage of atmospheric internal gravity waves and their dissipation. A mechanism

for the action of internal gravity waves upon the ionosphere is proposed, which allows to interpret the observed variations in the phase of the VLF signal and variations in the electron density in the upper ionosphere.

*Keywords:* subionospheric VLF signals, atmospheric internal gravity waves, typhoons, ionosphere

#### REFERENCES

Chemberlen D. Teoriya planetnykh atmosfer [Theory of planetary atmospheres]. Moscow. Mir. 1981. 352 p.

Danilov A.D., Vlasov M.N. Fotokhimiya ionizovannykh I vozbuzhdennykh chastits v nizhnei ionosphere [Photochemistry of ionized and excited particles in lower ionosphere]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1973. 191 p.

Danilov A.D., Kazimirovskii E.S., Vergasova G.V., Khachikvan G.Ya. Meteorologicheskie effect v ionosphere [Meteorological effects in the ionosphere]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 267 p.

Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X. Variability of the ionosphere // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2000. V. 62. P. 685-693. http://ultramsk.com.

https://www.jma.go.jp/jma/indexe.html.

http://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/swarm.

https://ckp-rf.ru/usu/507436/.

http://www.gsras.ru/unu/.

http://www.gsras.ru/new/infres/.

Kelley M.C. The Earth's Ionosphere: Plasma Physics & Electrodynamics. N.Y.: Acad. Press, 2009. 550 p.

Liu Y.M., Wang J.S., Suo Y.-C. Effects of Typhoon on the Ionosphere. Advances in Geosciences. 2006. 29. 351-360. http://dx.doi.org/10.1142/9789812707185 0029

Mao T., Wang J., Yang G., Yu T., Ping J., Suo Y. Effects of typhoon Matsa on ionospheric TEC. Chinese Science Bulletin. 2010. V. 55(8). P. 712-717. https://doi.org/10.1007/s11434-009-0472-0

Olsen N., Friis-Christensen E., Floberghagen R. et al. The Swarm Satellite Constellation Application and Research Facility (SCARF) and Swarm data products // Earth Planets Space. 2013. V. 65. P. 1189-1200.

Pakhomov S.V., Knyazev A.K. Ozon v mezosfere i electronnaya kontsentratsiya sredneshirotnoi oblasi D [Ozon in mesosphere and electron concentration of midlatitude D region] // Geomagnetism and aeronomy, 1988. V. 28. № 6. P. 976-979. (In Russian).

Polyakova A.S., Perevalova N.P. Comparative analysis of TEC disturbances over tropical cyclone zones in the northwest Pacific Ocean, Adv. Space Res. 2013. V. 52. P. 1416-1426.

https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.07.029

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА Nº 6 2023

Rice D.D., Sojka J.J., Eccles J.V., Schunk R.W. Typhoon Melor and Ionospheric weather in the Asian sector: A case study // Radio Science, 2012. V. 47. P. 1-9. https://doi.org/10.1029/2011RS004917

Shalimov S.L. Atmospfernye volny v plazme ionosfery [Atmospheric waves in ionospheric plasma]. Moscow. IFZ RAN. 2018. 390 p.

Shalimov S.L., Solov'eva M.S. Otklik ionosfery na prokhozhdenie taifunov po nablyudeniyam metodom SDV-radioprosvechivaniya [Ionosphere response on typhoon passing according to observations by VLF radio sounding], Solnechno-zemnaya fizika. 2022. V. 8. № 3. (In Russian). https://doi.org/10.12737/szf-81202201

Vadas S.L., Fritts D.C. Influence of solar variability on gravity wave structure and dissipation in the thermosphere from tropospheric convection // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. A10S12.

https://doi.org/10.1029/2005JA011510

Vanina-Dart L.B., Pokrovskaya I.V., Sharkov E.A. Reaktsiya nizhnei ekvatorial'noi ionospfery na sil'nie tropicheskie vozmuscheniya [Response of lower equatorial ionosphere upon strong tropical disturbances] // Geomagnetism and aeronomy, 2008. V. 48. № 2. P. 255-260. (In Russian).

Vanina-Dart L.B., Sharkov E.A. Osnovnye resultaty sovremennykh issledovaniy fizicheskikh mekhanismov vzaimodeystviva tropicheskikh tsiklonov i ionosfery [Main results of modern researches of physical mechanisms on tropical cyclones and ionosphere interaction] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2016. № 3. P. 75-83. (In Russian).

Yasyukevich Yu.V., Edemskii I.K., Perevalova N.P., Polyakova A.S. Otklik ionosfery na gelio- i geofizicheskie vozmuschayuschie factory po dannym GPS [Ionospheric response on geli- and geophysical disturbances according to GPS data]. Irkutsk. IGU.2013. 160 p.

Zakharov V. I. and Kunitsyn V. E. Regional features of atmospheric manifestations of tropicalcyclones according to ground-based GPS network data // Geomagnetism and Aeronomy. 2012. V. 52. № 4. P. 533-545. https://doi.org/10.1134/S0016793212040160

Zakharov V.I., Pilipenko V.A., Grushin V.A., Khamidullin A.F. Impact of typhoon Vongfong 2014 on the ionosphereand geomagnetic field according to SWARM satellite data: 1. Wave disturbances of ionospheric plasma // Solar-Terrestrial Physics. 2019. V. 5. № 2. P. 101–108. https://doi.org/10.12737/stp-52201914

## \_\_\_\_\_ ДИСКУССИИ \_\_\_\_\_

# ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРА ТЕМПЕРАТУРНЫХ АНОМАЛИЙ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЕРИОД ПОТЕПЛЕНИЯ КОНЦА 20-го-НАЧАЛА 21-го вв.

© 2023 г. А. Б. Полонский<sup>а, \*</sup>, А. Н. Серебренников<sup>а</sup>

<sup>а</sup>ФГБНУ "Институт природно-технических систем", Севастополь, Россия \*E-mail: apolonskv5@mail.ru

Поступила в редакцию 03.03.2023 г.

На основании анализа спутниковых данных с 1982 по 2021 гг. с пространственным разрешением около  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$  подтверждено общее повышение температуры поверхности Черного моря, составляющее в среднем за год около  $0.6^{\circ}$  C/10 лет. Ежегодное приращение температуры, обусловленное линейным трендом, максимально в мае-июне. В эти месяцы гидрологической весны скорость роста температуры поверхности моря (ТПМ) примерно в полтора раза больше, чем в октябре-ноябре. На протяжении большей части года общее потепление поверхностного слоя вод не сопровождается значимым увеличением внутримесячной дисперсии ТПМ. Такое увеличение отмечается только в некоторые месяцы переходных сезонов, особенно в период гидрологической весны, когда значимо возрастает абсолютная величина экстремальных термических аномалий и их площадь. Максимальные амплитуды межгодовых вариаций ТПМ приурочены к северо-западной части Черного моря. Существенное влияние на пространственно-временную структуру ТПМ оказывают изменения в полях атмосферного давления и ветра. Долгопериодные тенденции приводного давления над Черным морем указывают на интенсификацию региональной циклонической активности в атмосфере (особенно выраженную с 2009 г.), что приводит к усиленной генерации отрицательных аномалий ТПМ значительной амплитуды. Такие аномалии возникают преимущественно в теплое полугодие (особенно, в мае и октябре) за счет развития апвеллингов ветрового происхождения различных типов. Майские и октябрьские отрицательные аномалии ТПМ из диапазона –(6–5)°С характеризуются максимальными площадями. Теплые аномалии также чаще всего регистрируются в мае и (в меньшей степени) в октябре. Они генерируются аномальными потоками тепла на поверхности моря, в том числе, на мелководных участках шельфа и распространяются на открытые участки акватории за счет горизонтальной адвекции преимущественно ветрового происхождения. Описанные закономерности пространственно-временной изменчивости ТПМ и их ее причины иллюстрируются комплексным анализом полей ветра и ТПМ высокого пространственного разрешения в период развития экстремальных термических аномалий.

*Ключевые слова*: спутниковые данные, приповерхностный ветер и его завихренность, внешний тепловой баланс и аномалии температуры поверхности Черного моря

DOI: 10.31857/S0205961423060064, EDN: DGILDM

# введение

Хорошо известно, что температура поверхности Черного моря (ЧМ) на климатических масштабах подвержена не только интенсивной сезонной изменчивости. В литературе подробно описаны интенсивные квазипериодические межгодовые и междесятилетние вариации температуры поверхности моря (ТПМ) (Изменчивость, 1984; Гидрометеорология, 1991; Овчинников, Попов, 1984; Oguz, Besiktepe, 1999; Stanev, 2005; Shapiro et al., 2010). При этом до последних (приблизительно полутора-двух) десятилетий однонаправленных долговременных трендов в изменении ТПМ не выделялось (Полонский и др., 2013; Дорофеев, Сухих, 2016). Потепление верхнего слоя вод ЧМ конца 20-го столетия интерпретировалось как квазипериодический сигнал, поскольку аналогичное повышение ТПМ наблюдалось и в середине века. В работах, опубликованных в последнее время, описано современное повышение ТПМ, которое существенно превышает по величине потепление поверхностных вод ЧМ середины 20-го столетия (Полонский и др., 2013; Miladinova et al., 2017; Bengil, Mavruk, 2018; Sakalli, 2018). Возникает вопрос: как это потепление сказалось на статистических характеристиках ТПМ и ее аномалий в разных частях ЧМ? В настоящей работе этот вопрос рассматривается на основе доступных спутниковых данных с 1982 года. Важность получения значимой оценки характеристик ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРА ТЕМПЕРАТУРНЫХ АНОМАЛИЙ

долговременной изменчивости ТПМ очевидна как с климатической, так и с биологической точек зрения (Salihoglu, 2017). Отметим, что период регулярных спутниковых наблюдений включает в себя и последнее по времени квазипериодическое похолодание поверхностных вод Черного моря второй половины 20-го столетия и современное их потепление.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Для расчета температурных аномалий в работе были проанализированы ежедневные оцифрованные карты температуры поверхности Черного моря с пространственным разрешением около 0.01° × 0.01° за 14-летний период (с 2008 по 2021 гг.) и карты ТПМ с разрешением ~ $(0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ})$  за 40-летний период (с 1982 по 2021 гг.). Информация заимствовалась с сайта CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service), на котором выложены два массива с информацией о ТПМ (каждый из них обозначен идентификатором Product ID): SST BS SST L4 NRT OBSER-VATIONS 010 006 и SST BS SST L4 REP OB-SERVATIONS 010 022 (CMEMS, 2022). Данные о ТПМ основаны на ночных изображениях, полученных инфракрасными датчиками, установленными на различных спутниковых платформах. Второй из этих массивов позволяет проанализировать ТПМ с точки зрения климатической изменчивости, поскольку он содержат данные, которые накоплены за временной промежуток, превышающий принятый период климатического осреднения (30 лет). Именно поэтому этот массив будет использоваться в настоящей работе в первую очередь.

Точность спутниковой информации о температуре поверхности Черного моря оценивалась путем ее сравнения с данными независимых дрифтеров за годовой период. Среднее расхождение между этими двумя видами данных и СКО (среднеквадратичное отклонение) для изображений со сверхвысоким разрешением (около  $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$ ) составляют  $-0.23 \pm 0.07^{\circ}$ С и  $0.61 \pm 0.07^{\circ}$ С (https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-SST-QUID-010-004-006-012-013.pdf), а для изображений с разрешением ( $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ ) соответственно  $0.11 \pm 0.01^{\circ}$ С и  $0.50 \pm 0.01^{\circ}$ С (https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-SST-QUID-010-021-022-041-042.pdf).

Для анализа причин формирования пространственно-временной изменчивости температурных аномалий верхнего слоя вод в работе использовались следующие массивы:

– векторные данные о приповерхностном ветре (ПВ) ССМР ОСW (Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind) за 34-летний период (с 1988 по 2021 гг.) с 6-часовым временным интервалом и пространственным разрешением  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ , которые затем усреднялись за сутки. Данные о ветре получены из архива NASA PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) (Remote Sensing Systems, 2022).

– данные ре-анализа ERA5 (Climate Data Store. Copernicus) о приводном давлении и о потоках тепла за 1982–2021 гг. (ERA5, 2022), которые усреднялись по каждому году и в каждом узле регулярной сетки с пространственным разрешением 0.25° × 0.25°.

Для расчета температурных аномалий использовались массивы как с удаленным, так и не удаленным линейным температурным трендом. Для удаления трендов вычислялись характеристики линейные регрессии для ТПМ с использованием стандартной процедуры минимизации остаточной дисперсии межгодовых изменений ТПМ. Тренд рассчитывался для каждого месяца отдельно.

Для описания реальной межгодовой-десятилетней изменчивости ТПМ использовались аномалии, рассчитанные по данным с не удалённым трендом, которые затем сравнивались с аномалиями, полученными после удаления линейного тренда. Применения такой методики было обусловлено двумя причинами. Первая из них (чисто формальная) связана с хорошо известным фактом о том, что линейный тренд температуры поверхности Черного моря на междесятилетнем масштабе не очень хорошо аппроксимирует долгопериодные изменения температуры. Спутниковые данные в основном относятся к периоду потепления поверхности Черного моря, но частично захватывают и холодный период 1980-х гг., а также замедление роста ТПМ в последние несколько лет. Это подтверждается отсутствием значимого тренда в среднегодовой температуре за период с 2008 по 2021 гг., а также хорошо видно по временному ходу ТПМ. Кроме этого, тренд пространственно-неоднороден. Вторая причина более существенная. Глобальное потепление и его региональные проявления выглядят не просто как повышение средней температуры нижней тропосферы, но и как пространственно-временные изменения в полях давления, ветра, влажности, осадков, потоков тепла и пр. Поэтому однородное по пространству увеличение ТПМ по спутниковым данным не отмечается (а они характеризуются достаточно хорошим пространственновременным разрешением – см. выше). Сравнение аномалий ТПМ, рассчитанных двумя способами, приведенными выше, а также привлечение данных о других гидрометеорологических характеристиках дает возможность установить основные причины пространственно-временной изменчивости ТПМ на масштабах от нескольких лет до нескольких десятилетий.

Температурные аномалии рассчитывались по данным каждого из 2-х массивов ТПМ по следующему алгоритму. Для каждых суток года и для каждой точки на поверхности моря вычислялась средняя температура за весь доступный период. Затем из ежедневной ТПМ была вычтена ежедневная средняя температура в каждой точке. В результате были получены массивы данных с ежедневной аномалией ТПМ. Кроме этого производился аналогичный расчет термических аномалий после удаления значимого линейного тренда, рассчитанного для каждого месяца в отдельности.

Аномалии ТПМ разбивались на два кластера:

 – значения, попадающие в диапазоны положительных аномалий:

2-3°C, 3-4°C, 4-5°C, 5-6°C, >6°C

 – значения, попадающие в диапазоны отрицательных аномалий:

-3...-2°C, -4...-3°C, -5...-4°C, -6...-5°C, <-6°C

В итоге были получены карты ежедневных, ежемесячных и годовых аномалий для разных температурных диапазонов и разных пространственных разрешений.

Для дальнейшего статистического анализа строились гистограммы ТПМ, как для всего периода исследования, так и для двух 20-летних временных отрезков. Первый из них покрывал период с 1982 по 2001 гг., а второй — с 2002 по 2021 гг. Гистограммы строились как для каждого месяца, так и для среднегодовых температур.

По полученным данным (для каждого температурного массива) были построены межгодовые изменения суммарной площади поверхности моря, занятой положительными и отрицательными аномалиями температуры, выделены месяцы с максимальными аномалиями, как для всего периода исследования, так и для отдельных лет. Для экстремальных температурных аномалий были построены графики ежедневных изменений площади поверхности с аномальной температурой и проанализированы совместная изменчивость полей аномальной ТПМ и приповерхностного ветра.

Для общей характеристики крупномасштабной структуры поля ТПМ и анализа механизмов генерации ее аномалий выполнялось разложение среднегодовых полей ТПМ и приводного давления на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) по стандартному алгоритму (Jolliffe and Cadima, 2016) и привлекались данные о ежегодных суммарных потоках тепла на поверхности ЧМ.

# РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

Временной ряд среднегодовой ТПМ, построенный по данным с разрешением  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ ,

демонстрирует значимое потепление поверхности моря с коэффициентами детерминации для линейной и полиноминальной аппроксимации 5-го порядка 0.64 и 0.74 соответственно (рис. 1, слева). Средняя за 40 лет скорость потепления поверхностного слоя составляет около 0.6°C за 10 лет, но быстрее всего ТПМ росла между 1987 и 2010 гг. Однако это потепление не было одинаковым в разные месяцы года. Максимальное ежегодное приращение температуры поверхности ЧМ, обусловленное линейным трендом, отмечалось в мае-июне. В эти месяцы гидрологической весны скорость роста ТПМ был примерно в полтора раза больше, чем в октябре-ноябре. Во второй половине гидрологического лета (августсентябрь) скорость потепления верхнего слоя вод Черного моря также превышала соответствующую скорость, полученную для февраля (в среднем приблизительно на 30%). В результате амплитуда сезонного хода ТПМ в процессе потепления изменилась за 40 лет более чем на 0.5°C за счет неравномерного прогрева поверхностного слоя вод на протяжении года. При использовании данных с разрешением  $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$  за период с 2008 по 2021 гг. значимость линейного тренда среднегодовой температуры и коэффициент его детерминации существенно уменьшились (соответственно, до 80% и 0.22) (рис. 1, справа).

Гистограммы ТПМ, построенные по данным для двух исследованных периодов (1982–2021 гг. и 2008–2021 гг.), характеризуют закон распределения, близкий к нормальному (рис. 4). Причем, при улучшении разрешения (и, соответственно, увеличении количества используемых для статистических оценок данных) степень соответствия гистограммы нормальному закону распределения возрастает в полном согласии с центральной предельной теоремой (Вентцель, 1999; гистограммы, построенные по данным массива с разрешением 0.01° × 0.01°, не приведены).

Основной вопрос, который будет подробно обсуждаться ниже, сводится к следующему: какова пространственно-временная структура долговременного повышения ТПМ и как связаны с ней характеристики аномалий температуры межгодового масштаба в разные месяцы года.

Первая эмпирическая мода в разложении ежегодной среднегодовой ТПМ, из которой не удалялся линейный тренд (ЭОФ 1), отвечает за 95.5% суммарной дисперсии поля среднегодовой ТПМ (рис. 2, слева). Естественно, что при этом изменчивость временного коэффициента этой моды очень близка к временному ходу среднегодовой температуры поверхностных вод Черного моря (сравните рис. 1, слева и временной коэффициент на рис. 2, слева). Амплитуда вариаций ТПМ, описываемой первой ЭОФ, максимальна в северо-восточной части моря.



**Рис. 1.** Изменения среднегодовой ТПМ с линейным трендом и полиноминальной аппроксимацией пятого порядка, рассчитанными по данным с пространственным разрешением  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$  за 40-летний период (слева), с разрешением  $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$  за 14-летний период (справа).



**Рис. 2.** Пространственная структура первой (слева) и второй (справа) ЭОФ ежегодной ТПМ в Черном море и соответствующие временные коэффициенты. Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных 0.05° × 0.05°, тренд не удалялся.

После удаления линейного тренда вклад первой ЭОФ в суммарную дисперсию ТПМ уменьшается почти до 84%, т.е., на 11.5%. При этом происходит существенная трансформация пространственной структуры этой ЭОФ. Максимальная амплитуда межгодовых вариаций первой ЭОФ в этом случае приурочена к северо-западной части ЧМ (рис. 3, слева). Изменение структуры первой ЭОФ после удаления линейного тренда свидетельствует о том, что пространственная изменчивость трендовой и межгодовой составляющих характеризуются разными особенностями.

Если не удалять из анализируемых временных рядов линейный тренд, то вторая ЭОФ отвечает всего лишь за 1.6% суммарной дисперсии поля среднегодовой ТПМ. Ее пространственная структура характеризуется противофазными изменениями ТПМ в западной и восточной частях моря

да доля второй ЭОФ в общей дисперсии увеличивается до 5.6%. При этом (в отличие от первой эмпирической моды) ее пространственная структура практически не изменяется по сравнению с полем, содержащим линейный тренд (рис. 3, справа). Внутримесячная дисперсия осредненных по

(рис. 2, справа). После удаления линейного трен-

Внутримесячная дисперсия осредненных по всей акватории моря среднесуточных значений ТПМ максимальна в мае—июне и октябре—ноябре (табл. 1). Подчеркнем, что на протяжении большей части года общее потепление поверхностного слоя вод не сопровождается значимым увеличением внутримесячной дисперсии ТПМ. В некоторые летние и зимние месяцы, напротив, она даже уменьшается. Увеличение дисперсии отмечается в некоторые месяцы переходных сезонов, особенно в период гидрологической весны (табл. 1, рис. 4).



**Рис. 3.** Пространственная структура первой (слева) и второй (справа) ЭОФ ежегодной ТПМ в Черном море и соответствующие временные коэффициенты. Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных 0.05° × 0.05°, тренд удален.

При этом увеличение ассиметрии в гистограммах ТПМ при потеплении также в целом не происходит. Единственный месяц, для которого отмечено одновременное увеличение средней ТПМ, ее внутримесячной дисперсии и абсолютной величины асимметрии – это апрель. Таким образом, в летние и зимние месяцы не следует ожидать увеличения повторяемости экстремальных аномалий ТПМ, в отличие от весеннего и осеннего сезонов. Отмеченная закономерность не типична для температуры воздуха и климатического периода, характеризующегося повышением температуры (ІРСС, 2012). Это объясняется тем обстоятельством, что атмосфера в основном нагревается снизу, а океан сверху. Поэтому при потеплении атмосферы (особенно выраженном в нижней тропосфере) она в целом становится более конвективно-неустойчивой, тогда как вертикальная стратификация океана при потеплении верхнего перемешанного слоя, напротив, обостряется. Если основываться на результатах ранее выполненных работ, то вероятно некоторое увеличение величины экстремальных отрицательных аномалий ТПМ, обусловленных ветровыми апвеллингами в весенний период, когда толщина прогретого верхнего перемешанного слоя невелика и повторяемость апвеллингов максимальна (Полонский, Музылева, 2016; Полонский, Дробосюк, 2018).

Естественно, что, если не удалять из анализируемых рядов линейный тренд перед расчетом аномалий, то общее потепление поверхностного слоя вод Черного моря приводит к увеличению величины положительных аномалий и площади поверхности, занятой аномально теплыми водами. По этой же причине в целом уменьшаются абсолютные величины отрицательных аномалий и площадь акватории с аномально холодными водами. Действительно, межгодовые изменения суммарной площади поверхности моря, на которой отмечаются положительные и отрицательные аномалии ТПМ различной величины, рассчитанные без предварительного удаления тренда (рис. 5, 6), указывают на интенсификацию и большую пространственную протяженность положительных аномалий ТПМ одновременно с ослаблением и уменьшением площади отрицательных аномалий. Этот (достаточно тривиальный) результат важен с прикладной точки зрения. Он демонстрирует реальное изменение термического режима поверхностного слоя вод ЧМ за последние десятки лет, вызванное монотонным увеличением ТПМ, связанным с общим потеплением.

Общее долговременное повышение ТПМ в основном обусловлено увеличением притока тепла на поверхности моря. Если оценить потепление верхнего перемешанного 20-метрового слоя моря с начала 1990-х гг. за счет этого механизма (рис. 7), то с использованием одномерного уравнения баланса тепла можно получить увеличения температуры приблизительно на 2.25°C/30 лет. Эта оценка близка к наблюдаемому тренду среднегодовой ТПМ (рис. 1) и отвечает потеплению верхнего перемешанного слоя средне-климатической толщины. Конечно, полученная оценка очень приблизительна, т.к. она основывается на довольно грубом расчете внешнего теплового баланса ЧМ, представляющего собой малую разность больших чисел. Кроме этого, некоторый (не пренебрежимо малый) вклад в тренды ТПМ в Черном море могут вносить изменяющиеся притоки речных вод с разной температурой (Полонский, Воскресенская, 2003). Тем не менее, отмеченное выше совпадение полученной оценки с наблюдаемым трендом симптоматично.

Для оценки характеристик теплых и холодных аномалий без учета регионального повышения температуры, связанного с глобальным потеплением,

**Таблица 1.** Среднемесячная ТПМ, осредненная по всей акватории Черного моря, медиана, внутримесячная дисперсия и асимметрия, рассчитанные по данным с пространственным разрешением 0.05° × 0.05° за (1982– 2001)/(2002–2021) гг. (в числителе/знаменателе, соответственно). Жирным выделены средние статистические характеристики в те месяцы, гистограммы ТПМ для которых приведены на рис. 4. Подчеркнуты рассчитанные параметры для апреля (единственного месяца, в котором произошло увеличение ТПМ, ее внутримесячной дисперсии и абсолютной величины асимметрии)

№ месяца	Средняя (град)	Медиана (град)	Дисперсия (град) <sup>2</sup>	Асимметрия
1	7.79/8.77	7.79/8.73	0.26/0.25	0.13/0.37
2	6.62/7.68	6.59/7.67	0.03/0.03	0.80/0.12
3	6.77/7.88	6.64/7.86	0.06/0.06	1.06/0.47
<u>4</u>	<u>9.09/10.09</u>	<u>9.07/9.98</u>	<u>1.05/1.34</u>	<u>0.27/0.45</u>
5	14.06/15.88	14.09/15.85	3.54/3.65	-0.02/0.02
6	19.88/21.78	20.38/22.09	1.84/2.37	-0.56/-0.38
7	23.33/24.86	23.48/24.86	0.39/0.39	-0.34/-0.09
8	24.22/25.73	24.31/25.82	0.08/0.09	-1.27/-0.92
9	21.64/22.98	21.67/23.00	0.96/1.26	0.11/0.02
10	17.75/18.71	17.91/18.60	1.73/1.64	-0.24/0.13
11	13.29/14.55	13.16/14.52	1.51/1.14	0.13/0.06
12	9.77/11.16	9.65/11.09	0.62/0.85	0.29/0.08

рассмотрим данные с разрешением  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$  и с удаленным линейным трендом.

Из графиков межгодовых изменений суммарной площади поверхности моря, на которой отмечаются положительные аномалии ТПМ (рис. 8), видно, что максимальные отклонения от средней ТПМ наблюдались в 2012 и 2018 гг. Это соответствует результатам, полученным по данным о ТПМ с тем же разрешением, но не удаленным трендом (рис. 6, правый). Из рис. 9, на котором показаны изменения суммарной ежемесячной площади положительных аномалий ТПМ, видно, что максимальные положительные аномалии (от 5 до 9°С) отмечались в мае. При этом суммарная площадь покрытия поверхности моря положительной аномалией такого типа превысила  $500000 \text{ км}^2$ .

Самые экстремальные и обширные теплые аномалии наблюдались в северо-западной части моря в мае 2012. Второй период повышенной повторяемость экстремальных и обширных теплых аномалий поверхностного слоя вод приурочен к октябрю (хотя они меньше по абсолютной величине и занимают примерно вдвое меньшую площадь поверхности моря, чем в мае, сравните рис. 8 и 9).

Таким образом, подтверждается вывод, сделанные выше при анализе гистограмм ТПМ и заключающийся в том, что повышенную повторяемость экстремальных аномалий ТПМ следует ожидать в переходные сезоны второго (более теплого) двадцатилетнего периода, начинающегося с 2002 г., а, особенно, весной. Как показано в работе (Полонский, Серебренников, 2023б), типичная повторяемость подобных аномалий составляет в настоящее время порядка одного случая в несколько лет. Они генерируются аномальными потоками тепла на поверхности моря (в том числе, на мелководных участках шельфа, где в их формировании могут принимать участие и аномально теплые речные воды), и распространяются на открытые участки акватории за счет горизонтальной адвекции преимущественно ветрового происхождения.

Подчеркнем, что увеличивается повторяемость и площадь именно экстремальных положительных аномалий ТПМ (превышающих 5–6°С), возникающих в весенний период. Что касается аномалий ТПМ из диапазона 2–4°С то это увеличение незначимо (рис. 8).

Характеристики отрицательных аномалий ТПМ, рассчитанных после удаления линейного тренда, также рассмотрим вначале по данным за 1982–2021 гг. с пространственным разрешением  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ . Из рис. 10 хорошо видны высокоамплитудные межгодовые вариации площади поверхности моря, занятой отрицательными аномалиями ТПМ различной величины. В отдельные годы их площадь увеличивается по сравнению с годами с низкими значениями этого показателя в несколько раз. Для аномалий ТПМ из диапазона от -2 до -3°C выделяются максимумы площадей в 1987, 1993 и 1997 гг., а для максимальных (по абсолютной величине) аномалий ТПМ – 2011 и 2013 гг. Рисунок 11 показывает, что максимальные площади отрицательных аномалий ТПМ отмечаются в мае−июне (в диапазоне −4...−3°С) и в мае и октябре (в диапазоне  $-6...-5^{\circ}$ С).



**Рис. 4.** Выборочные гистограммы ТПМ для всего бассейна Черного моря и двух периодов (1982–2001 гг., и 2002-2021). Приведены гистограммы для мая, июля, октября и декабря. Пространственное разрешение данных 0.05° × 0.05°.



**Рис. 5.** Межгодовые изменения суммарной ежегодной площади поверхности Черного моря, на которой отмечались положительные аномалии ТПМ в диапазонах 2–3°С (слева) и 3–4°С (справа, показано красным цветом), и отрицательные аномалии ТПМ в диапазонах –(3–2)°С и –(4–3)°С (показано синим цветом). Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных 0.05° × 0.05°. При расчете аномалий ТПМ тренд не удалялся.



**Рис. 6.** Межгодовые изменения суммарной площади поверхности Черного моря, на которой отмечались положительные температурные аномалии в диапазонах  $4-5^{\circ}$ С (слева) и  $5-6^{\circ}$ С (справа, показано красным цветом), и отрицательные аномалии в диапазонах  $-(5-4)^{\circ}$ С и  $-(6-5)^{\circ}$ С (показано синим цветом). Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ . При расчете аномалий ТПМ тренд не удалялся.



**Рис. 7.** Ежегодные суммарные притоки тепла (внешний тепловой баланс) на поверхности Черного моря, рассчитанны по данным ре-анализа ERA-5. Синей линией показан аппроксимирующий полином 5-го порядка.

Подчеркнем, что аномалии ТПМ из диапазона -(6-5)°С до 2000 г. вообще не выделялись. Начиная с 2001 г., они и стали регулярно возникать с периодичностью, не превышающей 2–3 г. При этом площадь поверхности моря, занятой экстремально холодными водами в целом возрастает со временем (рис. 10). Эти результаты подтверждают увеличение повторяемости экстремальных аномалий ТПМ в переходные сезоны при общем потеплении поверхностного слоя вод ЧМ (см. выше) и преимущественно апвеллинговое происхождение отрицательных аномалий ТПМ (Полонский, Серебренников, 2023а). Вместе с тем, максимальная пространственная протяженность экстремальных отрицательных аномалий ТПМ отмечается не в весенний период (как можно было ожидать, исходя из опубликованных данных, см. выше), а в осенний (рис. 11). Это свидетельствует об изменении пространственно-временной структуры поля ветра над ЧМ, вызывающего понижение ТПМ



**Рис. 8.** Межгодовые изменения суммарной площади поверхности Черного моря, на которой отмечались положительные температурные аномалии в диапазонах 2–3°C, 3–4°C, 4–5°C (слева) и 5–6°C, 6–9°C (справа). Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных 0.05° × 0.05°. Перед расчетом аномалий ТПМ линейный тренд удален.



**Рис. 9.** Изменения суммарной среднемесячной площади положительных температурных аномалий в поверхностном слое Черного моря в диапазонах  $2-3^{\circ}$ C,  $3-4^{\circ}$ C,  $4-5^{\circ}$ C (слева) и  $5-6^{\circ}$ C и  $6-9^{\circ}$ C (справа). Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ . Перед расчетом аномалий ТПМ тренд удален.

апвеллингового происхождения, что подтверждается результатами соответствующего анализа, приведенными ниже.

Спутниковые данные за период 2008—2021 гг. с разрешением 0.01° × 0.01° в целом подтверждают описанный выше результат. Естественно, улучшение пространственного разрешения приводит к тому, что удается выделить более интенсивные экстремальные аномалии ТПМ, чем по данным с худшим разрешением (рисунок не приведен). Причина такого результата очевидна. Максимальные (по абсолютной величине) отрицательные аномалии ТПМ обычно регистрируются в узкой прибрежной зоне (в силу апвеллингового происхождения этих аномалий) и их величина уменьшается при увеличении пространственного осреднения (Полонский, Дробосюк, 2018).

Таким образом можно отметить, что (также как и для положительных аномалий ТПМ) отмечается тенденция увеличения повторяемости и площади экстремальных отрицательных аномалий, превышающих (по абсолютной величине)  $-(5-6)^{\circ}$ С. При этом отрицательные аномалии ТПМ из диапазона  $-(2-4^{\circ}$ С) характеризуются противоположной тенденцией, что подтверждает опубликованные ранее результаты (Полонский, Музылева, 2016).



**Рис. 10.** Межгодовые изменения ежегодной суммарной площади поверхности Черного моря, на которой отмечались отрицательные температурные аномалии в диапазонах  $-(3-2)^{\circ}$ С,  $-(4-3)^{\circ}$ С,  $-(5-4)^{\circ}$ С (слева) и  $-(6-5)^{\circ}$ С,  $-(9-6)^{\circ}$ С (справа). Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ . Перед расчетом аномалий ТПМ тренд удален.



**Рис. 11.** Изменения суммарной среднемесячной площади отрицательных температурных аномалий в Черном море в диапазонах  $-3...-2^{\circ}$ C,  $-4...-3^{\circ}$ C,  $-5...-4^{\circ}$ C (слева) и  $-6...-5^{\circ}$ C,  $-9...-6^{\circ}$ C (справа). Период исследования 1982–2021 гг., пространственное разрешение данных  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ . Перед расчетом аномалий ТПМ тренд удален.

Пример зарождения отрицательной аномалии ТПМ в прибрежной части акватории за счет ветрового сгона представлен на рис. 12. Хорошо видно, что 27 августа 2013 г. в северной части Черного моря минимальная ТПМ составляла 21.9°С. Причем понижение ТПМ было приурочено к прибрежной зоне и генерировалось ветровым сгоном. К 29 августа минимальная ТПМ опустилась до 14°С и за счет горизонтальной адвекции ветрового происхождения холодные воды распространились на северо-западную и центральную части бассейна. При этом площадь поверхности моря, покрытой аномально холодными водами с температурой ниже средней на 5-6°С и более доходила до 120000 кв. км (рис. не приведен).

Второй основной причиной появления отрицательных аномалий ТПМ (кроме прибрежного апвеллинга) является подъем подповерхностных и промежуточных вод, обусловленный циклонической завихренностью приводного поля ветра при достаточной глубине моря, а также силе и продолжительности действия ветра. Для 2011 г. этот процесс был подробно проанализирован в работе (Полонский, Серебренников, 2023а). В поле ветра наблюдалась интенсивная циклоническая завихренность, генерирующая восходя-



**Рис. 12.** Пример генерации прибрежного апвеллинга ветровым сгоном. Показаны ТПМ (разными цветами) и векторы приводного ветра (стрелками) 27 августа 2013 г. Разрешение по пространству: 0.01° × 0.01° (для ТПМ) и 0.25° × 0.25° (для ветра).

щие движения вод и приводящая к выхолаживанию поверхностных вод. При медленно движущихся циклонах этот механизм является эффективным источником формирования отрицательных аномалий ТПМ (Полонский, Дробосюк, 2018).

Для обобщенной характеристики влияния этого механизма на изменения ТПМ обратимся к рис. 2, 3 и 13. На последнем из них хорошо видно, что с 1982 по 1994 гг. в среднегодовом поле приземного давления преобладала антициклоническая компонента, а после 1994 г., а, особенно, начиная с 2009 — циклоническая. Вероятнее всего, это является следствием усиления циклонической завихренности поля ветра над Черным морем, приводящей к выхолаживанию верхнего слоя вод за счет механизмов, проанализированных выше. Такой вывод подтверждается результатами нескольких работ, в которых отмечается увеличение количества циклонов и общая интенсификация циклонической завихренности над Черным морем, начиная с 1980-х гг. (см., например, Maslova et al., 2020). Причем максимальные амплитуды вариаций поля приводного давления отмечаются в западной части Черного моря.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на основании спутниковых данных с 1982 по 2021 гг. с пространственным разрешением 0.05° × 0.05° подтверждено общее повышение температуры поверхности ЧМ, составляющее в среднем за год около 2.5°С/40 лет. Максимальное ежегодное приращение ТПМ, обусловленное линейным трендом, отмечается в мае-июне. В эти месяцы гидрологической весны скорость роста ТПМ примерно в полтора раза больше, чем в октябре—ноябре. Общее потепление поверхностного слоя вод наиболее выражено в северо-восточной части ЧМ.

Гистограммы ТПМ, построенные по данным с разным пространственным разрешением  $0.05^{\circ}$  ×  $0.05^{\circ}$  и  $0.01^{\circ} \times 0.01^{\circ}$ , характерны для выборки из генеральной совокупности, подчиняющейся нормальному закону распределения. Причем, при улучшении разрешения (и, соответственно, увеличении количества используемых для статистических оценок данных) степень соответствия гистограммы нормальному закону возрастает. На протяжении большей части года общее потепление поверхностного слоя вод не сопровождается значимым увеличением внутримесячной дисперсии ТПМ. Такое увеличение отмечается только в некоторые месяцы переходных сезонов, особенно в период гидрологической весны, когда значимо возрастает абсолютная величина экстремальных термических аномалий и их площадь. Максимальные амплитуды межгодовых вариаций ТПМ приурочены к северо-западной части ЧМ.

Существенное влияние на пространственновременную структуру ТПМ оказывают изменения в полях атмосферного давления и ветра. Долгопериодные тенденции приводного давления над ЧМ указывают на интенсификацию региональной циклонической активности в атмосфере, что приводит к усиленной генерации отрицательных аномалий ТПМ. Протяженные холодные аномалии значительной амплитуды возникают преимущественно в теплое полугодие (особенно,



**Рис. 13.** Пространственная структура первой ЭОФ ежегодного приводного давления над Черным морем (сверху) и соответствующий временной коэффициент (снизу), рассчитанный по данным ре-анализа ERA5.

в мае и октябре) за счет развития апвеллингов ветрового происхождения различных типов. Майские и октябрьские отрицательные аномалии ТПМ из диапазона -(6-5)°C характеризуются максимальными площадями. Теплые аномалии также чаще всего регистрируются в мае и (в меньшей степени) в октябре. Они генерируются аномальными потоками тепла на поверхности моря (в том числе, на мелководных участках шельфа, где в их формировании могут принимать участие и аномально теплые речные воды), и распространяются на открытые участки акватории за счет горизонтальной адвекции преимущественно ветрового происхождения.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Выражаем благодарность анонимному рецензенту, чьи критические замечания способствовали конструктивной доработке статьи.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы гос. задания "Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственновременную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов (гос. рег. № 121122300074-7)".

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вентцель Е.С. Теория вероятностей: Учеб. для вузов // М.: Высш. шк. 1999. 576 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА № 6 2023

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Справочник. // СПб.: Гидрометеоиздат. 1991. 430 с.

Дорофеев В.Л., Сухих Л.И. Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993–2012 г. на основе результатов выполненного реанализа // Морской гидрофизический журн. 2016. № 1(187). С. 33–48.

https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-1-33-48

Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Под ред. Б.А. Нелепо. // Л.: Гидрометеоиздат. 1984. 240 с.

*Овчинников И.М., Попов Ю.И.* К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // ДАН СССР. 1984. Т. 279. № 4. С. 986–989.

Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н. О причинах понижения температуры в Черном море // Докл. НАН Украины. 2003. № 12. С. 108–111.

Полонский А.Б., Дробосюк Н.С. О резких понижениях температуры поверхности Черного моря по данным многолетних спутниковых наблюдений // Системы контроля окружающей среды. 2018. № 13(33). С. 42–49. https://doi.org/10.33075/2220-5861-2018-3-42-49

Полонский А.Б., Музылева М.А. Современная пространственно-временная изменчивость апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма // Известия РАН. Серия географическая. Вып. 4. 2016. С. 96–108.

Полонский А.Б., Серебренников А.Н. О механизме резкого понижения температуры поверхности в северозападной части Черного моря и у побережья Крыма // Метеорология и гидрология. 2023а. № 2. С. 31–40. https://doi.org/10.52002/0130-2906-2023-2-31-40 Полонский А.Б., Серебренников А.Н. О положительных аномалиях температуры поверхности моря в северной части Черного моря и у юго-западного побережья Крыма // Метеорология и гидрология. 2023б (в печати).

Полонский А.Б., Шокурова И.Г. Белокопытов В.Н. Десятилетняя изменчивость температуры и солености в Черном море // Морской гидрофизический журн. 2013. № 6. С. 27–41.

Станичная Р.Р., Станичный С.В. Апвеллинги Чёрного моря // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 195–207.

https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-195-207

*Bengil F., Mavruk S.* Warming in Turkish Seas: Comparative Multidecadal Assessment // Turkish J. Fisheries and Aquatic Sciences. 2018. № 19(1). P. 51–57.

https://doi.org/10.4194/1303-2712-v19\_01\_06

CMEMS. URL: https://www.copernicus.eu (date of access: 20.12.2022).

ERA5. Climate Data Store. URL: https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp (date of access: 20.12.2022).

IPCC, 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [*Field C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley* (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 2012, 582 p.

*Jacox M.G., Alexander M.A., Amaya D., et al.* Global seasonal forecasts of marine heat-waves // Nature. 2022. V. 604. P. 486–490.

https://doi.org/10.1038/s41586-022-04573-9

*Jolliffe I.T., Cadima J.* Principal component analysis: a review and recent developments // Phil. Trans. R. Soc. 2016. 374: 20150202.

https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0202

*Lima L., Ciliberti S.A., Aydogdu A. et al.* Climate Signals in the Black Sea from a Multidecadal Eddy-Resolving Reanalysis // Front. Mar. Sci. 2021. 8:710973.

https://doi.org/10.3389/fmars.2021.710973

*Maslova V.N., Voskresenskaya E.N., Lubkov A.S. et al.* Intense Cyclones in the Black Sea Region: Change, Variability, Predictability and Manifestations in the Storm Activity // Sustainability. 2020. 12 (11). 4468.

https://doi.org/10.3390/su12114468

*Miladinova S., Stips A., Garcia-Gorriz E., and Macias Moy D.* Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. № 122(7). P. 5624–5644.

https://doi.org/10.1002/2016JC012644

Remote Sensing Systems. URL: https://www.remss.com (date of access: 20.12.2022).

*Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current Structure, CIW Formation, and Transport in the Western Black Sea // Deep-Sea Research. 1999. V. 1. № 46. P. 1733–1753.

https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00028-X

*Sakalli A., Basusta N.* Sea surface temperature change in the Black Sea under climate change: A simulation of the sea surface temperature up to 2100 // Int. J. Climatol. 2018. V. 38. P. 4687–4698.

https://doi.org/10.1002/joc.5688

*Salihoglu B., Arkin S.S., Akoglu E., Fach B.A.* Evolution of Future Black Sea Fish Stocks under Changing Environmental and Climatic Conditions // Front. Mar. Sci. 2017. 4: 339. https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00339

Shapiro G.I., Aleynik D.L. and Mee L.D. Long term trends in the sea surface temperature of the Black Sea // Ocean Sci. 2010.  $\mathbb{N}$  6. P. 491–501.

https://doi.org/10.5194/os-6-491-2010

*Stanev E.V.* Understanding Black-Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling // Oceanography. 2005. V. 18. № 2. P. 56–75.

https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.42

# Changes in the Nature of Temperature Anomalies of the Black Sea Surface During the Warming Period of the Late 20<sup>th</sup>–Early 21st Centuries

# A. B. Polonsky<sup>1</sup> and A. N. Serebrennikov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia

Based on the analysis of satellite data from 1982 to 2021 with a spatial resolution of about  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ , the total increase in the Black Sea surface temperature was confirmed. Annual temperature averaged over the entire Black Sea rises with the rate of about  $0.6^{\circ}$ C/10 years. The annual temperature increment due to the linear trend is at a maximum in May–June. In these months of the hydrological spring, the rate of increase in sea surface temperature (SST) is about one and a half times greater than in October–November. For most of the year, the general warming of the surface water layer is not accompanied by a significant increase in the intramonthly SST variance. Such an increase is observed only in some months of the transition seasons, especially during the hydrological spring, when the absolute magnitude of extreme thermal anomalies and their area significantly increases. The maximum amplitudes of interannual variations of SST are confined to the northwestern part of the Black Sea. Changes in atmospheric pressure and wind fields significantly impact on the spatiotemporal SST structure of the. Long-term trends of driving pressure above the Black Sea indicate an intensification of regional cyclonic activity in the atmosphere (especially pronounced since 2009), which leads to increased generation of the negative SST anomalies of significant amplitude. Such anomalies occur mainly in the warm half-year (especially in May and October) due to the development of wind-driven upwell-

ing. The May and October negative SST anomalies from the range of  $-(6-5)^{\circ}$ C are characterized by maximum areas. Warm anomalies are also most often recorded in May and (to a lesser extent) in October. They are generated by abnormal heat fluxes on the sea surface, including in shallow areas of the shelf and spread to open areas of the Black Sea due to horizontal advection of mainly wind origin. The described patterns of spatio-temporal SST variability and their causes are illustrated by a case-study of extreme thermal anomalies using comprehensive analysis of wind and SST fields of high spatial resolution.

*Keywords*: satellite data, near-surface wind and its vorticity, heat gain and temperature anomalies of the Black Sea surface

## REFERENCES

Bengil F., Mavruk S. Warming in Turkish Seas: Comparative Multidecadal Assessment // Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 2018. № 19(1). P. 51–57. https://doi.org/10.4194/1303-2712-v19\_01\_06

CMEMS. URL: https://www.copernicus.eu (date of access: 20.12.2022).

Dorofeev V.L., Sukhikh L.I. Analiz izmenchivosti gidrofizicheskikh poley CHernogo morya v period 1993– 2012 godov na osnove rezul'tatov vypolnennogo reanaliza [Analysis of the variability of the hydrophysical fields of the Black Sea in the period 1993–2012 based on the results of the performed reanalysis] // Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. 2016. № 1(187). P. 33–48. (In Russian).

https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-1-33-48

ERA5. Climate Data Store. URL: https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp (date of access: 20.12.2022).

Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morey SSSR. T. 4. CHernoe more. Vyp. 1. Gidrometeoro-logicheskie usloviya. Spravochnik [Hydrometeorological conditions. Directory] // SPb.: Gidrometeoizdat. 1991. 430 p. (In Russian). Izmenchivost' gidrofizicheskikh poley CHernogo morya. Pod red. *B.A. Nelepo*. [Variability of hydrophysical fields of the Black Sea. Ed. B.A. Nelepo] // L.: Gidrometeoizdat. 1984. 240 p. (In Russian).

*Jacox M.G., Alexander M.A., Amaya D. et al.* Global seasonal forecasts of marine heat-waves // Nature. 2022. V. 604. P. 486–490.

https://doi.org/10.1038/s41586-022-04573-9

*Jolliffe I.T., Cadima J.* Principal component analysis: a review and recent developments // Phil. Trans. R. Soc. 2016. 374: 20150202.

https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0202

*Lima L., Ciliberti S.A., Aydogdu A. et al.* Climate Signals in the Black Sea from a Multidecadal Eddy-Resolving Reanalysis // Front. Mar. Sci. 2021. 8: 710973.

https://doi.org/10.3389/fmars.2021.710973

*Maslova V.N., Voskresenskaya E.N., Lubkov A.S.* et al. Intense Cyclones in the Black Sea Region: Change, Variability, Predictability and Manifestations in the Storm Activity // Sustainability. 2020. 12(11). 4468.

https://doi.org/10.3390/su12114468

*Miladinova S., Stips A., Garcia-Gorriz E., Macias Moy D.* Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. № 122(7). P. 5624–5644.

https://doi.org/10.1002/2016JC012644

Remote Sensing Systems. URL: https://www.remss.com (date of access: 20.12.2022).

*Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current Structure, CIW Formation, and Transport in the Western Black Sea // Deep-Sea Research. 1999. V. 1. № 46. P. 1733–1753. https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00028-X

*Ovchinnikov I.M., Popov YU.I.* K voprosu o formirovanii kholodnogo promezhutochnogo sloya v CHernom more [On the issue of the formation of a cold intermediate layer in the Black Sea] // FEAS SSSR. 1984. V. 279.  $\mathbb{N}$  4. P. 986–989. (In Russian).

*Polonskiy A.B., Drobosyuk N.S.* O rezkikh ponizheniyakh temperatury poverkhnosti CHernogo morya po dannym mnogoletnikh sputnikovykh nablyudeniy [On the sharp drops in the temperature of the Black Sea surface according to the data of long-term satellite observations] // Sistemy kontrolya okruzhayuschey sredy. 2018. № 13(33). P. 42–49. (In Russian).

https://doi.org/10.33075/2220-5861-2018-3-42-49.

*Polonskiy A.B., Muzyleva M.A.* Sovremennay prostranstvenno-vremennaya izmenchivost apwellinga v severo-zapadnoy chasti Chernogo morya I u poberejya Kryma // Izv. RANq'. Ser. Geographicheskaya, vyp. 4, 2016. P. 96–108.

Polonskiy A.B., Serebrennikov A.N. O mekhanizme rezkogo ponizheniya temperatury po-verkhnosti v severo-zapadnoy chasti CHernogo morya i u poberezh'ya Kryma [On the mechanism of a sharp decrease in surface temperature in the northwestern part of the Black Sea and near the Crime-an coast] // Meteorologiya i gidrologiya. 2023a. No 2. P. 31–40. (In Russian).

https://doi.org/10.52002/0130-2906-2023-2-31-40

*Polonskiy A.B., Serebrennikov A.N.* O polozhitel'nykh anomaliyakh temperatury poverkhnosti morya v severnoy chasti CHernogo morya i u yugo-zapadnogo poberezh'ya Kryma [On positive sea surface temperature anomalies in the northern part of the Black Sea and off the southwestern coast of Crimea] // Meteorologiya i gidrologiya. 2023b (in the press). (In Russian).

*Polonskiy A.B., Shokurova I.G. Belokopytov V.N.* Desyatiletnyaya izmenchivost' temperatury i solenosti v CHernom more [Decadal variability of temperature and salinity in the Black Sea] // Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. 2013. № 6. P. 27–41. (In Russian).

*Polonskiy A.B., Voskresenskaya E.N.* O prichinakh ponizheniya temperatury v CHernom more [On the reasons for the decrease in temperature in the Black Sea] // Doklady NAN Ukrainy. 2003. № 12. P. 108–111. (In Russian).

*Sakalli A., Basusta N.* Sea surface temperature change in the Black Sea under climate change: A simulation of the sea surface temperature up to 2100 // Int. J. Climatol. 2018.

V. 38. P. 4687–4698. https://doi.org/10.1002/joc.5688

*Salihoglu B., Arkin S.S., Akoglu E., Fach B.A.* Evolution of Future Black Sea Fish Stocks under Changing Environmental and Climatic Conditions // Front. Mar. Sci. 2017. 4: 339.

https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00339

Shapiro G.I., Aleynik D.L., Mee L.D. Long term trends in the sea surface temperature of the Black Sea // Ocean Sci. 2010.  $\mathbb{N}$  6. P. 491–501. https://doi.org/10.5194/os-6-491-2010

*Stanev E.V.* Understanding Black-Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling // Oceanography. 2005. V. 18. № 2. P. 56–75.

https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.42

*Stanichnaya R.R., Stanichnyy S.V.* Apvellingi CHernogo morya [Upwellings of the Black Sea] // Sovrem. probl. dist. zondir. Zemli iz kosmosa. 2021. V. 18. № 4. P. 195–207. (In Russian).

https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-195-207

*Venttsel' E.S.* Teoriya veroyatnostey: Ucheb. dlya vuzov [Probability Theory: A Textbook for Universities] // M.: Vyssh. shk. 1999. 576 p. (In Russian).