

ISSN 0205-9614

Номер 4

Июль–Август 2024



ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2024

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

Восстановление интенсивности осадков по данным спутникового радиометра ATMS

А. А. Филей, А. И. Андреев

3

Критерии пространственного распределения полиметаллических рудных объектов как основа для создания прогнозно-поисковой модели с использованием нейросетевого подхода (на примере территории юго-восточного Забайкалья)

Г. А. Гришков, И. О. Нафигин, С. А. Устинов, В. А. Петров, В. А. Минаев

22

Использование космической информации о Земле

Оценка распределения очагов дефляции на территории Ненецкого автономного округа по данным дистанционного зондирования

В. Г. Юферев, К. Н. Кулик, А. М. Пугачева, В. А. Гуцин

38

Геоинформационный мониторинг состояния рисовых полей провинции Анзянг (Вьетнам) по мультиспектральным данным ДЗЗ и полевого спектрорадиометрирования

*В. Г. Юферев, А. К. Кулик, Нгуен Чонг Хиен, А. А. Васильченко,
А. А. Выприцкий, Р. Н. Балкушкин, Ву Тхи Минь Чау, Чан Тхи Ле Тху*

47

Физические основы исследования Земли из космоса

Определение общего содержания диоксида углерода в атмосфере по данным спутникового фурье-спектрометра ИКФС-2: анализ и опыт применения

*А. Н. Рублев, В. В. Голомолзин, А. Б. Успенский, Ю. В. Киселева, Д. А. Козлов,
Б. Д. Белан, М. Ю. Аршинов, Ю. М. Тимофеев, А. В. Панов, А. С. Прокушкин*

56

Краткие сообщения

Применение метода Stacking-InSAR для анализа изменений высоты лесного полога

В. Г. Бондур, Т. Н. Чимитдоржиев, А. В. Дмитриев, Ж. Д. Номшиев

69

Дискуссии

Комплексные геоморфологические и морфотектонические исследования с использованием данных дистанционного зондирования из космоса как основа повышения эффективности геологических работ

А. А. Гаврилов

77

Contents

No. 4, 2024

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

Neural Network Algorithm for Precipitation Estimation from ATMS Satellite Radiometer Data

A. A. Filei, A. I. Andreev

3

Criteria for the Spatial Distribution of Polymetallic Ore Objects as a Basis for Creating a Predictive Search Model Using a Neural Network Approach (Using the Example of the Territory of South-Eastern Transbaikalia)

G. A. Grishkov, I. O. Nafigin, S. A. Ustinov, V. A. Petrov, V. A. Minaev

22

Utilization of the Earth Space Data

Estimation of the Distribution of Deflation Sites on the Territory of the Nenets Autonomous Okrug by Data of Remote Sensing

V. G. Yuferev, K. N. Kulik, A. M. Pugacheva, V. A. Gushchin

38

Geoinformation Monitoring of the Condition of Rice Fields in Giang Province (Vietnam) According to Multispectral ERS Data and Field Spectroradiometry

*V. G. Yuferev, A. K. Kulik, N. T. Hiep, A. A. Vasilchenko, A. A. Vypritskiy,
R. N. Balkushkin, V. T. M. Chau, T. T. L. Thu*

47

Earth Research from Space Physical Ground

Derivation Of the Carbon Dioxide Total Column in the Atmosphere from Satellite-Based Infrared Fourier-Transform Spectrometer IKFS–2 Measurements: Analysis and Application Experience

*A. N. Rublev, V. V. Golomolzin, A. B. Uspensky, Yu. V. Kiseleva, D. A. Kozlov,
B. D. Belan, M. Yu. Arshinov, Yu. M. Timofeev, A. V. Panov, A. S. Prokushkin*

56

Short Communications

Application of the Stacking-InSAR Method for Analyzing Changes in Forest Canopy Height

V. G. Bondur, T. N. Chimitdorzhiev, A. V. Dmitriev, Zh. D. Nomshiev

69

Discussions

The Integrate Geomorphological, Morphotectonics Investigations Using Remote Sensing Data from Space as the Basis for the Efficiency Increasing of Geological Works

A. A. Gavrilov

77

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ РАДИОМЕТРА ATMS

© 2024 г. А. А. Филей¹ *, А. И. Андреев¹

¹Дальневосточный центр ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета»»,
Хабаровск, Россия

*E-mail: andreyvm-61@mail.ru

Поступила в редакцию 28.02.2024 г.

В статье представлена нейросетевая методика определения интенсивности осадков по данным микроволновых измерений радиометра ATMS, установленного на борту космических аппаратов Suomi NPP и NOAA-20/21. Алгоритм построен на двух полносвязных нейронных сетях, одна из которых используется для обнаружения осадкообразующей облачности, а другая – для количественной оценки осадков. При обучении нейронной сети в качестве эталонного источника информации выступал массив смоделированных с помощью быстрой радиационной модели RTTOV в каналах прибора ATMS измерений и соответствующих им интенсивностей осадков из реанализа ECMWF ERA5. Валидация полученных оценок интенсивностей осадков проводилась по данным результатов работы алгоритмов MIRS и GPROF для спутникового радиометра ATMS, а также по данным наземных радиолокационных наблюдений NIMROD. Результаты проведенной валидации показали уровень точности, соответствующий большинству работ в этой области. Валидация была проведена отдельно для суши и отдельно для воды. При сравнении с алгоритмом MIRS корреляция составила больше 0.9, и были получены RMSE для воды – 0.78 мм/ч, для суши – 0.84 мм/ч. При сравнении с алгоритмом GPROF корреляция для воды и для суши составила 0.8, а RMSE – 1.27 и 0.9 мм/ч, соответственно. При сравнении с данными наземного радиолокационного зондирования NIMROD корреляция и RMSE для суши составили 0.47 и 1.37 мм/ч, соответственно. Результаты проведенной валидации подтверждают работоспособность представленной нейросетевой методики восстановления интенсивности осадков. Кроме этого, дальнейшая небольшая доработка представленного алгоритма позволит применять его к измерениям других микроволновых спутниковым приборам, в том числе российских, например, МТВ3А-ГЯ, устанавливаемого на космических аппаратах серии Метеор-М.

Ключевые слова: ATMS, RTTOV, MIRS, GPROF, NIMROD, интенсивность осадков, нейронные сети

DOI: 10.31857/S0205961424040019, **EDN:** EMLYCL

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферные осадки на сегодняшний день являются одним из наиболее важных параметров в системе подстилающая поверхность – атмосфера. Информация о количественной оценке атмосферных осадков позволяет решать фундаментальные задачи в таких научных областях, как метеорология, климатология, сельское хозяйство и др. Большая разреженность сети наземных наблюдений, неравномерность их территориального распределения резко сужают возможности постановки и эффективного решения подобных задач. Таким образом, спутниковые измерения являются основным источником информации об атмосферных осадках в различных пространственно-временных масштабах.

В настоящее время основными спутниковыми приборами, используемыми для дистанционного зондирования осадков, являются радары, микро-

волновые (МВ) и инфракрасные (ИК) радиометры. Радары осадков излучают микроволны и измеряют обратное рассеянное частицами осадков излучение. Спутники, оснащенные радаром осадков, встречаются редко, а полоса их наблюдения узка, что ограничивает возможности их наблюдения. МВ радиометры принимают микроволны из атмосферы и могут регистрировать сигналы осадков как в виде дождя, так и замерзших частиц воды (Aonashi and Ferraro, 2020). МВ радиометры установлены на большинстве современных полярно-орбитальных космических аппаратов (КА) и могут проводить измерения чаще, чем спутниковые радары. ИК радиометры установлены как на полярно-орбитальных, так и на геостационарных КА и могут производить съемку чаще, чем МВ радиометры и спутниковые радары. Однако для ИК радиометров возможна лишь косвенная оценка количества осадков на верхней границе облака в виду его непрозрачно-

сти в этом спектре. Таким образом, пассивные МВ измерения на сегодняшний день являются эталонным получением оценок интенсивности осадков по спутниковым данным и используются, как правило, для уточнения оценок интенсивности осадков, полученных по данным ИК радиометров (Kidd and Levizzani, 2011; Huffman et al., 2020).

Первое практическое применение МВ радиометров для определения интенсивности осадков началось еще в конце 1970-х гг. с запуска спутника Nimbus-7 с МВ радиометром SMMR на борту (Petty and Katsaros, 1990). По мере развития спутниковой МВ радиометрии в 90-е годы количество каналов у приборов увеличивалось, а пространственное разрешение улучшалось, что способствовало разработке новых алгоритмов количественной оценки осадков. Например, был представлен алгоритм для прибора SSM/I на борту КА серии DMSP (Wilheit et al., 1991; Ferraro et al., 1995; Kummerow et al., 1994), в основе которого лежал статистически-регрессионный подход, связывающий измерения в каналах прибора с атмосферными осадками (Petty, 1994). Большинство алгоритмов разрабатывалось для оценки интенсивностей осадков над открытыми районами океанов из-за высоких значений коэффициента излучения суши и его пространственной неоднородности. После запуска в 1997 г. исследовательской миссии TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, <https://gpm.nasa.gov/missions/trmm>, 1997–2015 гг.) алгоритмы определения осадков по МВ измерениям получили дальнейшее развитие. Установленный на борту КА TRMM прибор TMI имел дополнительные низкочастотные каналы, которые давали больше информации об осадках по сравнению с прибором SSM/I. Это позволило использовать байесовский подход для восстановления интенсивности осадков путем оценки вертикального распределения влагосодержания атмосферы (Kummerow et al., 1996, 2001). Запуск в 2015 г. исследовательской миссии GPM (Global Precipitation Measurement, <https://gpm.nasa.gov/missions/GPM>, 2015 – н.с.) позволил унифицировать и усовершенствовать измерения интенсивности осадков с использованием как исследовательских, так и оперативных микроволновых радиометров. В рамках данной миссии осуществляется взаимная калибровка измерений и восстановление интенсивности осадков с таких приборов, как AMSR2 (GCOM-W1), MHS (NOAA 18/19, MetOp B/C), ATMS (Suomi NPP, NOAA-20/21), TMI (TRMM), GMI (GPM) и др. (Berg et al., 2016; Passive Microwave Algorithm Team Facility, 2022).

Увеличение количества спектральных каналов (в частности, высокочастотных), улучшение их пространственного разрешения позволило реализовать новые подходы и методы оценки интенсивностей осадков для таких приборов, как AMSU-A/B

(КА серии NOAA и MetOp), AMSR-E (КА Aqua), AMSR-2, ATMS и др. Появилась возможность оценивать интенсивность осадков над сушей, а также восстанавливать вертикальное распределение влагосодержания атмосферы (Ferraro et al., 2000; Kummerow et al., 2001; Wilheit et al., 2003). Богатый опыт исследований в этой области позволил реализовать такие алгоритмы, как GPROF (Global Precipitation Measurement Profiling Algorithm) (Kummerow et al., 1994, 2001), UMORA (The Unified Microwave Ocean Retrieval Algorithm) (Wentz and Spencer, 1998), GSMaP (Global Satellite Mapping of Precipitation) (Aonashi et al., 2009), HSAF-H01 (ATBD H01, 2013), MIRS (Microwave integrated Retrieval System) (Iturbide-Sanchez et al., 2011) и др. Стоит также упомянуть работы по восстановлению интенсивности осадков для российского МВ радиометра МТВЗА, в частности работу (Сазонов, 2023), в которой описывается методика на основе использования регрессионной модели ALG'85.

В противовес классическим статистическим и физическим методам оценки интенсивностей осадков по спутниковым данным в настоящее время получили широкую популярность методы машинного обучения, в частности нейронные сети. Преимущество нейросетевого подхода к извлечению атмосферных параметров состоит в первую очередь в скорости обработки спутниковой информации. Кроме этого, нейросеть позволяет находить зависимости между восстанавливаемой искомой величиной и измерениями в тех случаях, где классические статистические подходы этого сделать не могут. Это особенно актуально для осадков, где между яркостными температурами в каналах МВ радиометра и интенсивностями у земли существует нелинейная зависимость, которую трудно оценить, используя классические подходы. Нейронные сети уже давно используются для оценки осадков из МВ измерений (Staelin and Chen, 2000; Hong et al., 2004; Surussavadee and Staelin, 2008). В работах (Sandò et al., 2015, 2016, 2018, 2022; Zabolotskikh and Chapron, 2015; Заболотских и Шапрон Б., 2016; You et al., 2016; Pfreundschuh et al., 2022; Goroooh et al., 2022) представлены последние достижения в этой области. Так, например, результаты работы алгоритма GPROF-NN, являющимся новым направлением методов оценки интенсивности осадков с помощью нейронных сетей, показали лучшую точность, чем алгоритм GPROF, основанный на физическом методе (Pfreundschuh et al., 2022).

В настоящей статье рассмотрен оригинальный алгоритм оценки интенсивности осадков с помощью нейронных сетей по данным МВ радиометра ATMS, установленного на борту КА Suomi NPP и NOAA-20/21. Представленный алгоритм (далее APNA, Advanced Precipitation Neural Algorithm) основан на использовании комбинации из двух пол-

носвязных нейронных сетей. Первая нейронная сеть используется для классификации потенциальной осадкообразующей облачности, вторая – для оценки интенсивности осадков. Для обучения нейронной сети использовалась большая репрезентативная база данных по осадкам, сформированная по данным смоделированных с помощью быстрой радиационной модели (RTM) RTTOV в каналах прибора ATMS измерений и соответствующих им интенсивностей осадков из реанализа ECMWF ERA5. Валидация полученных результатов проведена с использованием как наземных радарных источников информации об осадках, так и результатов работы алгоритмов MIRS и GPROF для спутниковых наблюдений ATMS. Оценка интенсивностей осуществляется для всех типов подстилающей поверхностей, свободных от снежного и ледяного покровов. Представленная в настоящей работе нейросетевая методика апробирована на данных радиометра ATMS и в будущем будет адаптирована к данным российского МВ радиометра МТВЗ-ГЯ, который является одним из основных источников полезной нагрузки КА серии Метеор-М.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ АППАРАТУРЫ ATMS

Радиометр ATMS является целевой аппаратурой, установленной на метеорологических КА Suomi NPP и NOAA-20/21. По своим информационным характеристикам и области применения ATMS соответствует аналогам — AMSU/MHS (КА серии NOAA и MetOp), AMSR2 (КА GCOM-W1),

GMI (КА GPM). Прибор оснащен 22 каналами в диапазоне частот от 23 до 183 ГГц, имеет ширину обзора 2600 км, что позволяет проводить восстановление вертикальных профилей температуры и влажности, параметров облачности, осадков и характеристик подстилающей поверхности. Так, каналы на частотах 23, 31, 50, 88 и 165 ГГц могут предоставлять информацию об общем количестве водяного пара в столбе атмосферы, состоянии подстилающей поверхности и характеристиках облачности. Каналы на частотах от 50 до 60 ГГц используются для температурного зондирования атмосферы от поверхности земли до высоты 1 гПа (~45 км), а каналы в районе частоты 183 ГГц предоставляют информацию о вертикальном распределении водяного пара от поверхности земли до высоты 200 гПа (~15 км). Каналы на частотах 88 и 165 ГГц предоставляют важную информацию о наличии капельных и ледяных гидрометеоров в атмосфере. Подробное описание аппаратуры ATMS представлено в работе (JPSS ATMS SDR Science Team, 2022).

ФОРМИРОВАНИЕ ОБУЧАЮЩЕЙ ВЫБОРКИ

Оптимальный выбор спектральных каналов

Прежде чем приступать к построению модели нейронной сети и ее обучению, необходимо определить оптимальный набор входных переменных, которые бы давали максимальную точность оценки интенсивности осадков по данным радиометра ATMS. На основе входных переменных строится обучающая выборка (ОВ) для нейронной сети.

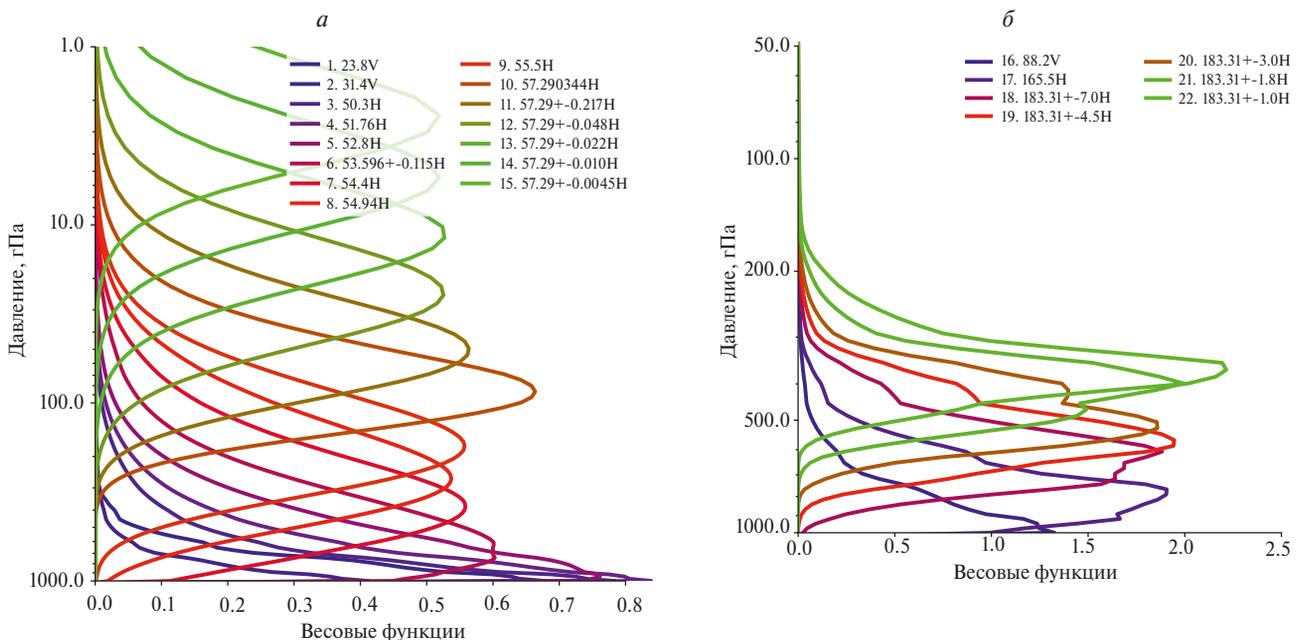


Рис. 1. Весовые функции спектральных каналов радиометра ATMS.

С целью оценки оптимального выбора каналов для ОВ рассмотрим на рис. 1 весовые функции спектральных каналов радиометра ATMS.

Так как земная поверхность имеет высокую временную изменчивость радиационного излучения в низкочастотной микроволновой области спектра, рациональным подходом для решения задачи обнаружения осадков и оценки их интенсивности имеет смысл разделить наблюдения ATMS над сушей и над водой. Исходя из этого, для оценки интенсивности осадков над водой были выбраны каналы (№ 1–6, № 16–22) над сушей (№ 3–6, № 16–22). Набор каналов в районе частот 89, 165 и 183 ГГц имеют наибольшую чувствительность к содержанию влаги в атмосфере, в связи с чем хорошо подходят для обнаружения осадков разного агрегатного состояния (Sano et al., 2022; You et al., 2022), в том числе для обнаружения осадков в твердой фазе. В связи с чем, каналы на этих частотах используются для оценки интенсивности осадков как для воды, так и для суши. Так как каналы с 6 по 15 недостаточно чувствительны к влагосодержанию тропосферы, они были исключены из списка входных переменных. Также были исключены каналы № 1 и 2 для суши, так как они сильно чувствительны к радиационному излучению подстилающей поверхности, которое зависит от множества изменчивых в пространстве и во времени факторов (тип растительности, снежный покров, влажность почв и др.). Помимо непосредственно измерений каналов радиометра ATMS в обучающую выборку дополнительно была включена географическая широта для учета зонального изменения интенсивности осадков, а также зенитный угол спутника, от величины которого напрямую зависит длина пути прохождения МВ излучения (Karbou et al., 2005). Стоит отметить, что авторы некоторых нейросетевых алгоритмов восстановления интенсивности осадков вместо каналов на частоте 183 ГГц используют их разности (Di Tomaso et al., 2009; Sano et al., 2015). В связи с чем, путем использования канонического корреляционного анализа (Hair et al., 1998) был дополнительно произведен анализ измерений в каналах радиометра ATMS, в частности разностей влажностных каналов, на предмет их корреляция

с приземными осадками. В таблице 1 представлен оптимальный набор каналов и дополнительных предикторов в качестве входных переменных для обучения нейросети, использованный в данной работе.

Моделирование измерений в каналах ATMS

Результат работы нейронных сетей по восстановлению интенсивности осадков напрямую зависит от модели сети и от обучающей выборки, которая представляет собой обширный ансамбль состояния атмосферы. Во время обучения сети устанавливаются связи между измерениями в каналах спутникового прибора и искомой величиной через весовые коэффициенты, и от вариативности обучающей выборки будет зависеть точность расчета таких коэффициентов. Недостаточно точный обучающий набор данных в большинстве случаев приводит к неверному формированию модели принятия решений и, как следствие, снижает эффективность самих алгоритмов обучения. В большинстве случаев наличие хороших обучающих данных намного важнее качества алгоритма обучения. Однако, чтобы получить хорошее качество восстанавливаемых параметров, необходимо использовать обучающее множество очень большого размера, а также специальные методы расширения и имитации расширения обучающего множества. Чаше всего приходится экспериментировать как с количеством входных переменных, так и с размером обучающей выборки. Конечным результатом таких экспериментов является подбор оптимального алгоритма обучения.

Как было сказано ранее, для точного восстановления интенсивности осадков необходима довольно большая и полная обучающая выборка, которая бы описывала все возможные случаи присутствия осадков в атмосфере различного фазового состояния. В связи с чем, для построения обучающей выборки было принято решение использовать информацию об интенсивности осадков из реанализа ECMWF ERA5 (Hersbach H. et al., 2020). Данный выбор обусловлен тем, что информация с ERA5 находится в свободном доступе, покрывает всю территорию земного шара и обладает требуемым пространственным разрешением в 0.25 градуса, что сопоставимо с разрешающей способностью каналов ATMS. Стоит отметить, что в обучающей выборке использовались не реальные измерения каналов, а смоделированные. Во-первых, такой подход позволяет устранить ошибки пространственно-временного совмещения, которое бы выполнялось в случае набора выборки с использованием реальных измерений ATMS. Во-вторых, при моделировании измерений ускоряется процесс набора обучающей выборки за счет одновременно глобального охвата ERA5 всех регионов земно-

Таблица 1. Список входных переменных для обучения нейросети

	Суша	Вода
Каналы	№ 3–6, 16–22	№ 0–6, 16–22
Разности	$D_{15,16}; D_{17,18}; D_{17,21}; D_{18,21}; D_{20,22}$	
Вспомогательные параметры	Широта Зенитный угол спутника	
D – разность яркостных температур		

го шара за конкретные сроки наблюдения. Кроме этого, как показывают результаты последних исследований (Kim et al., 2022; Xu et al., 2022; Lavers et al., 2022), ERA5 демонстрирует лучшие показатели точности по интенсивности осадков при сравнении с подобными ей моделями ЧПП.

В настоящее время существует широкий выбор радиационных моделей для расчета излучения на верхней границе атмосферы в каналах спутникового прибора. На практике используют модели двух типов: быстрые модели, адаптированные к различным спутниковым микроволновым радиометрам, например, RTTOV или CRTM, и модели, основанные на точных полинейных расчетах, например, ARTS или LBLRTM. В рамках настоящей работы для моделирования излучения в каналах прибора ATMS использовалась быстрая радиационная модель RTTOV v13 (в частности RTTOV-SCATT). RTTOV позволяет проводить моделирование измерений с более чем 80 спутниковых приборов, работающих от микроволнового до видимого диапазона длин волн, и поддерживается операционными научными центрами по всему миру (Geer

Таблица 2. Список полей ERA5, используемых при моделировании измерений с помощью RTTOV

№	Поле
1	Географические координаты
2	Температура на высоте 2 метров н.у.м
3	Давление на высоте 2 метров н.у.м
4	Отношение смеси водяного пара на высоте 2 метров н.у.м
5	Компоненты векторов ветра U и V на высоте 10 метров н.у.м
6	Температура подстилающей поверхности
Вертикальный профиль	
7	Температура
8	Отношение смеси водяного пара
9	Давление
10	Удельное содержание жидкой воды в облаках
11	Удельное содержание льда в облаках
12	Удельное содержание жидкой воды в виде осадков
13	Удельное содержание снега в виде осадков
14	Доля облачности



Рис. 2. Общая схема процесса моделирования измерений в каналах прибора ATMS.

et al., 2021). Данная модель переноса излучения способна моделировать микроволновое излучение от облаков и осадков с достаточно высокой точностью (Barlakas et al., 2022). Для моделирования микроволнового излучения, рассеянного облаками и осадками, в RTTOV используются модели переноса излучения с многократным рассеянием, включающим эффекты рассеяния несферическими частицами, например, лед, снег, град и др. (Liu, 2008; Eriksson et al., 2018). Программная реализация RTTOV имеет открытый исходный код и гибкий интерфейс пользователя, что позволяет исследователям настраивать функционал работы модели под свои научные задачи.

Процедуре моделирования измерений в каналах прибора ATMS с помощью RTTOV предшествовало формирование массивов данных ERA5 в период с 1 января по 31 декабря 2022 г. Данные были получены из (<https://cds.climate.copernicus.eu>). Зона покрытия – весь земной шар. Такой большой объем информации подразумевает, что набранная статистика будет отражать максимальную вариативность осадков в атмосфере. В таблице 2 приводится список полей ERA5, используемых в качестве входных переменных в быстрой радиационной модели RTTOV.

Моделирование осуществлялось для каждого третьего дня в месяце за сроки 00 и 12 часов UTC за весь 2022 г. Кроме данных реанализа использовалась информация о высоте рельефа и зенитном угле наблюдения спутника, а также о коэффициентах излучения различных типов подстилающей поверхности из атласа TELSEM2 (Wang et al., 2017). Результатом моделирования являются цифровые массивы измерений в каналах спутникового прибора и соответствующие им интенсивности осадков из ERA5. Подробная схема моделирования измерений показана на рис. 2.

Без маски снега трудно различить сигналы на частоте $183,31 \pm 7$ ГГц от кристаллов льда в конвективной облачности и частиц снега (Laviola and Levizzani, et al., 2011). В связи с чем для фильтрации таких измерений применялась глобальная маска снега/льда (Romanov, 2017), полученная из (<https://satapsanone.nesdis.noaa.gov>). Кроме этого, в целях минимизации присутствия случаев подстилающей поверхности, покрытой снегом и льдом, полученная обучающая выборка была ограничена географической широтой от -70 до 70 градусов. Стоит отметить, что каналы, работающие на частоте 183 ГГц, немного чувствительны к концентрации озона. Однако учет озона при моделировании не применялся, так как ошибка из-за влияния озона не превышает 0.5 К (John and Buehler, 2004). Маска суша/вода служит в качестве индикатора выбора нейросетевой модели, которая для воды

и суши будет различаться. Сформированная в ходе моделирования ОБ была увеличена в два раза путем добавления к ней измерений со случайным шумом в виде суммы радиометрического шума в каналах прибора ATMS (Liu et al., 2020) и ошибок моделирования RTTOV для МВ диапазона длин волн (Moradi et al., 2020).

Балансировка обучающей выборки

Какая бы большая и полная выборка не была, стоит учитывать ситуации, когда наблюдается дисбаланс данных. В случае интенсивностей осадков такая ситуация может привести к тому, что нейросеть будет предсказывать, например, хорошо малые интенсивности, но плохо – большие. Если предположить, что интенсивность осадков может быть разделена на следующие классификации: слабые (0.25 – 2.5 мм/ч), умеренные (2.5 – 8 мм/ч), сильные (8 – 15 мм/ч) и очень сильные (> 15 мм/ч) (Zhao et al., 2020), то ОБ, построенная на расчетах RTTOV, будет иметь более 95% всех интенсивностей, относящихся к классу слабых осадков. Это приведет к тому, что интенсивности умеренных и сильных осадков будут иметь наибольшую погрешность при обучении нейронной сети. Если попытаться выровнять численность умеренных и высоких интенсивностей относительно малых, то картина будет противоположная – ошибки обучения малых интенсивностей возрастут. Таким образом, перед обучением нейронной сети необходимо акцентировать внимание на том, какой класс осадков точнее всего нужно восстанавливать. В рамках настоящего исследования было принято решение перебалансировать ОБ таким образом, чтобы нейросеть больше фокусировалась на слабых и умеренных интенсивностях осадков. На рис. 3 представлено распределение интенсивностей осадков до и после балансировки классов.

Согласно рис. 3, число слабых интенсивностей (красный цвет) для исходной ОБ кратно превышает все остальные классы. Балансировка классов (синий цвет) позволяет увеличить долю не только умеренных, но и высоких интенсивностей, число которых в ОБ было ничтожно мало. Балансировка классов осуществлялась путем добавления к каждому из них случайных значений интенсивности этого же класса до достижения баланса классов ОБ в пропорции 1:5:10:40. Пропорция классов может быть разная, в зависимости от того, какие цели необходимо решить в процессе классификации. Как уже было сказано ранее, в ходе настоящего исследования в работе делается акцент на повышении точности классификации слабых и умеренных осадков.

После балансировки классов есть два подхода к обучению нейронной сети: первый – это напря-

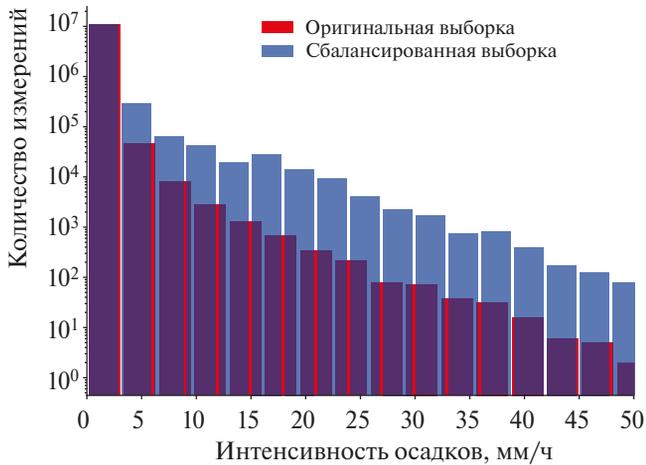


Рис. 3. Распределение интенсивности осадков в обучающей выборке.

мую использовать при ее обучении сбалансированную ОВ; второй – использовать сбалансированную ОВ для предварительной классификации интенсивности осадков с последующим обучением отдельных нейросетевых регрессионных моделей для каждого из классов. Эксперименты показали, что второй подход более предпочтительный, так как метод разделения осадков на классы позволяет снизить вариативность возможных значений исходных данных в обучающих выборках, что уменьшает трудоемкость обучения модели для количественной оценки осадков в тех пикселах изображения, где осадки присутствуют. Однако разделение осадков на классы требует создания отдельной ОВ для каждого класса. На рис. 4 представлено распределение интенсивностей осадков в ОВ для каждого из четырех классов.

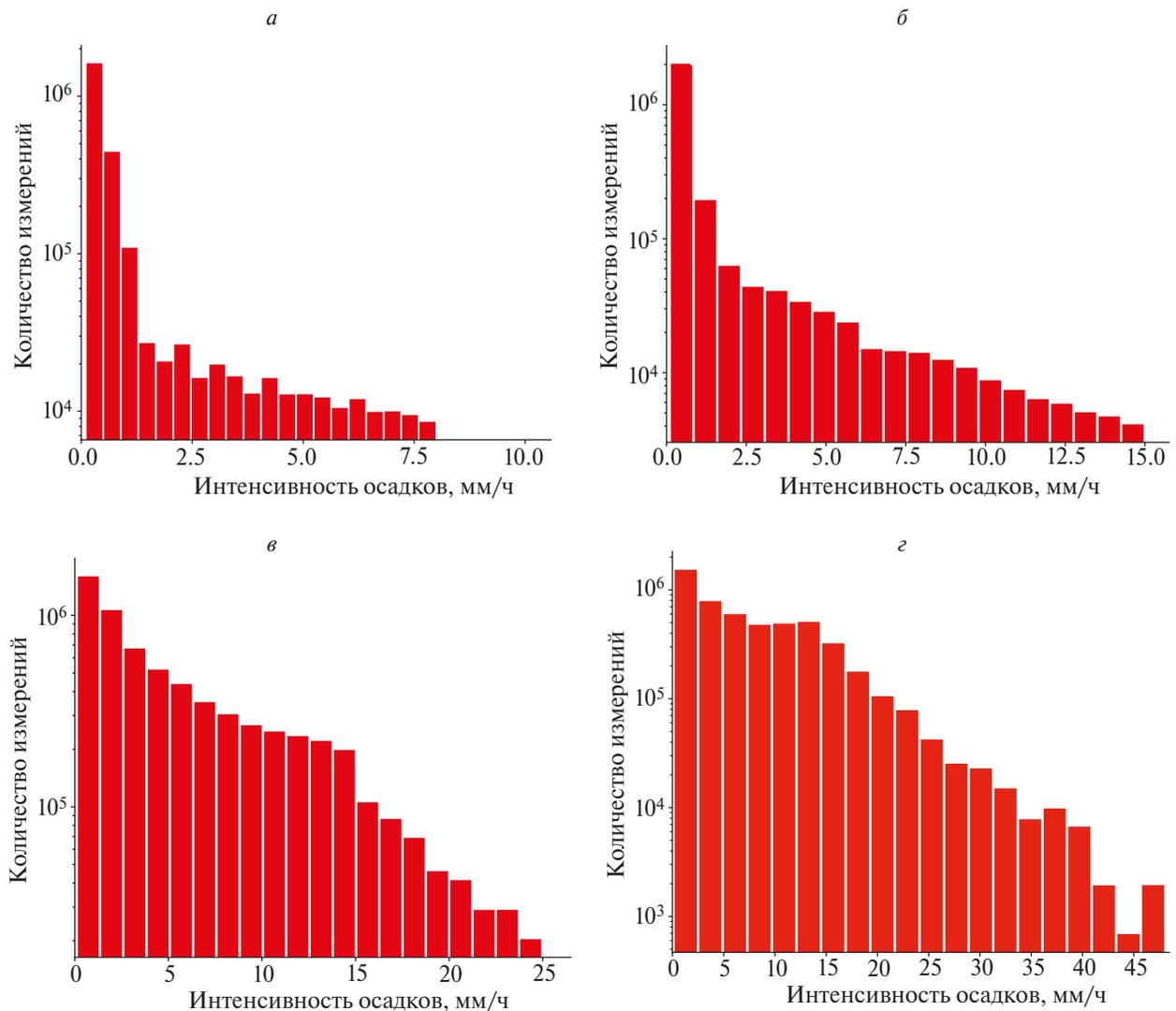


Рис. 4. Распределение интенсивности осадков в обучающей выборке по классам интенсивности осадков: *a* – слабые; *b* – умеренные; *v* – сильные; *z* – очень сильные.

При формировании ОВ для каждого класса учитывался тот факт, что при классификации нейронная сеть может ошибаться как минимум на один класс. Например, слабые осадки классифицировать как умеренные и наоборот. В связи с чем, в ОВ для каждого класса должно присутствовать достаточное количество измерений соседних классов, чтобы нейронная сеть смогла правильно их оценить. В ходе экспериментов было установлено, что увеличение количества случаев сильных/очень сильных интенсивностей осадков ведет к постепенному возрастанию ошибки в сторону малых интенсивностей. Таким образом, при формировании отдельных ОВ для каждого класса должен сохраняться определённый баланс значений интенсивности, который бы давал наименьшую ошибку для соседних классов.

АРХИТЕКТУРА И ОБУЧЕНИЕ НЕЙРОННОЙ СЕТИ

Для более точной оценки значений интенсивности осадков был разработан алгоритм, состоящий из одной модели классификатора и четырех регрессионных моделей. Результатом работы классификатора является метка класса, соответствующая отсутствию осадков либо их наличию в градациях малой, средней, высокой и очень высокой интенсивности. Далее, в зависимости от уровня интенсивности, применяется соответствующая регрессионная модель, обученная на одной из вышеописанных ОВ. Выходным результатом алгоритма является значение мгновенной интенсивности, выраженное в мм/ч.

В качестве архитектуры для построения классификационной и регрессионных моделей используется полносвязная нейронная сеть прямого распространения на основе многослойного персептрона (Svozil et al., 1997). Данная архитектура нашла свое применение во многих прикладных областях исследований, в том числе при решении задач ДЗЗ, благодаря своей универсальности, позволяя аппроксимировать сложные нелинейные функции на основе данных (Mas and Flores, 2008). При этом использование массивно-параллельных SIMD (Single Instruction Multiple Data) процессоров для реализации нейросетевых моделей позволяет производить расчеты с высокой скоростью практически в реальном времени сразу после поступления входных данных.

Для решаемой задачи классификации и регрессии экспериментально была подобрана конфигурация нейронной сети, состоящая из 4 последовательных скрытых слоев с количеством нейронов 32-64-128-256. К каждому нейрону применяется функция активации на основе гиперболического

тангенса, при этом для классификатора на последнем слое дополнительно используется логистическая функция Softmax (Goodfellow et al., 2016).

Для обучения всех моделей использовался алгоритм оптимизации весовых коэффициентов нейронных сетей Adam (Adaptive Momentum), основанный на методе стохастического градиентного спуска и достаточно широко применяемый в области оптимизации нейронных сетей в виду его универсальности и не слишком больших требований к потребляемой памяти (Kingma and Ba, 2014). Обучение моделей выполняется до тех пор, пока ошибка между результатами нейронной сети и фактическими значениями интенсивности осадков для валидационной выборки не перестанет существенно изменяться. Значение ошибки для обучающей выборки при этом должно быть сопоставимо с таковой для валидационного набора данных. Результатом обучения является набор весовых коэффициентов для каждого нейрона, обеспечивающий минимально возможную ошибку.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ВАЛИДАЦИЯ

После обучений нейронной сети осуществлялся расчет интенсивности осадков по данным радиометра ATMS за разные временные сроки в период с января по июль 2023 г. Рассматривались калиброванные измерения ATMS спутника NOAA-20, полученные из (www.avl.class.noaa.gov). Валидация полученных оценок интенсивности осадков проводилась по следующим независимым измерениям: радарные данные системы NIMROD с пространственным разрешением 5 км (catalogue.ceda.ac.uk), данные алгоритмов GPROF (gpml.gesdisc.eosdis.nasa.gov) и MIRS (www.avl.class.noaa.gov) для радиометра ATMS. Сравнение проводилось отдельно для моря и суши, включая прибрежные регионы. Отдельные типы постилающей поверхности, такие как пустыни, горы, леса, равнины и т.д., не рассматривались, валидация проводилась для суши в целом. При валидации рассматривались участки земной поверхности, свободные от снега и льда, для чего использовалась методика, основанная на алгоритме PESCA (Camplani et al., 2021). Область валидации, как и обучающая выборка, была ограничена по широте от -70 до 70 градусов.

Используемые метрики

Получаемые с использованием представленного метода карты интенсивностей осадков оценивались как с точки зрения самого факта их наличия (задача бинарной классификации), так и количественной характеристики (регрессионная задача). В таблице 3 представлены используемые в данной работе метрики, с помощью которых можно оха-

Таблица 3. Используемые метрики

Метрика	Формула
POD	$TP / (TP + FN)$
FAR	$FP / (FP + TP)$
CSI	$TP / (TP + FN + FP)$
RMSE	$\sqrt{\frac{\sum (Obs - Pre)^2}{N}}$
MSE	$\frac{1}{N} \sum (Obs - Pre)^2$
Bias	$\frac{1}{N} \sum (Obs - Pre)$
R	$\frac{\sum ((Obs - \overline{Obs})(Pre - \overline{Pre}))}{\sqrt{\sum (Obs - \overline{Obs})^2 \sum (Pre - \overline{Pre})^2}}$

рактизовать качество полученных результатов. Краткое их описание представлено ниже.

POD (вероятность обнаружения) указывает на долю пикселей, наблюдаемых по фактическим данным, которые были верно классифицированы моделью.

FAR (коэффициент ложной тревоги) показывает долю пикселей, соответствующих наличию осадков по модели, но фактически отсутствующих.

Индекс CSI позволяет оценить долю фактически наблюдаемых пикселей осадков по отношению к выявленным моделью.

Метрика Bias в случае оценки непрерывных значений говорит в среднем о переоценке ($Bias > 0$) или недооценке ($Bias < 0$) нейросетевой моделью получаемых значений интенсивности в сравнении с эталоном. Кроме того, в работе также используются распространенные и легко интерпретируемые метрики качества, такие как корень среднеквадратичной ошибки RMSE и линейный коэффициент корреляции R.

К положительному классу относились пиксели изображения, в которых присутствуют осадки. Ис-

пользовались следующие обозначения: TP – количество истинно-положительных случаев, TN – истинно-отрицательных, FP – ложноположительных, FN – ложноотрицательных, Pre – значение интенсивности по данным тестируемого алгоритма, Obs – эталонное значение интенсивности (суммы).

Валидация по данным MIRS

Программный комплекс MIRS включает в себя поддержку радиометра ATMS, что несколько упрощает процедуру валидации в виду отсутствия необходимости в предварительном пространственно-временном совмещении данных и позволяет более корректно оценить качество алгоритма без учета особенностей различных радиометров. Алгоритм расчета интенсивностей осадков, реализованный в MIRS, основан на итерационном физическом подходе, в котором проводится минимизация невязки между измеренной и модельной яркостной температурой при вариации вертикального распределения влагосодержания атмосферы, которое в дальнейшем используется для пересчета интенсивности осадков (Liu et al., 2017).

Оценка качества с использованием данных MIRS проводилась как с точки зрения обнаружения осадков, так и определения значений интенсивности. Метод валидации полей осадков основан на прямом сопоставлении пикселей изображений по данным MIRS и по данным представленного алгоритма APNA. В таблице 4 представлены значения рассчитанных метрик для измерений с апреля по ноябрь 2023 г.

На рис. 5 представлены диаграммы рассеяния значений интенсивности осадков MIRS и представленной нейросетевой методики отдельно для воды и для суши. Также на данном рисунке приведены ошибки RMSE и Bias для осадков разной интенсивности: от слабых до очень сильных. Изменение цвета от синего к красному на диаграммах рассеяния означает изменение частоты встречаемости значений интенсивности осадков от более низкой к более высокой. Исходя из полученных результатов, можно выделить следующее. Как и ожидалось, имеет место недооценка сильных осадков алгоритмом APNA относительно MIRS, что обусловлено смещением распределения в ОБ при обучении осадков в сторону малых и средних интенсивностей. Также закономерным результатом

Таблица 4. Оценка точности в сравнении с MIRS

Подстилающая поверхность	Кол-во точек	POD	FAR	CSI	RMSE, мм/ч	Bias, мм/ч	R
Вода	191466	0.928	0.072	0.866	0.78	0.08	0.91
Суша	67290	0.874	0.126	0.776	0.84	-0.46	0.93

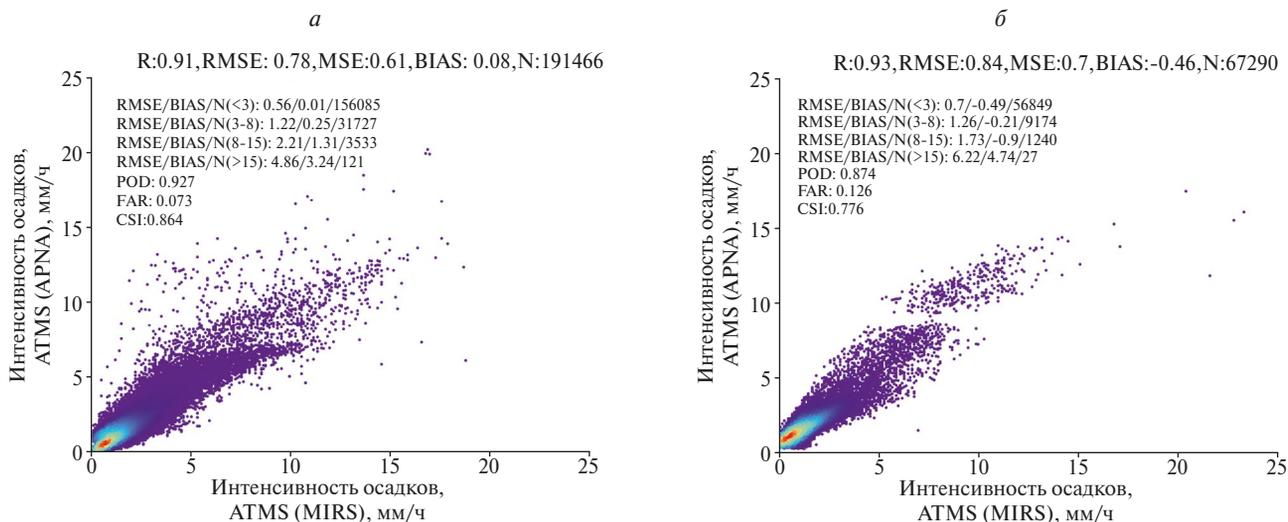


Рис. 5. Диаграммы рассеяния для значений интенсивности осадков по данным MIRS и APNA для воды (а) и для суши (б).

являются лучшие оценки точности для осадков, наблюдаемых над водной поверхностью.

Анализируя значения рассчитанных валидационных метрик (таблица 4) и результаты визуального дешифрирования карт осадков по состоянию на 04.08.2023 (рис. 6), можно сделать вывод о достаточно высокой точности алгоритма. В частности, были получены оценки точности обнаружения осадков POD 0.93 и 0.87 для воды и для суши соответственно при показателе ложных обнаружений FAR 0.07 и 0.13, при этом значение ошибки RMSE лежит в пределах 0.78 – 0.83 мм/ч. Для суши в среднем наблюдается небольшая недооценка значений мгновенной интенсивности ($Bias = -0.46$). В целом данные показатели точности сопоставимы с анало-

гичными оценками, полученными в работах других авторов по данным МВ радиометров (Sano et al., 2015, 2016, 2018; Guo et al., 2015; Zhu et al., 2022). В общем случае значения метрик зависят от многих факторов, в числе которых особенности рассматриваемого региона, входных переменных ОБ, используемых эталонных данных и т.д.

Валидация по данным GPROF

В основе расчета интенсивности осадков по данным радиометра ATMS лежит алгоритм GPROF, который, как и MIRS, основан на байесовском подходе сопоставления измеренных и смоделированных значений в каналах МВ радиометра (Kummerow et al., 2015, 2020).

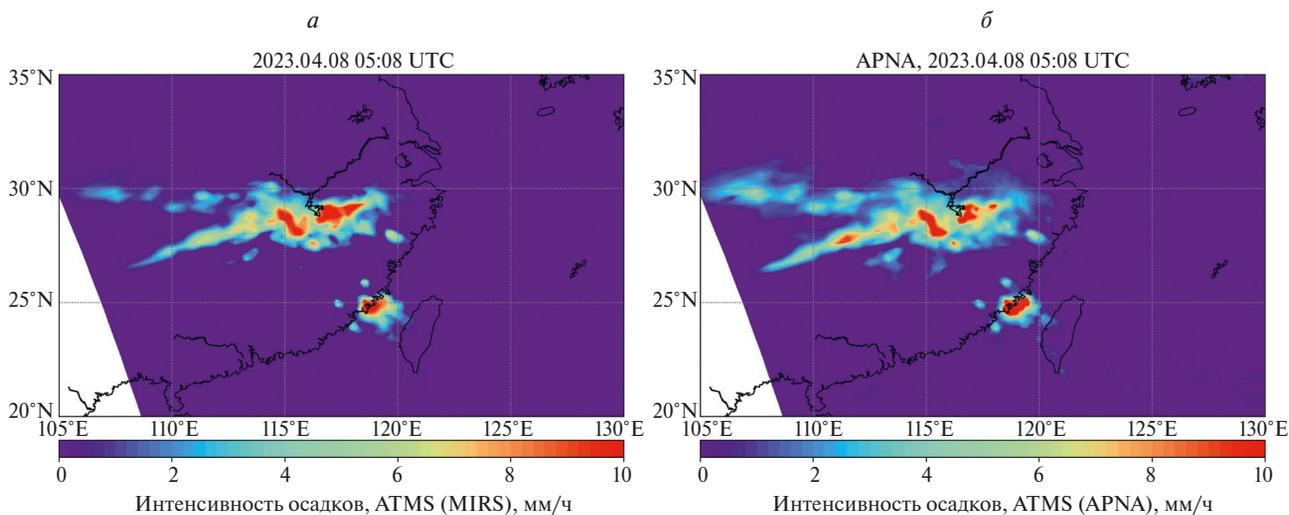


Рис. 6. Интенсивность осадков по данным MIRS (а) и APNA (б).

Таблица 5. Оценка точности в сравнении с GPROF

Подстилающая поверхность	Кол-во точек	POD	FAR	CSI	RMSE, мм/ч	Bias, мм/ч	R
Вода	66176	0.871	0.129	0.772	1.27	-0.39	0.87
Суша	40804	0.865	0.135	0.763	0.9	-0.56	0.83

По аналогии с MIRS, оценка качества с использованием данных GPROF проводилась для полей осадков и значений мгновенной интенсивности методом прямого сопоставления пикселей совмещенных пар изображений. В таблице 5 представлены полученные значения валидационных метрик.

На рис. 7 представлены диаграммы рассеяния значений интенсивности осадков по данным GPROF и представленной нейросетевой методики отдельно для воды и для суши. Также здесь представлены ошибки RMSE и Bias для осадков разной интенсивности: от слабых до очень сильных. Представленные результаты во многом схожи с полученными ранее оценками точности по данным комплекса MIRS. В частности, наблюдается недооценка высоких значений интенсивности осадков алгоритмом APNA относительно GPROF. Для визуального сравнения получаемых карт осадков на рис. 8 представлены примеры восстановленных интенсивностей по состоянию на 28.05.2023.

Валидация по данным наземных радиолокаторов сети NIMROD

В качестве независимого источника данных об осадках в настоящей работе используются наземные измерения европейской радиолокационной сети метеорадаров С-диапазона для анализа и прогноза погоды NIMROD. Все радарные измерения калиб-

руются и корректируются с учетом помех, идущих от подстилающей поверхности. Данные об интенсивности осадков имеют высокое пространственное разрешение (1 км для Великобритании, 5 км для Европы) и предоставляются каждые 15 минут.

По аналогии с данными MIRS и GPROF, оценка качества с использованием данных NIMROD проводилась как для полей осадков, так и их интенсивностей. Ввиду большого различия в пространственном разрешении между ATMS и наземными радарными, для более корректных оценок интенсивностей осадков в работе применяется метод “нечеткого” сопоставления, суть которого заключается в поиске ближайшего измеренного значения в некоторой окрестности рассматриваемой точки (Ebert et al., 2008). Однако такой подход имеет место, когда сопоставляемые интенсивности изменяются в узком диапазоне на больших площадях, например, при обложных осадках. Для ливневых осадков, особенно быстрого и локального характера, данная методика сопоставления мало пригодна по ряду причин. Во-первых, за счет низкого пространственного разрешения ATMS будет сильно недооценивать ливневые осадки по сравнению с радарными, и сопоставление в определенной окрестности не улучшит статистику. Во-вторых, при широком диапазоне изменчивости интенсивностей осадков в исследуемой окрестности при поиске ближайше-

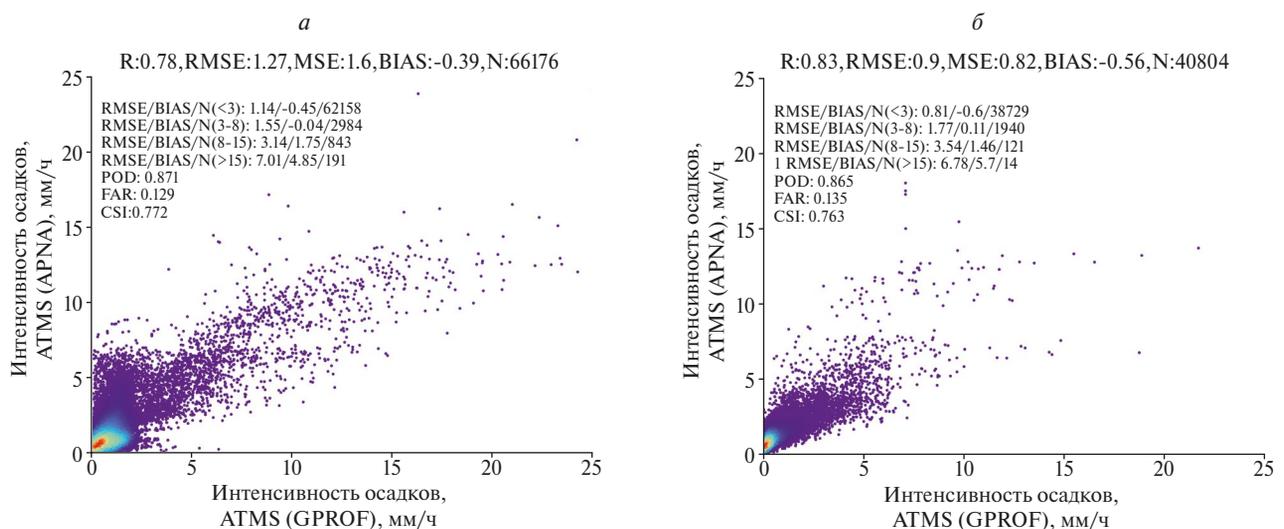


Рис. 7. Диаграммы рассеяния для значений интенсивности осадков по данным GPROF и APNA для воды (а) и для суши (б).

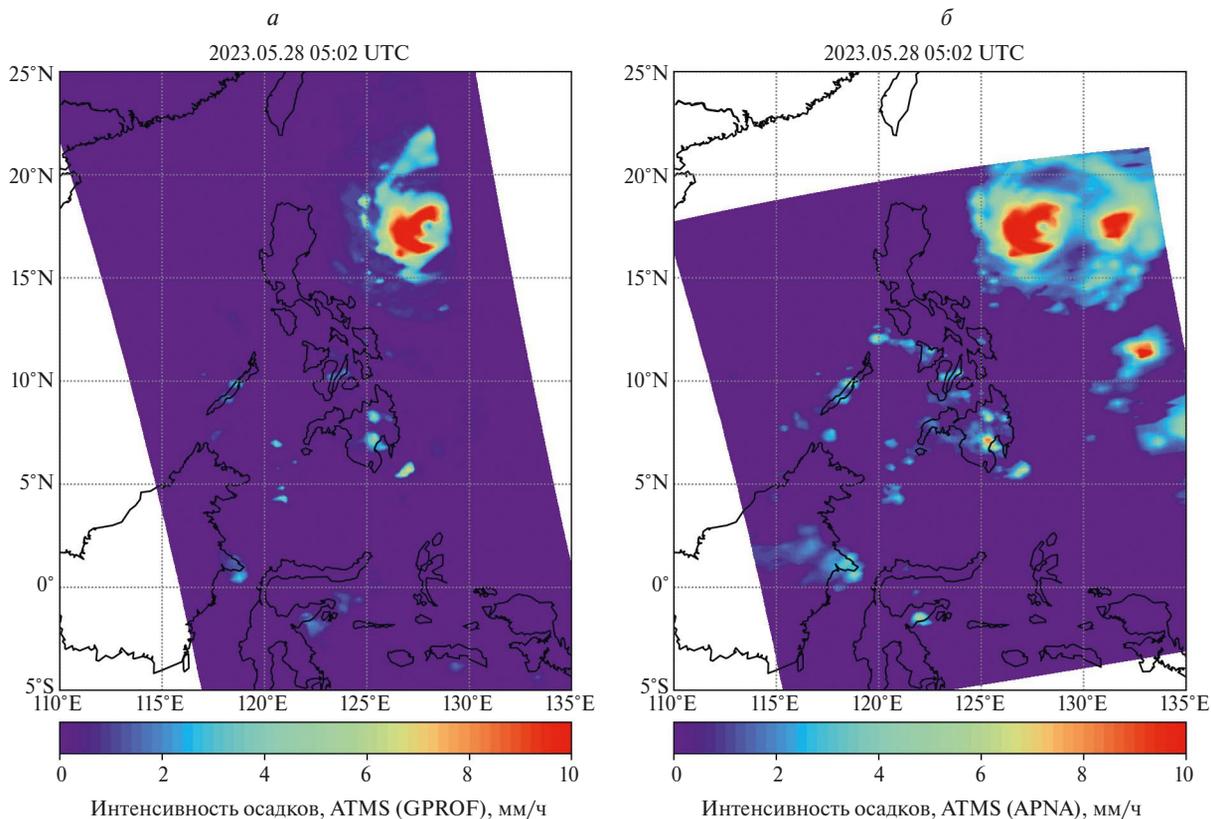


Рис. 8. Интенсивность осадков по данным GPROF (а) и APNA (б).

Таблица 6. Оценка точности в сравнении с NIMROD

Подстилающая поверхность	Кол-во точек	POD	FAR	CSI	RMSE, мм/ч	Bias, мм/ч	R
Суша	3469	0.78	0.22	0.64	1.37	-0.06	0.47

го по значению радарного и спутникового измерения с большой долей вероятности искомые оценки интенсивностей будут близки, что приведет к неверным результатам полученной статистики. Для решения вопроса сопоставления радарных и спутниковых измерений был использован следующий подход. Данные NIMROD приводились к географической сетке ATMS, затем отбирались измерения при условии, что в окрестности 5×5 пикселей среднеквадратическое отклонение по интенсивности не превышало 3 мм/ч, при этом временное различие между измерениями NIMROD и ATMS были меньше 5 минут. В таблице 6 представлены значения валидационных метрик для задачи обнаружения осадков, а также результаты сопоставления данных NIMROD и APNA.

На рис. 9 представлена диаграмма рассеяния значений интенсивности осадков по данным NIMROD и APNA. На диаграмме также отмечены значения ошибки RMSE и Bias для осадков разной интен-

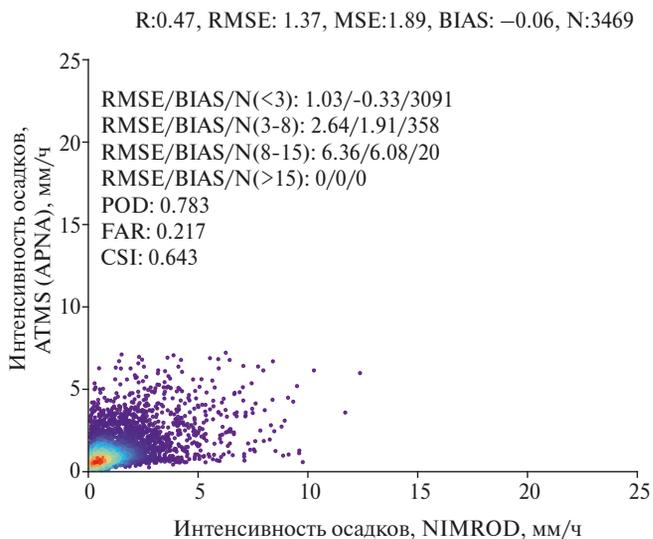


Рис. 9. Диаграмма рассеяния для значений интенсивности осадков по данным NIMROD и APNA.

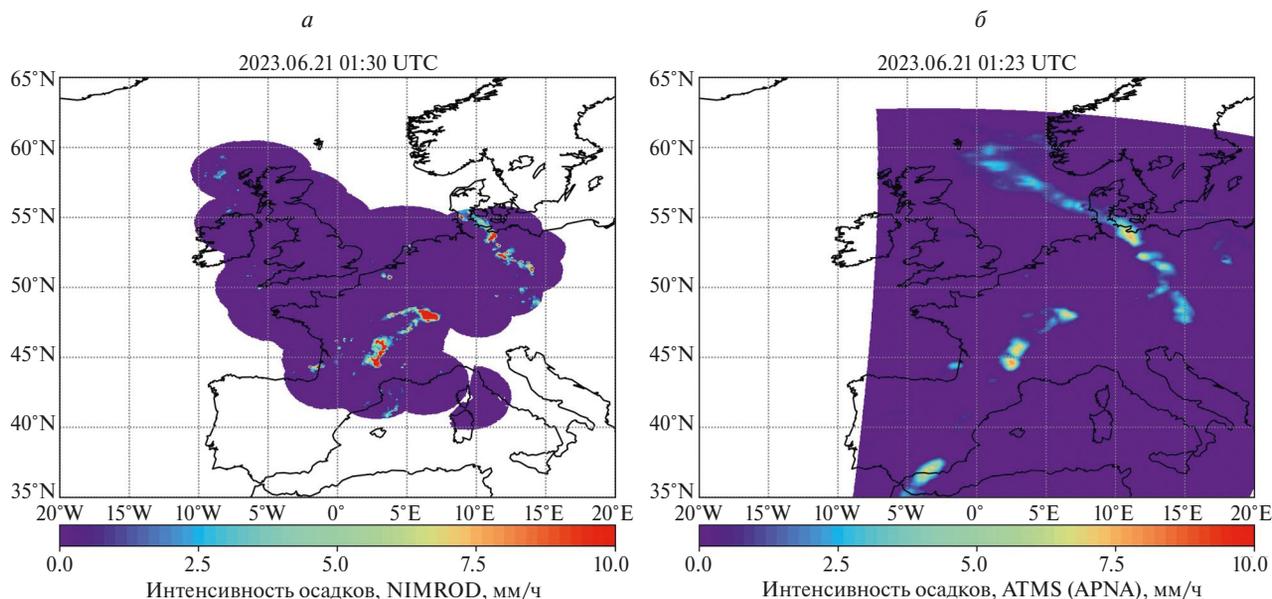


Рис. 10. Интенсивность осадков по данным NIMROD (а) и APNA (б).

сивности. Средняя точность обнаружения осадков в данном случае составила около 78 %, в то время как количество ложных классификации не превышает 22 %. Ошибка RMSE для значений интенсивности имеет значение 1.37 мм/ч, однако в данном случае наблюдается существенная недооценка значений высокой интенсивности (см. рис. 10). Одна из возможных причин этой недооценки заключается в сложности сопоставления осадков у подстилающей поверхности и в облаке, особенно для мощных конвективных форм с характерными для них ливневыми осадками высокой интенсивности. Здесь стоит отметить, что интенсивности осадков в двух точках, удаленных на сравнительно небольшое расстояние (менее одного километра), могут быть существенно различными (Матвеев, 1984). На момент выпадения дождевой капли из облака на нее воздействует большое количество факторов, в числе которых ветер, меняющий траекторию полета капли, влажность и температура, влияющие на процесс ее испарения и др. Это приводит к тому, что координата падения капли может не соответствовать точке падения у земли, а интенсивность до и после падения может быть различной, что приводит к ошибкам спутниковых оценок. Как следствие, недооценка интенсивности осадков при сравнении с наземными измерениями более ярко выражена в сравнении с другими спутниковыми оценками. В виду того, что в настоящей работе авторы акцентируют внимание в первую очередь на осадках малой и средней интенсивности как наиболее частом явлении (см. распределение осадков на рис. 3), можно считать полученные результаты подобными аналогичным результатам из других

работ, например, по данным радиометра AMSU при сравнении с радарными данными в исследовании (Di Tomaso et al., 2009).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В работе предложен алгоритм для расчета интенсивности осадков, использующий в качестве исходных данных измерения радиометра ATMS. Метод основан на применении полносвязных нейронных сетей для решения задачи классификации (обнаружения осадков) и регрессии (оценки мгновенных значений интенсивности) с использованием спектральных измерений МВ радиометра. Анализ рассчитанных валидационных метрик результатов представленного алгоритма APNA с результатами MIRS, GPROF и NIMROD показал достаточно высокую точность обнаружения осадков ($POD > 0.7$, $FAR < 0.3$). Наименьшую ошибку оценки интенсивности осадков показали результаты сравнения с данными MIRS со средним показателем RMSE: для воды – 0.78 мм/ч (0.56 мм/ч для слабых осадков, 4.86 мм/ч для очень сильных), для суши – 0.84 мм/ч (0.7 мм/ч для слабых осадков, 6.22 мм/ч для очень сильных). Численный и визуальный анализ результатов APNA и MIRS показал высокую степень соответствия оценок интенсивности осадков двух алгоритмов. При сравнении результатов APNA и GPROF средний показатель RMSE составил: для воды – 1.27 мм/ч (1.14 мм/ч для слабых осадков, 7.01 мм/ч для очень сильных), для суши – 0.9 мм/ч (0.81 мм/ч для слабых осадков, 6.78 мм/ч для очень сильных). Несмотря на то, что алгоритмы MIRS и GPROF основаны на байесовском подходе, GPROF незна-

чительно завышает интенсивность осадков по всем градациям, особенно для очень сильных осадков. Что касается NIMROD, в силу значительно лучшего пространственного разрешения данные имеют высокую чувствительность к конвективным облакам с малыми геометрическими размерами, что вызывает трудности при прямом сопоставлении радарных и спутниковых данных для ATMS. И результатом такого сопоставления является довольно слабая корреляция со значением $R=0.47$ в виду недооценки количества крупных осадков.

Результаты проведенной валидации подтверждают работоспособность представленной нейросетевой методики восстановления интенсивностей осадков. Получаемые карты могут служить в качестве источника информации об осадках при ограниченности непосредственных наземных измерений или в качестве источника калибровки интенсивностей осадков, восстанавливаемых по данным геостационарных КА на основе измерений в ИК спектре. Стоит отметить, что методика разрабатывалась непосредственно для жидких осадков в теплый период года, так как влияние снега и льда на точность восстановления интенсивности осадков требует дополнительного исследования и доработки представленного алгоритма. Основное преимущество представленной методики по сравнению с классическими физическими методами оценки интенсивности осадков заключается в ее быстродействии при сохранении требуемого качества получаемой информации. Для адаптации представленного алгоритма APNA к другим спутниковым приборам, например, МТВЗА-ГЯ, потребуется формирование новой обучающей выборки и ее балансировки, однако в целом сам нейросетевой подход останется неизменным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы // Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
- Заболотских Е.В., Шапрон Б.* Нейронно-сетевой метод оценки интенсивности дождя над океанами по данным измерений спутникового радиометра AMSR2 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. № 1. С. 82–88.
- Сазонов Д.С.* Исследование возможности восстановления интенсивности осадков по измерениям МТВЗА-ГЯ // Исследование земли из космоса. 2023. № 5. С. 23–35. DOI: 10.31857/S020596142305007X.
- Aonashi K. et al.* GSMaP Passive Microwave Precipitation Retrieval Algorithm: Algorithm Description and Validation // Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. 2009. V. 87A. P. 119–136. DOI: 10.2151/jmsj.87A.119.
- Aonashi K., Ferraro R.R.* Microwave sensors, imagers and sounders // Satellite Precipitation Measurement / Eds. Levizzani V., Kidd C., Kirschbaum D.B., Kummerow C.D., Nakamura K., Turk F.J. Springer: Cham. 2020. V. 1. P. 63–81. DOI: 10.1007/978-3-030-24568-9_4.
- ATBD H01 – Algorithms Theoretical Baseline Document – ATBD-01 new rel.: Precipitation rate at ground by MW conical scanners.* EUMETSAT, Doc. No: SAF/HSAF/ATBD-01new rel., 2013.
- Barlakas V., Galligani V.S., Geer A.J., Eriksson P.* On the accuracy of RTTOV-SCATT for radiative transfer at all-sky microwave and submillimeter frequencies // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf. 2022. V. 283. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2022.108137.
- Berg W., and et al.* Intercalibration of the GPM Microwave Radiometer Constellation // J. Atmos. Oceanic Technol. 2016. V. 33(12). P. 2639–2654. DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0100.1.
- Camplani A., Casella D., Sanò P., Panegrossi G.* The Passive microwave Empirical cold Surface Classification Algorithm (PESCA): Application to GMI and ATMS // J. Hydrometeorol. 2021. V. 22. P. 1727–1744. DOI: 10.1175/JHM-D-20-0260.1.
- Ebert E.E.* Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: A review and proposed framework // Meteor. Appl. 2008. V. 15. P. 51–64. DOI: 10.1175/JHM-D-20-0260.1.
- Eriksson P., Ekelund R., Mendrok J., Brath M., Lemke O., Buehler S.A.* A general database of hydrometeor single scattering properties at microwave and sub-millimetre wavelengths // Earth Syst. Sci. Data. 2018. V. 10. P. 1301–1326. DOI: 10.5194/essd-10-1301-2018.
- Ferraro R., Weng F., Grody N.C., Zhao L.* Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU Sensor // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27(17). P. 2669–2672. DOI: 10.1029/2000GL011665.
- Ferraro R., Marks G.F.* The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements // J. Atmos. Ocean. Technol. 1995. V. 12. P. 755–770. DOI: 10.1175/1520-0426(1995)012<0755:TDSRR>2.0.CO;2.
- Geer A.J., Bauer P., Lonitz K., Barlakas V., Eriksson P., Mendrok J., Doherty A., Hocking J., Chambon P.* Bulk hydrometeor optical properties for microwave and sub-millimetre radiative transfer in RTTOV-SCATT v13.0 // Geosci. Model Dev. 2021. V. 14. P. 7497–7526. DOI: 10.5194/gmd-14-7497-2021.
- Goodfellow I., Bengio Y., Courville A.* Deep learning // MIT press. 2016. 802 p.
- Gorooh V.A., Asanjan, A.A., Nguyen P., Hsu K., Sorooshian S.* Deep Neural Network High Spatiotemporal Resolution Precipitation Estimation (Deep-STEP) Using Passive Microwave and Infrared Data // J. Hydrometeorol. 2022. V. 23. P. 597–617. DOI: 10.1175/JHM-D-21-0194.1.
- Guo H. et al.* Inter-comparison of high-resolution satellite precipitation products over Central Asia // Remote Sensing. 2015. V. 7(6). P. 7181–7211. DOI: 10.3390/rs70607181.
- Hair J.F., Tatham R.L., Anderson R.E., Black W.* Multivariate Data Analysis (5th ed.) // Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 1998. 761 p.
- Hersbach H. et al.* The ERA5 Global Reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. P. 1999–2049. DOI: 10.1002/qj.3803.
- Hong Y., Hsu K.-L., Sorooshian S., Gao X.* Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system // J. Appl. Meteorol. 2004. V. 43. P. 1834–1853. DOI: 10.1175/JAM2173.1.
- Huffman G.J. et al.* Integrated multi-satellite retrievals for the global precipitation measurement (GPM) mission (IMERG) // Satellite precipitation measurement / Eds. Levizzani V., Kidd C., Kirschbaum D.B., Kummerow C.D., Nakamura K., Turk F.J. Springer, Cham. 2020. P. 343–353.

- Iturbide-Sanchez F. et al.* Assessment of a variational inversion system for rainfall rate over land and water surfaces // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2011. V. 49(9). P. 3311–3333. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2119375.
- John V.O., Buehler S.A.* The impact of ozone lines on AMSU-B radiances // Geophysical Research Letters. 2004. V. 31(21). DOI: 10.1029/2004GL021214.
- JPSS ATMS SDR Science Team.* Joint Polar Satellite System Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS) SDR Radiometric Calibration. Algorithm Theoretical Basis Document. 2022. 52 p. (https://www.star.nesdis.noaa.gov/jpss/documents/ATBD/D0001-M01-S01-001_JPSS_ATBD_ATMS-SDR_B.pdf) (2024.02.20)
- Karbou F., Aires F., Prigent C., Eymard L.* Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for temperature and humidity sounding over land // Journal of Geophysical Research Atmospheres. 2005. V. 110(D07109). DOI: 10.1029/2004JD005318.
- Kidd C., Levizzani V.* Status of satellite precipitation retrievals // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2011. V. 15. P. 1109–1116. DOI: 10.5194/hess-15-1109-2011.
- Kim M., Lee E.* Validation and Comparison of Climate Reanalysis Data in the East Asian Monsoon Region // Atmosphere. 2022. V. 13(10). DOI: 10.3390/atmos13101589.
- Kingma D.P., Ba J.* Adam: A method for stochastic optimization // arXiv preprint arXiv:1412.6980. 2014. 15 p.
- Kummerow C.D., Hong Y., Olson W.S., Yang S., Adler R.F., McCollum J., Ferraro R., Petty G., Shin D.-B., Wilheit T.T.* The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors // J. Appl. Meteorol. 2001. V. 40(11). P. 1801–1820. DOI: /10.1175/1520-0450(2001)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Giglio L.* A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description // J. Appl. Meteorol. 1994. V. 33(1). P. 3–18. DOI: 10.1175/1520-0450(1994)033<0003:APMTFE>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Mack R.A., Hakkarinen I.M.* A self-consistency approach to improve microwave rainfall rate estimation from space // J. Appl. Meteorol. 1989. V. 28(9). P. 869–884. DOI: 10.1175/1520-0450(1989)028<0869:ASCATI>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Olson W.S., Giglio L.* A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1996. V. 34(5). P. 1213–1232. DOI: 10.1109/36.536538.
- Kummerow C.D., Barnes W., Kozu T., Shiue J., Simpson J.* The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package // J. Atmos. Oceanic Technol. 1998. V. 15. P. 809–817. DOI: 10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Randel D.L., Kulie M., Wang N.-Y., Ferraro R., Munchak S.J., Petkovic V.* The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm to a Fully Parametric Scheme // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2015. V. 32(12). P. 2265–2280. DOI: 10.1175/JTECH-D-15-0039.1.
- Kummerow C.D., Ferraro R., Randel D.* AMSR-E/AMSR2 Unified L2B Global Swath Surface Precipitation, Version 1 // Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2020. 16 p.
- Lavers D.A., Simmons A., Vamborg F., Rodwell M.J.* An evaluation of ERA5 precipitation for climate monitoring // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2022. V. 148. P. 3152–3165. DOI: 10.1002/qj.4351.
- Laviola S., Levizzani V.* The 183-wsl fast rain rate retrieval algorithm. part 1: Retrieval design // Atmospheric Research. 2011. V. 99(3-4). P. 443–461. DOI: 10.1016/j.atmosres.2010.11.013.
- Liu G.* A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles // B. Am. Meteor. Soc., 2008. V. 111. P. 1563–1570. DOI: 10.1175/2008BAMS2486.1.
- Liu S., Grassotti C., Liu Q., Lee Y.-K., Honeyager R., Zhou Y., Fang M.* The NOAA microwave integrated retrieval system (MiRS): Validation of precipitation from multiple polar-orbiting satellites // Journal IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2020. V. 13. P. 3019–3031. DOI: 10.1109/JSTARS.2020.3000348.
- Liu S., Grassotti C., Chen J., Liu Q.* GPM products from the microwave integrated retrieval system (MiRS) // IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens. 2017. V. 10(6). P. 2565–2574. DOI: 10.1109/JSTARS.2017.2716356.
- Mas J.F., Flores J.J.* The application of artificial neural networks to the analysis of remotely sensed data // International Journal of Remote Sensing. 2008. V. 29(3). P. 617–663. DOI: 10.1080/01431160701352154.
- Moradi I., Goldberg M., Brath M., Ferraro R., Buehler S.A., Saunders R., Sun N.* Performance of Radiative Transfer Models in the Microwave Region // JGR Atmosphere. 2020. V. 125(6). DOI: 10.1029/2019JD031831.
- Passive Microwave Algorithm Team Facility: GLOBAL PRECIPITATION MEASUREMENT (GPM) MISSION. 2022. 62 p. (https://gpm.nasa.gov/sites/default/files/2022-06/ATBD_GPM_V7_GPROF.pdf) (2024.02.20).
- Petty G.W., Katsaros K.B.* Nimbus-7 SMMR Precipitation Observations Calibrated against Surface Radar during TAMEX // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 1992. V. 31. P. 489–505.
- Petty G.W.* Physical retrievals of over-ocean rain rate from multi-channel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices // Meteorol. Atmos. Phys. 1994. V. 54. P. 79–99.
- Pfreundschuh S., Brown P.J., Kummerow C.D., Eriksson P., Norrestad T.* GPROF-NN: a neural-network-based implementation of the Goddard Profiling Algorithm // Atmos. Meas. Tech., 2022. V. 15. P. 5033–5060. DOI: 10.5194/amt-15-5033-2022.
- Romanov P.* Global Multisensor Automated satellite-based Snow and Ice Mapping System (GMAISI) for cryosphere monitoring // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 196(C1). P. 42–55. DOI: 10.1016/j.rse.2017.04.023.
- Sanò P., Casella D., Camplani A., D'Adderio L.P., Panegrossi G.A.* Machine Learning Snowfall Retrieval Algorithm for ATMS // Remote Sens. 2022. V. 14(6). 1467. DOI: 10.3390/rs14061467.
- Sanò P., Panegrossi G., Casella D., Di Paola F., Milani L., Mugnai A., Petracca M., Dietrich S.* The Passive microwave Neural network Precipitation Retrieval (PNPR) algorithm for AMSU/MHS observations: description and application to European case studies // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 837–857. DOI: 10.5194/amt-8-837-2015.
- Sanò P., Panegrossi G., Casella D., Marra A.C., Di Paola F., Dietrich S.* The new Passive microwave Neural network Precipitation Retrieval (PNPR) algorithm for the cross-track scanning ATMS radiometer: description and verification study over Europe and Africa using GPM and TRMM spaceborne radars // Atmos. Meas. Tech. 2016. V. 9. P. 5441–5460. DOI: 10.5194/amt-9-5441-2016.

- Sanò P., Panegrossi G., Casella D., Marra A.C., D'Adderio L.P., Rysman J.F., Dietrich S.* The Passive Microwave Neural Network Precipitation Retrieval (PNPR) Algorithm for the CONICAL Scanning Global Microwave Imager (GMI) Radiometer // *Remote Sens.* 2018. V. 10(7). DOI: 10.3390/rs10071122.
- Svozil D., Kvasnicka V., Pospichal J.* Introduction to multi-layer feed-forward neural networks // *Chemometrics and intelligent laboratory systems.* 1997. V. 39(1). P. 43–62. DOI: 10.1016/S0169-7439(97)00061-0.
- Staelin D., Chen F.* Precipitation observations near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 satellite // *IEEE T. Geosci. Remote.* 2000. V. 38. P. 2322–2332. DOI: 10.1109/36.868889.
- Surussavadee C., Staelin D.H.* Global Millimeter-Wave Precipitation Retrievals Trained With a Cloud-Resolving Numerical Weather Prediction Model, Part I: Retrieval Design // *IEEE T. Geosci. Remote.* 2008. V. 46. P. 99–108. DOI: 10.1109/TGRS.2007.908302.
- Tomaso Di E., Romano F., Cuomo V.* Rainfall estimation from satellite passive microwave observations in the range 89 GHz to 190 GHz // *J. Geophys. Res.*, 2009. V. 114(D18203). DOI: 10.1029/2009JD011746.
- Wang D., Prigent C., Kilic L., Fox S., Harlow C., Jimenez C., Aires F., Grassotti C., Karbou F.* Surface Emissivity at Microwaves to Millimeter Waves over Polar Regions: Parameterization and Evaluation with Aircraft Experiments // *Journal of atmospheric and oceanic technology.* 2017. V. 34(5). P. 1039–1059. DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0188.1.
- Wentz F.J., Spencer R.W.* SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm // *J. Atmospheric Sci.* 1998. V. 55(9). P. 1613–1627. DOI: 10.1175/1520-0469(1998)055<1613:SIRRAWA>2.0.CO;2.
- Wilheit T., Kummerow C.D., Ferraro R.* NASDA Rainfall algorithms for AMSR-E // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 2003. V. 41(2). P. 204–214. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808312.
- Wilheit T.T., Chang A.T.C., Chiu L.S.* Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurement using probability distribution functions // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1991. V. 8. P. 118–136. DOI: 10.1175/1520-0426(1991)008<0118:ROMRI F>2.0.CO;2.
- Xu Y., Chen X., Liu M., Wang J., Zhang F., Cui J., Zhou H.* Spatial–Temporal Relationship Study between NWP PWV and Precipitation: A Case Study of ‘July 20’ Heavy Rainstorm in Zhengzhou // *Remote Sens.* 2022. V. 14(15). DOI: 10.3390/rs14153636.
- You Y., Meng H., Dong J., Fan Y., Ferraro R., Gu G., Wang L.* Snowfall Detection Algorithm for ATMS Over Ocean, Sea Ice, and Coast // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing.* 2022. V. 15. P. 1411–1420. DOI: 10.1109/JSTARS.2022.3140768.
- You Y., Wang N., Ferraro R., Meyers P.* A Prototype Precipitation Retrieval Algorithm over Land for ATMS // *J. Hydrometeorol.* V. 17(5). P. 1601–1621. DOI: 10.1175/JHM-D-15-0163.1.
- Zabolotskikh E.V., Chapron B.* Validation of the New Algorithm for Rain Rate Retrieval from AMSR2 Data Using TMI Rain Rate Product // *Advances in Meteorology.* 2015. DOI: 10.1155/2015/492603.
- Zhao Z., Shen L., Li L., Wang H., He B.-J.* Local Climate Zone Classification Scheme Can Also Indicate Local-Scale Urban Ventilation Performance: An Evidence-Based Study // *Atmosphere.* 2020. 11(8). DOI: 10.3390/atmos11080776.
- Zhu H., Chen S., Li Z., Gao L., Li X.* Comparison of Satellite Precipitation Products: IMERG and GSMaP with Rain Gauge Observations in Northern China // *Remote Sensing.* 2022. V. 14(19). 4748. DOI: 10.3390/rs14194748.

Neural Network Algorithm for Precipitation Estimation from ATMS Radiometer Data

A. A. Filei¹, A. I. Andreev¹

¹*Far-Eastern Center of State Research Center for Space Hydrometeorology “Planeta”, Khabarovsk, Russia*

The paper presents a neural network method for precipitation estimation using microwave measurements from ATMS radiometer on board Suomi NPP and NOAA-20/21 satellites. The algorithms based on two fully-connected neural networks, the first one is used to detect precipitation clouds and the other one is used to quantify precipitation rate. When training the neural networks, the reference source of information was an array of measurements simulated using the fast radiation transfer model RTTOV in the bands of ATMS instrument and the corresponding precipitation rates were taken from ECMWF ERA5 reanalysis data. Validation of the obtained precipitation estimates was carried out using the results of the MIRS and GPROF algorithms for satellite radiometer ATMS, as well as ground-based radar observations from NIMROD. The results of the validation showed a high accuracy level consistent with many others works in this research field. The validation was carried out for land and water surface separately. The comparison with MIRS algorithm showed the correlation coefficient was more 0.9, and the RMSE error was approximately 0.78 mm/h for water and 0.84 mm/h for land surface. The same metrics for GPROF algorithm showed the correlation coefficient was ~0.8, and the RMSE error was approximately 1.27 mm/h and 0.9 for water and land surface, respectively. When compared with ground-based NIMROD radar data, the correlation and the RMSE were 0.47 and 1.37 mm/h, respectively. The results of the validation confirm the performance of the presented neural network method for precipitation estimation. In addition, further minor refinement of the presented algorithm will make it possible to apply it to measurements of other microwave satellite instruments, including Russian ones, such as MTVZA-GY, installed on Meteor-M satellites.

Keywords: ATMS, RTTOV, MIRS, GPROF, NIMROD, precipitation, neural network

REFERENCES

- Aonashi K. et al.* GSMaP Passive Microwave Precipitation Retrieval Algorithm: Algorithm Description and Validation // *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II.* 2009. V. 87A. P. 119–136. DOI: 10.2151/jmsj.87A.119.
- Aonashi K., Ferraro R.R.* Microwave sensors, imagers and sounders // *Satellite Precipitation Measurement* / Eds. Levizzani V., Kidd C., Kirschbaum D.B., Kummerow C.D., Nakamura K., Turk F.J. Springer: Cham. 2020. V. 1. P. 63–81. DOI: 10.1007/978-3-030-24568-9_4.
- ATBD H01 – Algorithms Theoretical Baseline Document – ATBD-01 new rel.: Precipitation rate at ground by MW conical scanners. EUMETSAT, Doc. No: SAF/HSAF/ATBD-01new rel., 2013.
- Barlakas V., Galligani V.S., Geer A.J., Eriksson P.* On the accuracy of RTTOV-SCATT for radiative transfer at all-sky microwave and submillimeter frequencies // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.* 2022. V. 283. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2022.108137.
- Berg W., and et al.* Intercalibration of the GPM Microwave Radiometer Constellation // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2016. V. 33(12). P. 2639–2654. DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0100.1.
- Camplani A., Casella D., Sanò P., Panegrossi G.* The Passive microwave Empirical cold Surface Classification Algorithm (PESCA): Application to GMI and ATMS // *J. Hydrometeorol.* 2021. V. 22. P. 1727–1744. DOI: 10.1175/JHM-D-20-0260.1.
- Ebert E.E.* Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: A review and proposed framework // *Meteor. Appl.* 2008. V. 15. P. 51–64. DOI: 10.1175/JHM-D-20-0260.1.
- Eriksson P., Ekelund R., Mendrok J., Brath M., Lemke O., Buehler S.A.* A general database of hydrometeor single scattering properties at microwave and sub-millimetre wavelengths // *Earth Syst. Sci. Data.* 2018. V. 10. P. 1301–1326. DOI: 10.5194/essd-10-1301-2018.
- Ferraro R., Weng F., Grody N.C., Zhao L.* Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU Sensor // *Geophysical Research Letters.* 2000. V. 27(17). P. 2669–2672. DOI: 10.1029/2000GL011665.
- Ferraro R., Marks G.F.* The development of SSM/I rain-rate retrieval algorithms using ground-based radar measurements // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1995. V. 12. P. 755–770. DOI: 10.1175/1520-0426(1995)012<0755:TDOSRR>2.0.CO;2.
- Geer A.J., Bauer P., Lonitz K., Barlakas V., Eriksson P., Mendrok J., Doherty A., Hocking J., Chambon P.* Bulk hydrometeor optical properties for microwave and sub-millimetre radiative transfer in RTTOV-SCATT v13.0 // *Geosci. Model Dev.* 2021. V. 14. P. 7497–7526. DOI: 10.5194/gmd-14-7497-2021.
- Goodfellow I., Bengio Y., Courville A.* Deep learning // MIT press. 2016. 802 p.
- Gorooh V.A., Asanjan A.A., Nguyen P., Hsu K., Sorooshian S.* Deep Neural Network High Spatiotemporal Resolution Precipitation Estimation (Deep-STEP) Using Passive Microwave and Infrared Data // *J. Hydrometeorol.* 2022. V. 23. P. 597–617. DOI: 10.1175/JHM-D-21-0194.1.
- Guo H. et al.* Inter-comparison of high-resolution satellite precipitation products over Central Asia // *Remote Sensing.* 2015. V. 7(6). P. 7181–7211. DOI: 10.3390/rs70607181.
- Hair J.F., Tatham R.L., Anderson R.E., Black W.* *Multivariate Data Analysis* (5th ed.) // Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, 1998. 761 p.
- Hersbach H. et al.* The ERA5 Global Reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* 2020. V. 146. P. 1999–2049. DOI: 10.1002/qj.3803.
- Hong Y., Hsu K.-L., Sorooshian S., Gao X.* Precipitation estimation from remotely sensed imagery using an artificial neural network cloud classification system // *J. Appl. Meteorol.* 2004. V. 43. P. 1834–1853. DOI: 10.1175/JAM2173.1.
- Huffman G.J. et al.* Integrated multi-satellite retrievals for the global precipitation measurement (GPM) mission (IMERG) // *Satellite precipitation measurement* / Eds. Levizzani V., Kidd C., Kirschbaum D.B., Kummerow C.D., Nakamura K., Turk F.J. Springer, Cham. 2020. P. 343–353.
- Iturbide-Sanchez F. et al.* Assessment of a variational inversion system for rainfall rate over land and water surfaces // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49(9). P. 3311–3333. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2119375.
- John V.O., Buehler S.A.* The impact of ozone lines on AMSU-B radiances // *Geophysical Research Letters.* 2004. V. 31(21). DOI: 10.1029/2004GL021214.
- JPSS ATMS SDR Science Team. Joint Polar Satellite System Advanced Technology Microwave Sounder (ATMS) SDR Radiometric Calibration. Algorithm Theoretical Basis Document. 2022. 52 p. (https://www.star.nesdis.noaa.gov/jpsps/documents/ATBD/D0001-M01-S01-001_JPSS_ATBD_ATMS-SDR_B.pdf) (2024.02.20)
- Karbou F., Aires F., Prigent C., Eymard L.* Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for temperature and humidity sounding over land // *Journal of Geophysical Research Atmospheres.* 2005. V. 110(D07109). DOI: 10.1029/2004JD005318.
- Kidd C., Levizzani V.* Status of satellite precipitation retrievals // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2011. V. 15. P. 1109–1116. DOI: 10.5194/hess-15-1109-2011.
- Kim M., Lee E.* Validation and Comparison of Climate Reanalysis Data in the East Asian Monsoon Region // *Atmosphere.* 2022. V. 13(10). DOI: 10.3390/atmos13101589.
- Kingma D.P., Ba J.* Adam: A method for stochastic optimization // arXiv preprint arXiv:1412.6980. 2014. 15 p.
- Kummerow C.D., Hong Y., Olson W.S., Yang S., Adler R.F., McCollum J., Ferraro R., Petty G., Shin D.-B., Wilhelm T.T.* The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors // *J. Appl. Meteorol.* 2001. V. 40(11). P. 1801–1820. DOI: /10.1175/1520-0450(2001)040<1801:TEOTGP>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Giglio L.* A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part I: Algorithm description // *J. Appl. Meteorol.* 1994. V. 33(1). P. 3–18. DOI: 10.1175/1520-0450(1994)033<0003:AP-MTFE>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Mack R.A., Hakkarinen I.M.* A self-consistency approach to improve microwave rainfall rate estimation from space // *J. Appl. Meteorol.* 1989. V. 28(9). P. 869–884. DOI: 10.1175/1520-0450(1989)028<0869:ASCATI>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Olson W.S., Giglio L.* A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from

- passive microwave sensors // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1996. V. 34(5). P. 1213–1232. DOI: 10.1109/36.536538.
- Kummerow C.D., Barnes W., Kozu T., Shiue J., Simpson J.* The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package // J. Atmos. Oceanic Technol. 1998. V. 15. P. 809–817. DOI: 10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2.
- Kummerow C.D., Randel D.L., Kulie M., Wang N.-Y., Ferraro R., Munchak S.J., Petkovic V.* The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm to a Fully Parametric Scheme // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2015. V. 32(12). P. 2265–2280. DOI: 10.1175/JTECH-D-15-0039.1.
- Kummerow C.D., Ferraro R., Randel D.* AMSR-E/AMSR2 Unified L2B Global Swath Surface Precipitation, Version 1 // Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 2020. 16 p.
- Lavers D.A., Simmons A., Vamborg F., Rodwell M.J.* An evaluation of ERA5 precipitation for climate monitoring // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2022. V. 148. P. 3152–3165. DOI: 10.1002/qj.4351.
- Laviola S., Levizzani V.* The 183-wsl fast rain rate retrieval algorithm. part 1: Retrieval design // Atmospheric Research. 2011. V. 99(3–4). P. 443–461. DOI: 10.1016/j.atmosres.2010.11.013.
- Liu G.* A database of microwave single-scattering properties for nonspherical ice particles // B. Am. Meteor. Soc., 2008. V. 111. P. 1563–1570. DOI: 10.1175/2008BAMS2486.1.
- Liu S., Grassotti C., Liu Q., Lee Y.-K., Honeyager R., Zhou Y., Fang M.* The NOAA microwave integrated retrieval system (MiRS): Validation of precipitation from multiple polar-orbiting satellites // Journal IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2020. V. 13. P. 3019–3031. DOI: 10.1109/JSTARS.2020.3000348.
- Liu S., Grassotti C., Chen J., Liu Q.* GPM products from the microwave integrated retrieval system (MiRS) // IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens. 2017. V. 10(6). P. 2565–2574. DOI: 10.1109/JSTARS.2017.2716356.
- Mas J.F., Flores J.J.* The application of artificial neural networks to the analysis of remotely sensed data // International Journal of Remote Sensing. 2008. V. 29(3). P. 617–663. DOI: 10.1080/01431160701352154.
- Matveev L.T.* Kurs obshchej meteorologii. Fizika atmosfery [Course of general meteorology. Atmospheric physics] // L.: Gidrometeoizdat, 1984. 751 p. (In Russian).
- Moradi I., Goldberg M., Brath M., Ferraro R., Buehler S.A., Saunders R., Sun N.* Performance of Radiative Transfer Models in the Microwave Region // JGR Atmosphere. 2020. V. 125(6). DOI: 10.1029/2019JD031831.
- Passive Microwave Algorithm Team Facility: GLOBAL PRECIPITATION MEASUREMENT (GPM) MISSION. 2022. 62 p. (https://gpm.nasa.gov/sites/default/files/2022-06/ATBD_GPM_V7_GPROF.pdf) (2024.02.20).
- Petty G.W., Katsaros K.B.* Nimbus-7 SMMR Precipitation Observations Calibrated against Surface Radar during TAMEX // Journal of Applied Meteorology and Climatology. 1992. V. 31. P. 489–505.
- Petty G.W.* Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part I: Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices // Meteorol. Atmos. Phys. 1994. V. 54. P. 79–99.
- Pfreundschuh S., Brown P.J., Kummerow C.D., Eriksson P., Norrestad T.* GPROF-NN: a neural-network-based implementation of the Goddard Profiling Algorithm // Atmos. Meas. Tech., 2022. V. 15. P. 5033–5060. DOI: 10.5194/amt-15-5033-2022.
- Romanov P.* Global Multisensor Automated satellite-based Snow and Ice Mapping System (GMASI) for cryosphere monitoring // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 196(C1). P. 42–55. DOI: 10.1016/j.rse.2017.04.023.
- Sanò P., Casella D., Camplani A., D'Adderio L.P., Panegrossi G.A.* Machine Learning Snowfall Retrieval Algorithm for ATMS // Remote Sens. 2022. V. 14(6). 1467. DOI: 10.3390/rs14061467.
- Sanò P., Panegrossi G., Casella D., Di Paola F., Milani L., Mugnai A., Petracca M., Dietrich S.* The Passive microwave Neural network Precipitation Retrieval (PNPR) algorithm for AMSU/MHS observations: description and application to European case studies // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 837–857. DOI: 10.5194/amt-8-837-2015.
- Sanò P., Panegrossi G., Casella D., Marra A.C., Di Paola F., Dietrich S.* The new Passive microwave Neural network Precipitation Retrieval (PNPR) algorithm for the cross-track scanning ATMS radiometer: description and verification study over Europe and Africa using GPM and TRMM spaceborne radars // Atmos. Meas. Tech. 2016. V. 9. P. 5441–5460. DOI: 10.5194/amt-9-5441-2016.
- Sanò P., Panegrossi G., Casella D., Marra A.C., D'Adderio L.P., Rysman J.F., Dietrich S.* The Passive Microwave Neural Network Precipitation Retrieval (PNPR) Algorithm for the CONICAL Scanning Global Microwave Imager (GMI) Radiometer // Remote Sens. 2018. V. 10(7). DOI: 10.3390/rs10071122.
- Sazonov D.S.* Issledovanie vozmozhnosti vosstanovleniya intensivnosti osadkov po izmereniyam MTVZA-GYa (Study the possibility of precipitation intensity recovery from MTVZA-GYa measurements) // Izvestiya. Fizika Atmosfery i Okeana. V. 5. P. 23–35. DOI: 10.31857/S020596142305007X.
- Svozil D., Kvasnicka V., Pospichal J.* Introduction to multi-layer feed-forward neural networks // Chemometrics and intelligent laboratory systems. 1997. V. 39(1). P. 43–62. DOI: 10.1016/S0169-7439(97)00061-0.
- Staelin D., Chen F.* Precipitation observations near 54 and 183 GHz using the NOAA-15 satellite // IEEE T. Geosci. Remote. 2000. V. 38. P. 2322–2332. DOI: 10.1109/36.868889.
- Surussavadee C., Staelin D.H.* Global Millimeter-Wave Precipitation Retrievals Trained With a Cloud-Resolving Numerical Weather Prediction Model, Part I: Retrieval Design // IEEE T. Geosci. Remote. 2008. V. 46. P. 99–108. DOI: 10.1109/TGRS.2007.908302.
- Tomaso Di E., Romano F., Cuomo V.* Rainfall estimation from satellite passive microwave observations in the range 89 GHz to 190 GHz // J. Geophys. Res., 2009. V. 114(D18203). DOI: 10.1029/2009JD011746.
- Wang D., Prigent C., Kilic L., Fox S., Harlow C., Jimenez C., Aires F., Grassotti C., Karbou F.* Surface Emissivity at Microwaves to Millimeter Waves over Polar Regions: Parameterization and Evaluation with Aircraft Experiments // Journal of atmospheric and oceanic technology. 2017. V. 34(5). P. 1039–1059. DOI: 10.1175/JTECH-D-16-0188.1.

- Wentz F.J., Spencer R.W.* SSM/I rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm // *J. Atmospheric Sci.* 1998. V. 55(9). P. 1613–1627. DOI: 10.1175/1520-0469(1998)055<1613:SIR-RWA>2.0.CO;2.
- Wilheit T., Kummerow C.D., Ferraro R.* NASDA Rainfall algorithms for AMSR-E // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 2003. V. 41(2). P. 204–214. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808312.
- Wilheit T.T., Chang A.T.C., Chiu L.S.* Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurement using probability distribution functions // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1991. V. 8. P. 118–136. DOI: 10.1175/1520-0426(1991)008<0118:ROM-RIF>2.0.CO;2.
- Xu Y., Chen X., Liu M., Wang J., Zhang F., Cui J., Zhou H.* Spatial–Temporal Relationship Study between NWP PWV and Precipitation: A Case Study of ‘July 20’ Heavy Rainstorm in Zhengzhou // *Remote Sens.* 2022. V. 14(15). DOI: 10.3390/rs14153636.
- You Y., Meng H., Dong J., Fan Y., Ferraro R., Gu G., Wang L.* Snowfall Detection Algorithm for ATMS Over Ocean, Sea Ice, and Coast // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing.* 2022. V. 15. P. 1411–1420. DOI: 10.1109/JSTARS.2022.3140768.
- You Y., Wang N., Ferraro R., Meyers P.* A Prototype Precipitation Retrieval Algorithm over Land for ATMS // *J. Hydrometeor.* V. 17(5). P. 1601–1621. DOI: 10.1175/JHM-D-15-0163.1.
- Zabolotskikh E.V., Chapron B.* Neyronno-cetevoy metod otsenki intensivnosti dozhdya nad okeanami po dannym izmereniy sputnikovogo radiometra AMSR2 (Neural Network algorithm for rain rate retrieval over oceans using AMSR2 data) // *Izvestiya. Physika Atmosfery i Okeana.* 2016. V. 52(1). P. 82–88.
- Zabolotskikh E.V., Chapron B.* Validation of the New Algorithm for Rain Rate Retrieval from AMSR2 Data Using TMI Rain Rate Product // *Advances in Meteorology.* 2015. DOI: 10.1155/2015/492603.
- Zhao Z., Shen L., Li L., Wang H., He B.-J.* Local Climate Zone Classification Scheme Can Also Indicate Local-Scale Urban Ventilation Performance: An Evidence-Based Study // *Atmosphere.* 2020. 11(8). DOI: 10.3390/atmos11080776.
- Zhu H., Chen S., Li Z., Gao L., Li X.* Comparison of Satellite Precipitation Products: IMERG and GSMaP with Rain Gauge Observations in Northern China // *Remote Sensing.* 2022. V. 14(19). 4748. DOI: 10.3390/rs14194748.

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

КРИТЕРИИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ КАК ОСНОВА
ДЛЯ СОЗДАНИЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ МОДЕЛИ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕЙРОСЕТЕВОГО ПОДХОДА
(НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ)

© 2024 г. Г. А. Гришков¹ *, И. О. Нафигин¹, С. А. Устинов¹, В. А. Петров¹, В. А. Минаев¹

¹Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

*E-mail: gorgulini@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.02.2024 г.

Работа направлена на выявление и обоснование критериев, косвенно или фактически контролируемых рудных объектов, в целях создания прогнозной нейросетевой модели металлогенического потенциала юго-восточного Забайкалья. Для этого собраны и обработаны геолого-геофизические и картографические материалы, включая результаты анализа данных дистанционного зондирования. Статистический анализ массива собранных данных позволил установить перечень минимально необходимой информации для выявления критериев локализации полиметаллических рудных объектов в пределах территории юго-восточного Забайкалья. В результате подготовлены тематические схемы, отражающие связь распределения известных зон полиметаллической минерализации с выявленными геолого-пространственными признаками. Между всеми критериями проведен корреляционный анализ с целью оценки пригодности использования выбранных признаков в качестве исходных данных для будущей нейросетевой модели.

Ключевые слова: геоинформационная модель, дистанционное зондирование Земли, статистические методы, нейронные сети, геолого-геофизические критерии, прогнозно-поисковые работы, юго-восточное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0205961424040021, EDN: EMJIMB

ВВЕДЕНИЕ

Нейронные сети представляют собой самообучающиеся модели, имитирующие деятельность человеческого мозга. В отличие от обычных программ, нейронные сети не используют стандартные алгоритмические условия. В основе нейросетевых технологий лежит вероятностная модель, использующая регрессионный или классификационный подход для прогнозирования желаемого результата (Гришков и др., 2021).

В последние годы число задач, для решения которых применяются нейронные сети, постоянно увеличивается. Среди основных областей применения нейронных сетей — прогнозирование, принятие решений, распознавание образов, оптимизация, анализ данных. Нейронные сети применяются во многих областях науки, таких как медицина, фармакология, экология, геология и т.д. В геологии нейросетевые технологии уже нашли применение в таких областях исследований, как 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). Также нейронные сети успешно применяются в области разведки полезных ископаемых (Gonbadi et al., 2015; Zhao et al., 2016; Zuo, Xiong, 2018; Twarakavi et al., 2006; O'Brien et al., 2015; Kirkwood et al., 2016; Xiong, Zuo, 2016).

Наряду с перечисленными работами, исследование, описанное в настоящей статье, направлено на развитие применения нейросетевых методов на разных стадиях геологоразведочных работ. Актуальность проводимых исследований определяется тем, что ускоренное развитие экономического потенциала страны, в том числе в горнодобывающей промышленности, происходит на фоне исчерпания легко обрабатываемых и вскрываемых ресурсов. В связи с этим существует необходимость в получении новых данных и выявлении закономерностей

локализации месторождений стратегического сырья с применением современных технологий.

В связи с интенсивным развитием технологий искусственного интеллекта, становится возможным разработка новых подходов к прогнозу твердых полезных ископаемых на основе анализа и моделирования многочисленных критериев, косвенно или фактически контролирующих рудные объекты. Основной целью данного исследования является выявление и обоснование этих критериев для создания автоматизированной экспертной системы прогнозирования гидротермальных месторождений стратегических металлов, в частности полиметаллических. Необходимо отметить, что эти критерии являются фундаментом будущей модели, следовательно, каждый из геолого-пространственных признаков должен быть тщательно проанализирован и обоснован.

ОБЛАСТЬ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследуемая территория располагается в юго-восточной части Забайкальского края (Россия) и географически простирается с запада на восток между долинами рек Онон и Аргунь, а с севера на юг между долиной реки Газимур и государственными границами страны с Китаем и Монголией (рис. 1а).

Территория Юго-Восточного Забайкалья имеет высокий металлогенический потенциал (Au, U, Mo, Pb-Zn, Sn, W, Ta, Nb, Li, флюорит) и является перспективной на обнаружение новых гидротермальных месторождений дефицитных видов стра-

тегического минерального сырья в Аргунской металлогенической зоне (Петров и др., 2017).

Несмотря на относительно высокую опойскованность, ранее проведенные исследования указывают на то, что рассматриваемая территория имеет хорошие перспективы наращивания минерально-сырьевой базы по многим видам полезных ископаемых.

Геологическое строение исследуемого района весьма сложное и характеризуется продолжительным развитием разновозрастных, разнообразных по составу и генезису образований, залегание которых осложнено складчатыми и разрывными нарушениями (рис. 1б).

Основным фактором, определяющим размещение месторождений полезных ископаемых, является литолого-структурный, т.к. месторождения в основном приурочены к линейным зонам разрывных нарушений разного порядка и узлам пересечения долгоживущих глубинных зон разломов северо-восточного простирания с зонами северо-западных, меридиональных и широтных разломов (Ищукова и др., 1998).

В пределах Приаргунской металлогенической зоны широко распространены месторождения в вулканогенных ассоциациях – VHMS (Volcanic-Hosted Massive Sulphide) – колчеданно-полиметаллический (нойон-тологийский) формационный тип и в карбонатных толщах – MVT (Mississippi Valley-Type) – свинцово-цинково-колчеданный (приаргунский) формационный тип.

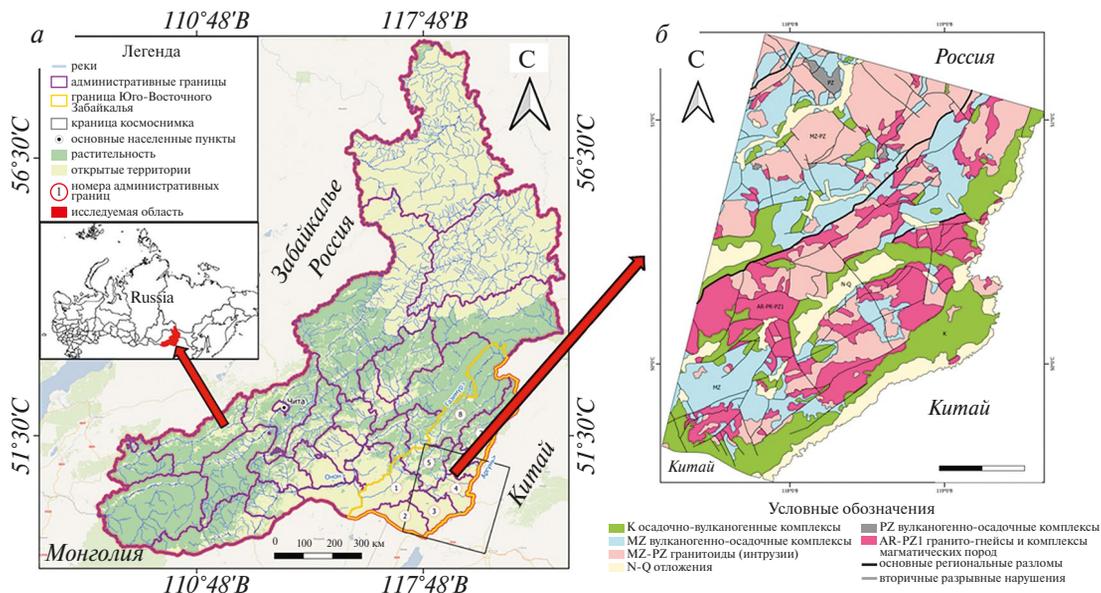


Рис. 1. Область исследования: а – территориальное расположение, б – упрощенная геологическая карта миллионного масштаба (Шивохин и др., 2010).

К VHMS типу отнесены полиметаллические месторождения, локализованные в мезозойских вулканогенно-осадочных образованиях (Нойон-Тологойский тип). Золото-серебро-полиметаллические или колчеданно-полиметаллические рудные тела представлены стратифицированными и штокверковыми жильными зонами в вулcano-тектонических депрессионных структурах мульдообразной формы с пологими бортами. Рудные тела контролируются синвулканическими нарушениями и связанными с ними зонами трещиноватости.

Свинцово-цинково-колчеданные месторождения в осадочных толщах типа MVT развиты в терригенно-карбонатных породах. Руды преимущественно приурочены к венд-кембрийским карбонатно-терригенным и средне-верхнеюрским терригенно-вулканогенным отложениям, которые объединены соответственно в карбонатно-терригенную и вулканогенно-кремнисто-терригенную формации.

Размещение колчеданных месторождений определяется положением центров длительной эндогенной активности, что обеспечивало существенную продолжительность функционирования магматогенных гидротермальных систем (Кузнецов и др., 2018).

МЕТОДИКА

Целью работы является установление и обоснование ключевых геолого-пространственных признаков проявлений гидротермальных процессов как основы для создания прогнозной схемы металлогенического потенциала территории. Как уже упоминалось, нейронные сети успешно применяются для решения задач прогноза полезных ископаемых (Gonbadi et al., 2015; Zhao et al., 2016; Zuo,

Xiong, 2018; Twarakavi et al., 2006; O'Brien et al., 2015; Kirkwood et al., 2016; Xiong, Zuo, 2016). Для решения этих задач (Li et al., 2019), а также анализа петрографических и геохимических данных мировым научным сообществом широко используется архитектура нейронной сети AlexNet.

AlexNet – это сверточная нейронная сеть для решения задач классификации изображений, распознавания объектов и детектирования объектов на изображении (Krizhevsky et al., 2017). Ее архитектура состоит из 8 слоев: 5 сверточных слоев, включая слой субдискретизации, и 3 полносвязных слоев (рис. 2). Входными данными для нейронной сети служат RGB изображения размером 224×224 пикселей. Также в архитектуре AlexNet применены техника дропаута и локальная нормализация, что улучшает устойчивость ее обучения.

В нашей работе в качестве исходных данных были использованы GRID-файлы. Они служат способом организации пространственных геоданных в виде множества равных по размеру и территориально сопряженных ячеек, упорядоченных в виде строк и столбцов, т.е. матриц. Каждой ячейке присваивается определенное значение, служащее для идентификации или описания класса, категории, группы, к которым относится ячейка, либо для задания количественной характеристики. Значения ячеек раstra могут быть положительные или отрицательные, целочисленные (для отображения категориальных (дискретных) данных) или с плавающей точкой (для непрерывных поверхностей).

Исходя из того, что полученные GRID-файлы можно представить в виде растровых изображений, была выбрана сверточная нейронная сеть классификации, на основе архитектуры AlexNet, так как она направлена на обработку такого рода информации.

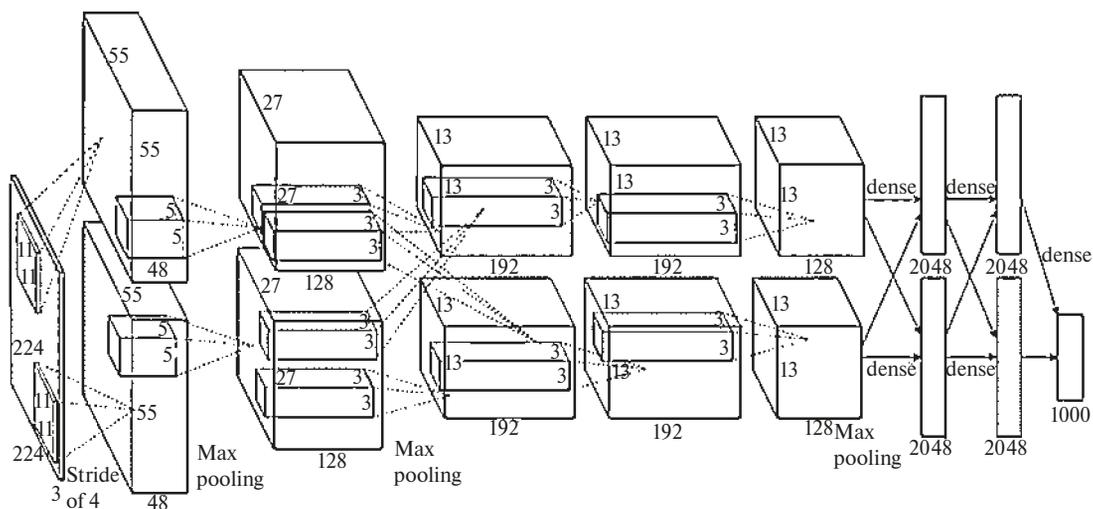


Рис. 2. Архитектура нейронной сети AlexNet.

Каждая разработанная нейронная сеть функционирует с определенным типом данных. Для обучения выбранной нейронной сети требуются нормализованные растровые изображения определенного размера с назначением им положительного или отрицательного класса (значения).

В связи с тем, что исходными данными являются GRID-файлы, для их подготовки к требуемому формату был разработан алгоритм, состоящий из ряда следующих шагов:

- оцифровка исходных данных ручным способом;
- растеризация и нормализация данных с помощью инструмента нечеткой классификации с использованием линейной функции принадлежности;
- свертка (разбиение) данных на двумерные массивы заданного размера.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Проведена обширная работа по оцифровке картографических данных, что позволило сформировать единый ГИС проект для дальнейшего анализа и построения схемы вероятностного распределения полиметаллических рудных объектов в Аргунской металлогенической зоне. В результате анализа данных был выделен ряд ключевых геолого-пространственных признаков, контролирующих пространственную локализацию гидротермальных процессов, связанных с полиметаллической минерализацией.

Среди собранных и оцифрованных источников данных ключевыми являются следующие.

Цифровая модель рельефа

Цифровая модель рельефа (ЦМР) (рис. 3) — это особый вид трёхмерных математических моделей, представляющий собой отображение рельефа как реальных, так и абстрактных геополей (поверхностей) (Тикунов, 2008). ЦМР широко используется в геологических исследованиях, т.к. она несет в себе информацию о рельефе исследуемой территории, в частности высотные отметки, уклон и экспозицию. Эти факторы часто взаимосвязаны с распределением рудных объектов (Кац и др., 1980).

В качестве ЦМР использовались результаты радиолокационной топографической съёмки — “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM). SRTM — международный исследовательский проект по созданию цифровой модели высот Земли с помощью радарной топографической съёмки её поверхности. SRTM запущена в феврале 2000 года и охватила 80% земной поверхности (Farr et al., 2007).

На основе ЦМР выделяются такие критерии, как условные уровни эрозионного среза (рис. 4а)

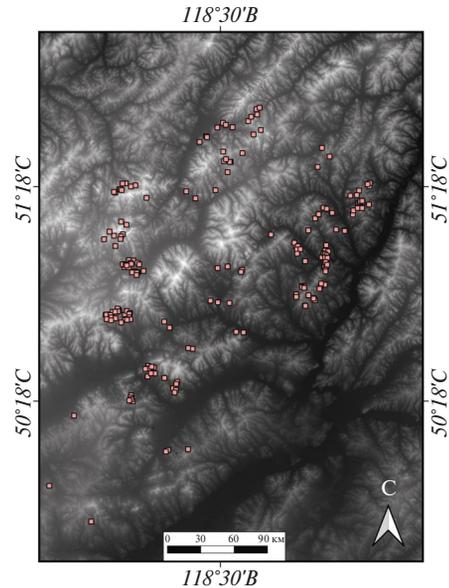


Рис. 3. Визуализация цифровой модели рельефа исследуемой территории на базе SRTM. Розовыми точками выделены известные полиметаллические рудные объекты.

и карта плотностей линеаментов (рис. 4б), которые позволяют выявить особенности рельефа, связанные с различными геологическими процессами.

Условные уровни эрозионного среза отражают эволюцию рельефа. Путем анализа различных уровней среза по высоте можно восстановить процессы эрозии и осадконакопления, которые формировали рельеф местности в течение долгого периода времени.

Линеаменты — это линейные структуры или особенности ландшафта, которые могут быть связаны как с геологическими разломами и трещинами, так и с другими структурами, отражаемыми на земной поверхности. Повышенная плотность линеаментов указывает на области, где эти структуры сконцентрированы, что может свидетельствовать о наличии определенных геологических процессов, благоприятных для формирования месторождений (Зверев, Зверев, 2015).

Государственная геологическая карта

Государственная геологическая карта (ГГК) (рис. 5) — это обширная информационная система, созданная на основе геологических данных, включающая в себя различные картографические материалы, описание геологического строения, структуры земной коры, особенностей горных пород, рельефа, литологических и тектонических характеристик и многое другое. ГГК являются источником подробной разномасштабной информации

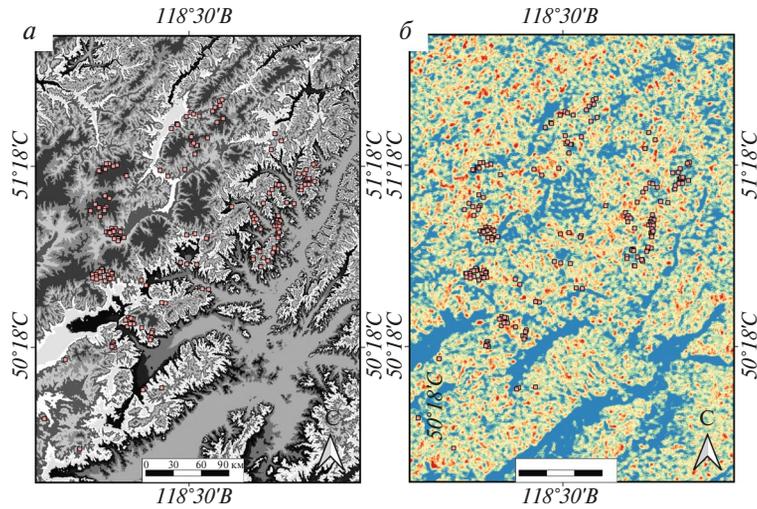


Рис. 4. Критерии, выделенные на основе ЦМР: *а* – уровни эрозионного среза, *б* – карта плотностей линеаментов. Розовыми точками отмечены известные полиметаллические рудные объекты.

о геологическом строении различных регионов России, что делает их важным инструментом при региональных и локальных работах по поиску полезных ископаемых.

Государственная геологическая карта включает следующие критерии: разломная тектоника (рис. 6б); литология (рис. 6а) и зоны контактов интрузивных тел (рис. 6в). Эти критерии являются ключевыми факторами, влияющими на формирование рудных объектов (Глухов, 2019).

Разломная тектоника играет важную роль в понимании закономерностей формирования геологических структур и процессов, в том числе и в металлогении. В контексте исследования полиметаллических рудных объектов, разломы и разлом-

ные зоны являются ключевыми элементами, влияющими на локализацию рудогенетических процессов. Это в первую очередь обусловлено тем, что разломы служили каналами для миграции гидротермальных растворов и являются индикаторами глубинных процессов, происходящих в земной коре.

Различные типы горных пород и метасоматитов могут сопровождать различные типы минерализации, что в свою очередь обусловлено разностями химического состава и историей формирования вмещающих горных пород. Изучение литологических разностей горных пород и предрудных, рудосопровождающих и пострудных метасоматитов играет важную роль в металлогенетических исследованиях, а также в поиске и разведке полезных ископаемых.

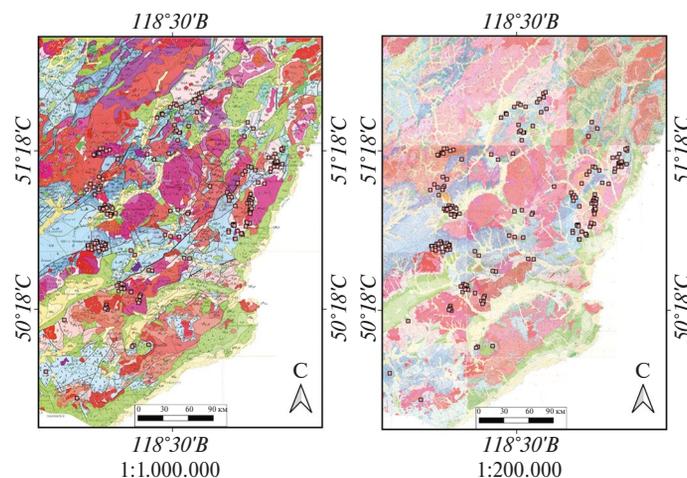


Рис. 5. Геологическая карта масштаба 1:1 000 000 и комплекс геологических карт масштаба 1:200 000. Розовыми точками выделены известные полиметаллические рудные объекты.

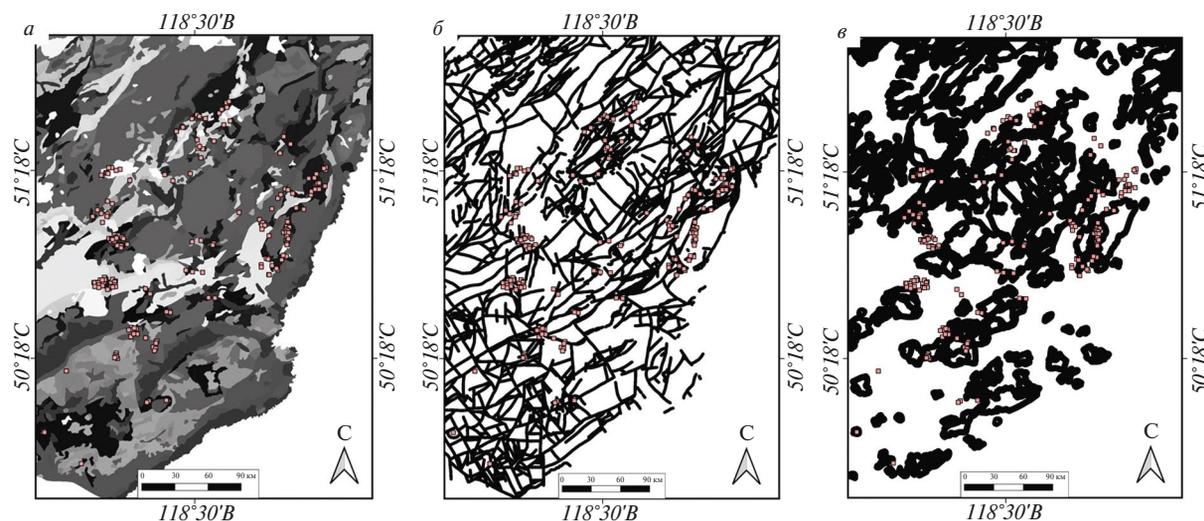


Рис. 6. Критерии, выделенные на основе ГГК: *а* – литология, *б* – разломная тектоника, *в* – зоны контактов интрузивных тел. Розовыми точками выделены известные полиметаллические рудные объекты.

Зоны контактов интрузивных тел – это области, где, например, магматические образования контактируют с вмещающими их горными породами, например, метаморфическими или осадочными. Эти зоны могут быть благоприятны для протекания рудогенетических процессов и образования рудных объектов. Также, вследствие процесса метаморфизма или метасоматоза, в зонах контактов могут образовываться рудные объекты различной специализации в результате изменений химических и физических свойств горных пород (Глухов, 2019).

Геофизические данные

Геофизические данные включают в себя результаты исследований различных физических свойств пород, таких как магнитные, гравитационные, электромагнитные, радиометрические и др. Они позволяют получить информацию о различиях в структуре, составе и других свойствах горных пород на разных глубинах, а также являются важным инструментом в геологических изысканиях, помогая исследователю лучше понимать геологические структуры и определять перспективные участки для поисков, разведки и добычи полезных ископаемых.

Геофизические данные представлены картами магнитного (рис. 7*а*), гравитационного (рис. 7*б*) полей и их оцифрованными версиями (рис. 7*в*; 7*г*), отражающими физические свойства пород. В ходе их анализа могут быть зафиксированы аномалии, связанные с гидротермальными процессами.

Карта аномального магнитного поля – это инструмент, отображающий вариации магнитных свойств пород на поверхности Земли. Она создается путем измерения и анализа магнитных свойств с помощью специальных геофизических инстру-

ментов, таких как магнитометры. Геофизические измерения магнитных полей позволяют выявить различия в составе горных пород и структурах земной коры. Различные типы пород имеют разные магнитные свойства, и их изменения могут свидетельствовать о наличии тех или иных геологических структур и минеральных преобразований.

Карта аномалий гравитационного поля отображает вариации силы гравитационного поля Земли на её поверхности. Она создается на основе измерений гравитационного поля с использованием специальных приборов – гравиметров. Гравиметрия позволяет выявить различия в плотности и составе горных пород, что указывает на различные геологические структуры и аномалии, возможно связанные с наличием полезных ископаемых.

Карта полезных ископаемых

Карта полезных ископаемых является источником информации о пространственном распределении различных полезных ископаемых на определенной территории. Она также предоставляет сведения о количественной и качественной оценке запасов, структуре залежей и других параметрах. Это помогает понять, какие регионы более перспективны для поиска новых месторождений, особенно если рудные узлы или объекты сосредоточены в определенных геологических структурах или локальных областях.

Карта полезных ископаемых включает в себя карту рудных узлов (рис. 8*а*) и схему распределения рудных объектов (рис. 8*б*). Эти материалы являются основой для анализа пространственного распределения рудных объектов относительно других геолого-геофизических критериев.

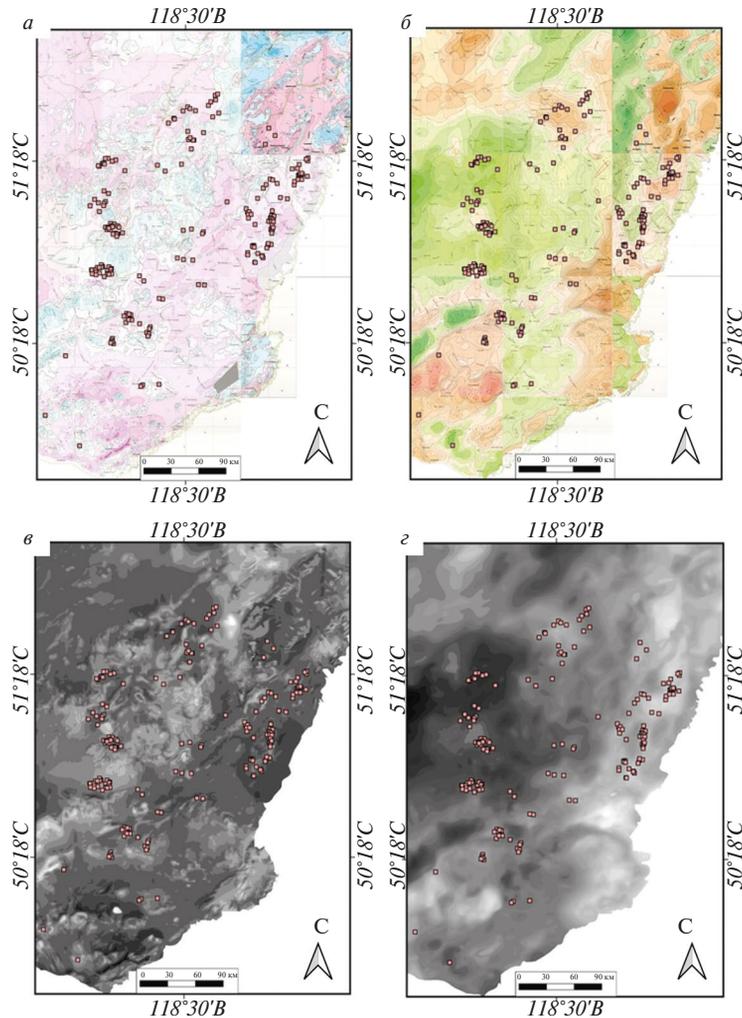


Рис. 7. Геофизические данные: *а* – комплекс схем аномалий магнитного поля (1:200.000) (М-IV, V, VI, X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII), *б* – комплекс схем аномалий гравитационного поля (1:200.000) (М-IV, V, VI, X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII), *в* – схема аномалий магнитного поля (оцифрованная), *г* – схема аномалий гравитационного поля (оцифрованная). Розовыми точками выделены известные полиметаллические рудные объекты.

Рудные узлы на карте полезных ископаемых маркируют области концентрации рудных объектов (при этом зачастую генетически близких) и способствуют определению перспективных районов и участков.

Схема распределения рудных объектов визуально отображает пространственное положение месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации. Анализ этой информации помогает понять, какие типы руд могут быть связаны с определенными геологическими образованиями и структурами.

Анализ собранных данных

Анализ собранных и оцифрованных данных, интегрированных в единый ГИС проект, позволил выявить не только отдельные критерии,

но и их взаимосвязи. Актуальность критериев в контексте создания прогнозно-поисковой модели полиметаллических рудных объектов определяется их способностью обеспечить ключевые индикаторы и зоны, связанные с возможными областями сосредоточения полиметаллической минерализации.

Для оценки пространственного распределения рудных объектов относительно литологических разностей была построена гистограмма (рис. 9). Столбцы гистограммы отображают количество рудных объектов, находящихся в конкретном классе (табл. 1), т.е. геологической формации.

Анализ гистограммы позволил выявить следующие закономерности. Большинство рудных объектов приурочено к осадочным породам венда, кембрия и нижней юры. 33 рудных объекта находятся

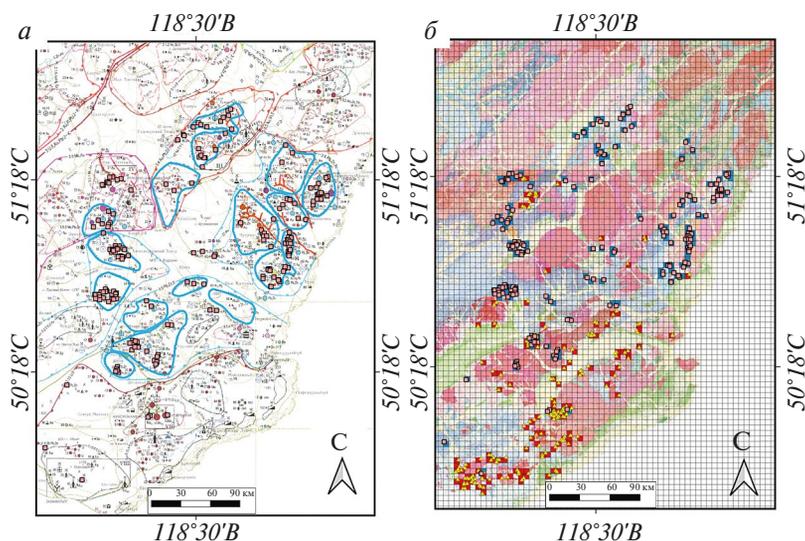


Рис. 8. Критерии, выделенные на основе карты полезных ископаемых: *а* – карта рудных узлов, *б* – схема распределения рудных объектов (треугольниками выделены рудные объекты Fl , Mn , Mo , Sn , U и W ; синим цветом – положительные области; красным – отрицательные). Розовыми точками выделены известные полиметаллические рудные объекты.

Таблица 1. Геологические формации

№	Название	№	Название	№	Название
2	Мулинская серия	15	Ерниченская толща	43	Патринская свита
3	Приаргунская серия	20	Тургинская свита	48	Акатуйская свита
5	Шадоронская серия	21	Кадаинский комплекс	49	Базановская свита
6	Белетуйская свита	22	Ундинский комплекс	50	Государевская свита
7	Кличкинская свита	23	Кутомарский комплекс	54	Бохгинская свита
9	Ильди́канская свита	31	Дырбылкейская свита	55	Верхнегазимурская свита
10	Яковлевская свита	32	Нортуйская свита	60	Шахтаминский комплекс
11	Алену́йский комплекс	36	Урулюнгу́йский комплекс		
14	Быстринская свита	37	Горнозерентуйская толща		

в классе 6, т.е. в вендских осадочных отложениях (Белетуйская свита). Эти объекты можно отнести к типу MVT. 31 рудный объект приурочен к классу 14 – кембрийским осадочным отложениям (Быстринская свита), следовательно, их также можно отнести к типу MVT. Еще 21 рудный объект типа MVT концентрируются преимущественно в нижнеюрских терригенных толщах (Акатуйская свита). Оставшиеся рудные объекты относятся совершенно к другим типам. Типу VHMS принадлежат 13 рудных объектов, локализующихся в средне-позднеюрских терригенно-вулканогенных отложениях (Мулинская свита) (класс 2 на гистограмме). К скарновому типу можно отнести 14 объектов, сгруппированных в классе 22 – раннепермском гранодиорит-гранитовом комплексе (Ундинский комплекс). В ходе анализа оставшихся рудных объектов не удалось

выявить никаких зависимостей. Эти объекты хаотично расположены в пределах различных комплексов, толщ и свит. Следует отметить, что в ходе такого анализа необходимо учитывать погрешность привязки самих рудных объектов, а также погрешность в выделении геологических границ, что в целом свойственно картам регионального масштаба. Таким образом, объекты, находящиеся вблизи литологических границ, разделяющих различные типы горных пород, к примеру, осадочные и вулканогенные, следует относить сразу к обоим типам.

Для более детального анализа установленных продуктивных литологических классов было построено еще 4 гистограммы между их положением и выявленными критериями (рис. 10).

Литология

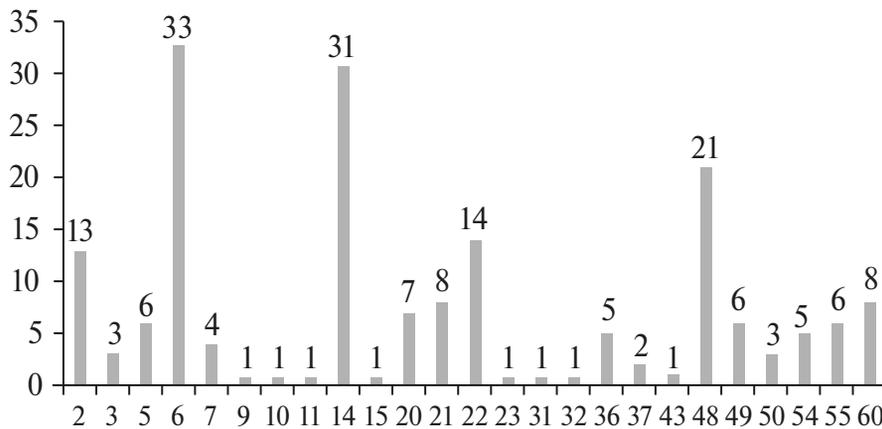


Рис. 9. Гистограмма принадлежности полиметаллических рудных объектов к литологическим разностям, т.е. классам, представленным на гистограмме.

Для поиска закономерностей между пространственным положением рудных объектов и полученными условными уровнями эрозионного среза, т.е. классами, была построена гистограмма, отра-

жающая концентрацию рудных объектов в том или ином классе (рис. 10а). Анализ гистограммы показывает, что класс 8 условного эрозионного среза в значительной степени представлен литологиче-

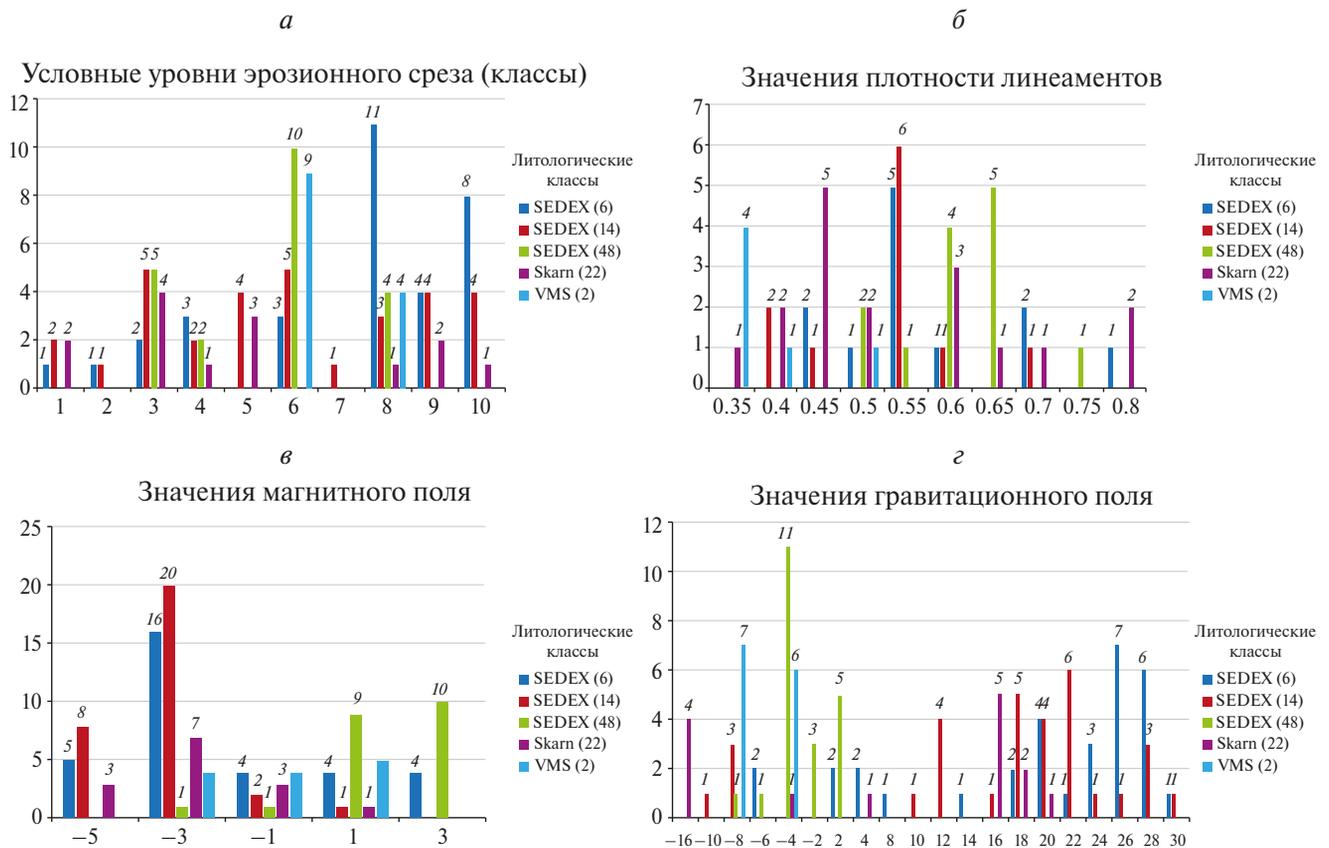


Рис. 10. Гистограммы принадлежности установленных продуктивных литологических классов к: а – условным уровням эрозионного среза, б – значениям плотности линейментов, в – значениям магнитного поля, г – значениям гравитационного поля.

ским классом 6 (11 рудных объектов). Следовательно, класс 8 эрозионного среза можно рассматривать как литологический класс 6. Эрозионный класс 6 в большей степени представлен литологическими классами 48 (10 рудных объектов) и 2 (9 рудных объектов), но в меньшей степени представлен литологическими классами 6 и 14. Следовательно, класс 6 может рассматриваться как смесь литологических классов 48 и 2. Еще одним ярко выраженным классом является 10, т.к. в нем интенсивно выражен литологический класс 6 (8 рудных объектов). Класс 7 уникален тем, что содержит только один рудный объект, относящийся к 14 литологическому классу. Все остальные эрозионные классы представлены равномерной совокупностью большинства литологических классов и не могут быть однозначно интерпретированы.

Для поиска пространственных закономерностей между рудными объектами и областями со средней, умеренной и высокой плотностью линеаментов (порог от 0.35 – минимальное значение) была построена гистограмма (рис. 10б). Анализ гистограммы позволил выявить 4 класса, отражающих зависимость между литологическими классами и диапазоном плотности линеаментов. Первый класс представлен диапазоном 0.65 ± 0.05 . В него преимущественно попадают рудные объекты, относящиеся к литологическому классу 48. Второму классу принадлежит диапазон от 0.5 до 0.6, т.е. 0.55. В него в основном входят рудные объекты литологических классов 6 и 14. Следующий класс характеризуется диапазоном 0.45 ± 0.05 и включает в себя по большей степени рудные объекты литологического класса 22. Последний класс, имеющий диапазон от 0.3 до 0.4, можно ассоциировать с литологическим классом 2, т.к. в него входят по большей мере соответствующие рудные объекты.

Анализ полученных из ЦМР критериев относительно рудных объектов, входящих в выявленные продуктивные литологические классы, позволил выявить между ними зависимости, что говорит о пригодности использования выбранных критериев.

Пространственный анализ рудных объектов и магнитных аномалий основывался на построении графика взаимоотношений значений магнитного поля к рудным объектам, представленным литологическими классами (рис. 10в). В ходе анализа этого графика получилось установить взаимосвязь между конкретными значениями магнитного поля и конкретными литологическими классами (типы рудных объектов). К магнитным аномалиям со значением “–3” по большей части приурочены литологические классы 14 (20 объектов) и 6 (16 объектов). Также было установлено, что литологическому классу 48 свойственны два значения магнитного поля – это “1” и “3”. Такой вывод сделан исходя

из того, что к этим значениям приурочено достаточно большое количество (9 и 10 соответственно) рудных объектов данного литологического класса. Литологические классы 22 и 2 сопоставить с конкретными значениями магнитного поля не удалось, т.к. рудные объекты этих классов распределены практически по всем выбранным значениям магнитного поля.

Пространственный анализ гравиметрических данных производился по аналогии с анализом компонентов магнитного поля. На основе графика, отражающего отношение литологических классов к значениям гравиметрического поля (рис. 10г), выявлены следующие зависимости. Судя по графику, значению гравиметрического поля равно “–4” свойственно достаточно большое количество рудных объектов. Анализируя это значение на графике, заметно, что основная масса рудных объектов (11 единиц) принадлежит литологическому классу 48. В то же время присутствуют и объекты (6 единиц), относящиеся к литологическому классу 2. В рамках анализа пренебрежем классами с единственным объектом. В силу того, что объектов, принадлежащих литологическому классу 48, приблизительно в два раза больше, чем объектов класса 2, установим значение гравитационного поля равное “–4” эквивалентным литологическому классу 48. Также можно выделить ещё два значения гравитационного поля, свойственных исключительно литологическому классу 48. Это значения “–2” и “2”. Значению “2” свойственны 5 рудных объектов, но при этом присутствуют и объекты другого литологического класса. А вот значение “–2” свойственно исключительно лишь литологическому классу 48.

Дальнейший анализ позволил установить значения гравитационного поля однозначно присутствующие некоторым литологическим классам, т.е. значения, в пределах которых нет других типов рудных объектов. Значение “–16” и “16” характерны исключительно литологическому классу 22. Такой разброс значений вероятно связан с положением рудного объекта, т.е. либо он расположен в пределах интрузива, либо в осадочных толщах. Значения “24” и “26” характерны только литологическому классу 6. К этой группе значений также можно добавить значение “28”, хотя в его рамках и присутствуют объекты схожего литологического класса. К значениям “12” и “22” приурочены рудные объекты литологического класса 14. Этой группе значений также сопутствует значение “18”, хотя к нему и приурочен схожий литологический класс. Последнее значение гравитационного поля “–8” можно связать с литологическим классом 2, исходя из количества рудных объектов, находящихся в гравитационных аномалиях с этим значением.

В ходе пространственного анализа геофизической информации по отношению к локализации групп рудных объектов, относящихся к определенному литологическому классу, установленному ранее, был выявлен ряд зависимостей, что свидетельствует о целесообразности привлечения выбранных и подготовленных геофизических данных.

Пространственный анализ рудных объектов относительно рудных узлов показал, что 160 рудных полиметаллических объекта локализуются в пределах рудных узлов, но также присутствуют 23 объекта за их пределами. Как правило, это рудопроявления, некоторые из которых могут быть весьма перспективными.

Суммируя представленные результаты, можно сказать, что для обучения нейронной сети собраны, проанализированы и подготовлены входные данные – признаки.

Статистическое обоснование выбора ключевых геолого-пространственных признаков

Как отмечалось ранее, нейронная сеть во время обучения вычисляет и запоминает закономерности между входными и выходными параметрами. В связи с этим, для оценки возможности обучения нейронной сети на подготовленных данных, а также оценки качества входных данных рассчитана статистическая связь между ними с помощью корреляционного анализа.

Корреляционный анализ – статистический метод изучения взаимосвязи между двумя и более случайными величинами. Мерой корреляции (или силы связи) служит коэффициент корреляции. Значения коэффициента корреляции лежат в пределах от -1 до 1 . При оценке силы связи коэффициентов корреляции используется шкала Чеддока (табл. 2). Положительные значения указывают на наличие зависимости между переменными. Чем ближе значение к 1 , тем сильнее связь. Отрицательный коэффициент корреляции указывает на обратную связь между данными, т.е. с увеличением одной переменной другая уменьшится. В случае отсутствия связи между параметрами, коэффициент корреляции будет равен 0 (Баврина, Борисов, 2021).

Коэффициент корреляции обладает следующими свойствами:

- направленность, т.е. изменяется от -1 до 1 ;
- равен нулю, если случайные величины независимы (не коррелированы, не имеют связи);
- является безразмерной величиной, поэтому не зависит от единиц измерения;
- симметричность, т.е. не изменяется при перестановке местами изучаемых величин.

Таблица 2. Шкала Чеддока для классификации силы связи

Значение коэффициента корреляции	Оценка силы связи
< 0.3	Очень слабая
$0.3-0.5$	Слабая
$0.5-0.7$	Средняя
$0.7-0.9$	Сильная (высокая)
$0.9 <$	Очень сильная (очень высокая)

Существует множество методов анализа корреляций, которые применяются в зависимости от типа данных и цели исследования. Условно данные методы по типу зависимости можно разделить на линейные (коэффициент Пирсона) и ранговые (коэффициенты Спирмена и Кендалла) (Наследов, 2007).

Коэффициент корреляции Пирсона – наиболее распространенный и простой в вычислении метод. Он позволяет измерить линейную зависимость между двумя непрерывными переменными. Значение коэффициента корреляции Пирсона может находиться в диапазоне от -1 до 1 , где 1 – полная прямая линейная зависимость, -1 – полная обратная линейная зависимость, а 0 – отсутствие линейной зависимости.

Коэффициент корреляции Спирмена – используется для измерения монотонной зависимости между двумя переменными. Он основан на рангах значений переменных и позволяет выявить не только линейные, но и нелинейные связи. Значение коэффициента корреляции Спирмена также может находиться в диапазоне от -1 до 1 .

Коэффициент корреляции Кендалла – аналогичен коэффициенту корреляции Спирмена, но более устойчив к выбросам (значениям переменных, выделяющихся из общей выборки) и позволяет учесть зависимость между несколькими переменными. Он также измеряет монотонную связь и может принимать значения от -1 до 1 .

Кроме указанных методов, существуют и другие специализированные узконаправленные методы анализа корреляций, например, для категориальных переменных или для временных рядов.

Выбор метода зависит от типа данных, целей исследования и предполагаемой структуры связей между переменными. Нами был выбран линейный коэффициент корреляции Пирсона в связи с тем, что ранговые коэффициенты корреляции, в отличие от линейных, имеют ряд ограничений, связанных с назначением рангов. Каждому уникальному значению присваивается ранг по возрастанию. В случае одинаковых значений берется среднее значение ранга каждого из них. Необходимое требование данного метода, чтобы процент повторяю-

щихся рангов не превосходил 10% (Халафян, 2008).

Подготовленные данные для обучения нейронной сети являются нормализованными растрами, с диапазоном значений от 0 до 1, а также присутствуют карты уровней эрозионного среза, карты целевых областей, буферные зоны и т.д., цифровые величины которых разделены на несколько уникальных чисел, что делает невозможным применение ранговых коэффициентов корреляции.

Для вычисления коэффициента корреляции Пирсона, на языке программирования Python был реализован модуль с использованием библиотеки "Numpy". Данный модуль рассчитывает линейные корреляционные связи между всеми загружаемыми в него входными параметрами и строит таблицу корреляционного анализа. Результат работы данного модуля на подготовленных данных представлен в таблице 3.

Как можно заметить, очень сильную корреляцию демонстрируют геофизические данные и литологический состав горных пород. Также наблюдается слабая корреляция у буферных зон и разломов. Остальные данные имеют очень слабую корреляцию.

Важным посылом данного анализа является не найти наиболее коррелируемые входные параметры для обучения нейронной сети, а доказать наличие самой связи (корреляции) между ними, что

определяет возможность обучения нейронной сети на них. Одним из доказательств такой связи является опровержение нулевой гипотезы.

Нулевая гипотеза является предположением о том, что связи между коррелируемыми величинами не существует. Если в результате исследования нулевая гипотеза не отвергается, то "взаимосвязи нет". В случае, когда нулевая гипотеза отклоняется, можно утверждать о существовании связи исследуемых случайных величин. Для того, чтобы проверить нулевую гипотезу для определенного уровня значимости (% вероятности ошибки), нужно вычислить коэффициент Стьюдента и сравнить с его критическим значением (Гмурман, 2003).

Если вычисленный коэффициент больше критического значения из таблицы, то можно с вероятностью обратной величине уровня значимости отклонить нулевую гипотезу и подтвердить наличие корреляции между данными.

Для вычисления данного коэффициента были использованы стандартные средства ПО "Excel". Количество степеней свободы k является числом множества сравниваемых переменных в выборках с вычитанием двух. В нашем случае k равняется количеству пикселей сравниваемых изображений, т.е. 58.061.224 (6.686*8.684), с вычетом 2, что по таблице является ∞ . Результат представлен в таблице 4.

Таблица 3. Корреляционный анализ между подготовленными данными

	Уровни эрозионного среза	Литология	Гравиметрические поля	Буферные зоны	Магнитные поля	Целевые зоны	Плотность линеаментов	Разломы	Рудные узлы
Уровни эрозионного среза	1.000	0.013	0.007	-0.027	0.002	-0.001	0.020	0.039	0.018
Литология	0.013	1.000	0.972	0.396	0.956	0.104	0.082	0.382	0.063
Гравиметрические поля	0.007	0.972	1.000	0.399	0.967	0.106	0.099	0.383	0.065
Буферные зоны	-0.027	0.396	0.399	1.000	0.400	0.063	0.126	0.237	0.035
Магнитные поля	0.002	0.956	0.967	0.400	1.000	0.108	0.122	0.387	0.066
Целевые зоны	-0.001	0.104	0.106	0.063	0.108	1.000	0.042	0.096	0.046
Плотность линеаментов	0.020	0.082	0.099	0.126	0.122	0.042	1.000	0.129	0.038
Разломы	0.039	0.382	0.383	0.237	0.387	0.096	0.129	1.000	0.024
Рудные узлы	0.018	0.063	0.065	0.035	0.066	0.046	0.038	0.024	1.000

Таблица 4. Результат вычисления коэффициентов Стьюдента

	Уровни эрозионного среза	Литология	Гравиметрические поля	Буферные зоны	Магнитные поля	Целевые зоны	Плотность линеаментов	Разломы	Рудные узлы
Уровни эрозионного среза		96.90	55.80	-203.54	15.87	-5.39	150.22	299.17	139.21
Литология	96.90		31715.61	3290.89	24913.65	795.57	625.64	3149.47	483.39
Гравиметрические поля	55.80	31715.61		3319.42	28753.90	809.71	759.00	3162.31	493.18
Буферные зоны	-203.54	3290.89	3319.42		3325.99	481.17	966.00	1857.09	266.91
Магнитные поля	15.87	24913.65	28753.90	3325.99		827.84	939.14	3193.66	503.64
Целевые зоны	-5.39	795.57	809.71	481.17	827.84		318.53	732.02	350.75
Плотность линеаментов	150.22	625.64	759.00	966.00	939.14	318.53		995.05	289.62
Разломы	299.17	3149.47	3162.31	1857.09	3193.66	732.02	995.05		181.79
Рудные узлы	139.21	483.39	493.18	266.91	503.64	350.75	289.62	181.79	

Как можно заметить, для всех данных отклоняется нулевая гипотеза для степеней значимости 0.1, 0.05, 0.02, 0.01, 0.002 и 0.001. Следовательно, между всеми данными можно с уверенностью в 99.999% подтвердить наличие корреляции, что является достаточным результатом для дальнейшего обучения нейронной сети на них.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выявлены и обоснованы геолого-пространственные критерии локализации полиметаллических рудных объектов.

Оцифрованы и нормализованы картографические геолого-геофизические данные, которые обработаны для интеграции в нейронную сеть.

Составлены тематические схемы, отражающие связь распределения полиметаллических рудных объектов с выявленными геолого-пространственными признаками.

Для оценки возможности обучаемости нейронной сети на подготовленных критериях, а также оценки их качества, рассчитана статистическая связь между ними с помощью корреляционного анализа. В связи с тем, что критерии представляют собой растровые нормализованные изображения,

применялся линейный коэффициент корреляции Пирсона. Использование рангового коэффициента корреляции на них приведет к заведомо ложным результатам.

Для подтверждения наличия связи между данными и опровержения нулевой гипотезы был вычислен коэффициент Стьюдента для каждого критерия и сравнен с его критическим значением. Проведение корреляционного анализа привело к выводу о наличии связи между подготовленными данными с вероятностью 99.999%.

В целом, можно сделать вывод, что это исследование имеет значение не только в контексте прогнозирования полиметаллических рудных объектов, но и в создании методологии для будущих исследований по поиску полезных ископаемых. Полученные данные представляют собой важную основу для разработки моделей, которые могут улучшить стратегии поиска рудных месторождений, в частности в пределах юго-восточного Забайкалья России.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баврина А.П., Борисов И.Б.* Современные правила применения корреляционного анализа // Медицинский альманах. 2021. Т. 68. № 3. С. 70-79.
- Глухов А.Н.* Тектонические факторы рудогенеза докембрийских террейнов на примере Приколымского поднятия и Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 2. С. 219-248. DOI: 10.21638/spbu07.2019.204.
- Гмурман В.Е.* Теория вероятностей и математическая статистика: учебное пособие для вузов. М.: Высш. шк. 2003. 479 с.
- Гришков Г.А., Устинов С.А., Нафизин 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. Том. 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.
- Зверев А.В., Зверев А.Т.* Применение автоматизированного линейного анализа космических снимков при поисках нефтегазовых месторождений, прогнозе землетрясений, склоновых процессов и путей миграции подземной воды // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2015. № 6. С. 14-20.
- Ищукова Л.П., Авдеев Б.В., Губкин Г.Н., Игошин Ю.А., Макушин М.Ф., Попова А.И., Рогова В.П., Спиринов Э.К., Филиппченко Ю.А., Хоментовский Б.Н.* Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: Геоинформмарк. 1998. 382 с.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линейной тектоники. М.: Недра. 1986. 140 с.
- Кузнецов В.В., Брель А.И., Богославец Н.Н., Елишина С.Л., Кузнецова Т.П., Серавина Т.В.* Металлогения Приагунской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. 2018. № 2. С. 32-43.
- Наследов А.Д.* SPSS 15: Профессиональный статистический анализ данных. СПб.: Питер. 2007. 416 с.
- Петров В.А., Андреева О.В., Полуэктов В.В., Коваленко Д.В.* Тектономагматические циклы и геодинамические обстановки формирования рудоносных систем Южного Приаргуны // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 445-469.
- Тикунов В.С.* Геоинформатика: учебное пособие для студентов. М.: МГУ. 2008. 361 с.
- Халафян А.А.* Statistica 6. Статистический анализ данных. 3-е изд. Учебник. М.: ООО "БиномПресс". 2008. 512 с.
- Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Артамонова Н.А., Духовский А.А., Карасев В.В., Куриленко А.В., Надеждина Т.Н., Павленко Ю.В., Раитина Н.И., Шор Г.М.* Объяснительная записка: Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист М-50 (Борзя). СПб.: Издательство картофабрика ВСЕГЕИ. 2010. 553 с.
- 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 // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 157. P. 81-91.
- Kirkwood C., Cave M., Beamish D., Grebby S., Ferreira A.* A machine learning approach to geochemical mapping // Journal of Geochemical Exploration. 2016. V. 167. P. 49-61.
- 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. № 1. P. 3-14.
- Krizhevsky A., Sutskever I., Hinton G.E.* ImageNet classification with deep convolutional neural networks // Communications of the ACM. 2017. V. 60. № 6. P. 84-90. DOI: 10.1145/3065386.
- 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. DOI: 10.1016/j.gsf.2015.07.003.
- Li S., Chen J., Xiang J.* Applications of deep convolutional neural networks in prospecting prediction based on two-dimensional geological big data // Neural Computing and Applications. 2019. V. 32. P. 2037-2053. DOI: 10.1007/s00521-019-04341-3.
- O'Brien J.J., Spry P.G., Nettleton D., Xu R., Teale G.S.* Using random forests to distinguish garnite compositions as an exploration guide to Broken Hill-type Pb-Zn-Ag deposits in the Broken Hill domain, Australia // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 49. P. 74-86.
- 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.
- Twarakavi N.K.C., Misra D., Bandopadhyay S.* Prediction of arsenic in bedrock derived stream sediments at a gold mine site under conditions of sparse data // Nat Resour Res. 2006. V. 15. № 1. P. 15-26.
- 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.
- Xiong Y., Zuo R.* Recognition of geochemical anomalies using a deep autoencoder network // Computers & Geosciences. 2016. V. 86. P. 75-82.
- 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 // Journal of Geochemical Exploration. 2016. V. 164. P. 54-64.
- 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.

Criteria for the Spatial Distribution of Polymetallic Ore Objects as a Basis for Creating a Predictive Search Model Using a Neural Network Approach (Using the Example of the Territory of South-Eastern Transbaikalia)

G. A. Grishkov¹, I. O. Nafigin¹, S. A. Ustinov¹, V. A. Petrov¹, V. A. Minaev¹

¹*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 work is aimed at identifying and substantiating criteria that indirectly or actually control ore objects in order to create a predictive neural network model of the metallogenic potential of southeastern Transbaikalia. For this purpose, geological, geophysical and cartographic materials were collected and processed, including the results of the analysis of remote sensing data. Statistical analysis of the array of collected data made it possible to establish a list of the minimum necessary information to identify criteria for the localization of polymetallic ore objects within the territory of southeastern Transbaikalia. As a result, thematic schemes have been prepared reflecting the relationship between the distribution of known polymetallic mineralization zones and the identified geological and spatial features. A correlation analysis was carried out between all the criteria in order to assess the suitability of using the selected features as input data for a future neural network model.

Keywords: geoinformation model, remote sensing of the Earth, statistical methods, neural networks, geological and geophysical criteria, predictive prospecting, south-eastern Transbaikalia

REFERENCES

- Bavrina A.P., Borisov I.B.* Modern rules for the application of correlation analysis // *Medical almanac*. 2021. № 3 (68). P. 70–79. (In Russian).
- Gmurman V.E.* Probability theory and mathematical statistics: a textbook for universities. M.: Higher School. 2003. 479 p. (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 // *Proceedings of the XV International Scientific and Practical Conference*. In 7 volumes. Vol. 4. Development of new ideas and trends in Earth sciences: innovative technologies of geological exploration of mining and oil and gas business, well drilling, mathematical modeling and exploration geophysics. Moscow: S. Ordzhonikidze Russian State Geological Exploration University. 2021. P. 33–36. (In Russian).
- Heritov A.D.* SPSS 15: Professional statistical data analysis. St. Petersburg: St. Petersburg. 2007. 416 p. (In Russian).
- Ishchukova L.P., Avdeev B.V., Gubkin G.N., Igoshin Yu.A., Makushin M.F., Popova A.I., Rogova V.P., Spirin E.K., Filipchenko Yu.A., Khomentovsky B.N.* Geology of the Urulyunguyevsky ore district and molybdenum-uranium deposits of the Streltsovsky ore field. M.: Geoinformmark. 1998. 382 p. (In Russian).
- Katz Ya.G., Poletaev A.I., Rumyantseva E.F.* Fundamentals of lineament tectonics. M.: Nedra. 1986. 140 p. (In Russian).
- Khalafyan A.A.* Statistica 6. Statistical data analysis. 3rd ed. Textbook. M.: LLC "BinomPress". 2008. 512 p. (In Russian).
- Kuznetsov V.V., Brel A.I., Bogoslavets N.N., Elshina S.L., Kuznetsova T.P., Seravina T.V.* Metallogeny of the Priargun structural-formation zone // *Domestic Geology*. 2018. № 2. P. 32–43. (In Russian).
- Petrov V.A., Andreeva O.V., Poluektov V.V., Kovalenko D.V.* Tectono-magmatic cycles and geodynamic settings of ore-bearing system formation in the Southern Cis-Argun Region // *Geology of Ore Deposits*. 2017. V. 59. № 6. P. 431–452. (In Russian).
- Shivokhin E.A., Ozersky A.F., Artamonova N.A., Dukhovskiy A.A., Karasev V.V., Kurylenko A.V., Nadezhkina T.N., Pavlenko Yu.V., Raitina N.I., Shor G.M.* Explanatory note: State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1000000 (third generation). Sheet M-50 (Borzya). St. Petersburg: Publishing house kartofabrik VSEGEI. 2010. 553 p. (In Russian).
- Tikunov V.S.* Geoinformatics: a textbook for students. Moscow: Moscow State University. 2008. 361 p. (In Russian).
- Zverev A.V., Zverev A.T.* Application of automated lineament analysis of satellite images in the search for oil and gas fields, prediction of earthquakes, slope processes and migration routes of groundwater // *Izvestia of Higher Educational Institutions. Geology and exploration*. 2015. № 6. P. 14–20. (In Russian).
- 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.
- Glukhov A.N.* Tectonic factors of ore genesis of Precambrian terranes on the example of the Prikolymsky uplift and the Omolon massif (Northeast Asia) // *Bulletin of St. Petersburg University. Earth Sciences*. 2019. V. 64. № 2. P. 219–248. DOI: 10.21638/spbu07.2019.204.
- Gonbadi A.B., Tabatabaei S.H., Carranza E.J.M.* Supervised geochemical anomaly detection by pattern recognition // *Journal of Geochemical Exploration*. 2015. V. 157. P. 81–91.
- Kirkwood C., Cave M., Beamish D., Grebby S., Ferreira A.* A machine learning approach to geochemical mapping // *Journal of Geochemical Exploration*. 2016. V. 167. P. 49–61.
- 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. № 1. P. 3–14.

- Krizhevsky A., Sutskever I., Hinton G.E.* ImageNet classification with deep convolutional neural networks // Communications of the ACM. 2017. V. 60. № 6. P. 84–90. DOI: 10.1145/3065386.
- 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. DOI: 10.1016/j.gsf.2015.07.003.
- Li S., Chen J., Xiang J.* Applications of deep convolutional neural networks in prospecting prediction based on two-dimensional geological big data // Neural Computing and Applications. 2019. V. 32. P. 2037–2053. DOI: 10.1007/s00521-019-04341-3.
- O'Brien J.J., Spry P.G., Nettleton D., Xu R., Teale G.S.* Using random forests to distinguish gahnite compositions as an exploration guide to Broken Hill-type Pb–Zn–Ag deposits in the Broken Hill domain, Australia // Journal of Geochemical Exploration. 2015. V. 49. P. 74–86.
- 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.
- Twarakavi N.K.C., Misra D., Bandopadhyay S.* Prediction of arsenic in bedrock derived stream sediments at a gold mine site under conditions of sparse data // Nat Resour Res. 2006. V. 15. № 1. P. 15–26.
- 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.
- Xiong Y., Zuo R.* Recognition of geochemical anomalies using a deep autoencoder network // Computers & Geosciences. 2016. V. 86. P. 75–82.
- 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 // Journal of Geochemical Exploration. 2016. V. 164. P. 54–64.
- 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.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГОВ ДЕФЛЯЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2024 г. В. Г. Юферев¹ *, К. Н. Кулик¹, А. М. Пугачева¹, В. А. Гущин¹

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

*E-mail: yuferev@vfanc.ru

Поступила в редакцию 01.02.2024 г.

Геоинформационная оценка процессов дефляции в условиях Арктики позволяет перейти на новый технологический уровень в планировании лесомелиоративного обустройства ландшафтов арктической зоны. Использование лесомелиорации и фитомелиорации аккумулятивных форм дает возможность управления процессами опустынивания. Для реализации цели исследования – оценки пространственного распределения участков дефлированных поверхностей на территории Ненецкого автономного округа был проведен геоинформационный анализ актуальных данных космического зондирования и выявлена степень деградации (дефляции и антропогенной трансформации) территории на контролируемых площадях, на базе которого предлагаются необходимые мероприятия для предотвращения дефляции земель и планируется создать информационную систему мониторинга и прогноза состояния почвенного и растительного покрова. Дешифрирование космоснимков участков дефляции на территории исследований позволило разработать векторные картографические слои ГИС, на которых представлены выделенные береговые, континентальные незаросшие и заросшие массивы. Проведенная геоморфологическая дифференциация участков дефляции дает возможность эффективно использовать такие параметры, как яркость, экспозиция, мезо- и микроклиматические различия, а также планировать противодефляционные мероприятия. Разработаны векторные картографические слои пространственного распределения песчаных аккумулятивных форм и определены их морфометрические характеристики, установлены особенности развития континентальной и береговой дефляции, площади которой составляют 31.51 и 20.86 тыс. га соответственно, общее количество выделенных векторными контурами участков превышает 166 тыс., а их размеры изменяются от 0.001 га до более чем 5.5 тыс. га. В результате пространственной оценки заросших растительностью 68 крупных песчаных массивов установлена их площадь, составляющая 543.85 тыс. га.

Ключевые слова: космоснимки, дешифрирование, анализ, дефляция, песчаный массив

DOI: 10.31857/S0205961424040033, EDN: EMHLWQ

ВВЕДЕНИЕ

Современные методы исследования поверхности Земли на основе данных спутниковой съемки с использованием геоинформационных технологий позволяют создавать базы пространственных данных и геоинформационные картографические слои с учетом тематической направленности исследований (Tsvetkov, 2012). В связи с ростом экономического значения регионов Арктики и ростом антропогенной нагрузки (Репкина, 2022) выявление пространственного распределения очагов дефляции в Арктической зоне обеспечивает экологически обоснованное проведение территориального планирования ее хозяйственного освоения. На основе классификации пространственного

распределения эоловых форм в естественных и антропогенных условиях по данным дистанционного зондирования, показано, что эоловые формы чаще всего формируются на участках с повышенной проницаемостью (Сизов и др., 2022), что характерно для песчаных массивов Арктической тундры, особенно в весенне-летний период.

Экологической особенностью Арктических регионов является высокая уязвимость ландшафтов и низкая восстановительная способность природных экосистем, связанная с природно-климатическими особенностями арктических территорий, такими как мерзлота и незначительное оттаивание верхнего слоя (до 1 м), низкие зимние температуры и др. Здесь отмечаются интенсивные морфологические изменения ландшафтных объектов, в том

числе увеличение площади открытых песков и снижение проективного покрытия при антропогенном воздействии. Показана необходимость мероприятий по сохранению и восстановлению экосистем и рационального использования уникальных арктических территорий в ходе хозяйственной деятельности (Бондур, 2015).

Исследования процессов дефляции необходимо для предотвращения их негативного воздействия как на природные ландшафты, так и на ведение хозяйственной деятельности. Одной из задач при этом является выявление связи региональных условий на развитие эоловых процессов и пространственную локализацию эоловых наносов, и их характеристики. Изучение процессов деградации песчаных земель показало, что природные факторы на территории региона способствуют развитию эоловых процессов и особенно в условиях антропогенной трансформации ландшафтов (Евсеева, 2020).

Важным фактором, определяющим параметры эолового переноса, является взаимодействие воздушного потока с песчаными частицами в условиях их несвязности в весенне-летний период. Связанность частиц песка обуславливает повышение стабильности эоловых форм при воздействии с воздушным потоком. Связанность песка приводит к увеличению критической скорости ветра, необходимой для отрыва частиц песка. Этот эффект поясняет причину возрастания массы песчаных комков и увеличения критической скорости их отрыва. Дифференциация морфологии эоловой формы рельефа по участкам с различными условиями позволяет провести оценку объема возможного эолового переноса (Малиновская, 2019). Такой эффект наблюдается в холодное время года, когда песчаные массивы фиксируются мерзлотой.

Одним из факторов, позволяющим объяснить сложившиеся условия функционирования песчаных массивов при изучении генезиса образования эоловых форм в Арктической зоне, является факт того, что формирование мощной толщи песчаных отложений субаквального характера, в том числе и на высоких гипсометрических уровнях, может быть связано как с выносом большого количества осадочного материала течением реки Печора, так и гляциологическими процессами (Аржанникова, 2014).

Цель исследований: оценка распределения очагов дефляции на территории Ненецкого автономного округа. Климатические условия Ненецкого автономного округа обусловлены морским характером климата, долгим периодом заморозков, низкими температурами зимой, продолжительным ледоставом и атмосферными осадками, которые оказывают непосредственное влияние на

почвенные процессы с образованием постоянного мерзлотного грунта (Горячкин, 2022). Пески, залегающие на территории арктической зоны на территории Ненецкого автономного округа, распространены в виде покровов рыхлых отложений и могут достигать мощности до 250 м. Наличие мерзлоты, при отсутствии сплошного растительного покрова, способствует формированию дефляционных понижений и аккумулятивных форм рельефа, сложенных эоловыми наносами (De Vries S., 2014). Дефляция песков в настоящее время приводит к открытию песчаных площадей и проходит за счет развевания озерных песчаных отложений, песчаных морских террас и древних гряд (Tamura, 2016). При общей стабилизации континентальных песчаных массивов на территории исследований наблюдается развитие береговой дефляции и дефляции открытых песков при антропогенном воздействии (Badyukova, 2015). В результате исследований на основе космоснимков разработана локальная геоинформационная система песчаных аккумулятивных форм, включающая векторные карты участков заросших и открытых песков, характерных для континентальной части территории исследований и участков береговой дефляции.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При определении степени развития дефляции песчаных массивов в соответствии с «Национальным стандартом РФ ГОСТ Р 70526-2022 “Мелиорация земель. Почвы. Оценка степени деградации”» рассматривают дефлированные или открытые участки с проективным покрытием менее 10%, заросшие (закрепленные) растительностью с проективным покрытием более 70% и зарастающие с проективным покрытием от 10 до 70%.

Применение геоинформационных технологий для анализа актуальных данных космического зондирования поверхности Земли дает возможность выявить участки дефляции на контролируемых площадях, создать систему мониторинга и прогноза состояния почвенного и растительного покрова, обосновать мелиоративные технологии предотвращения дефляции (Юферев и др., 2023).

Выделение участков открытых песков, лишенных растительности и в первую очередь подверженных дефляции на территории Ненецкого автономного округа, проведено с использованием актуальной космической съемки высокого разрешения спутников Канопус 2В, Landsat 8, 9 и архивных снимков сверхвысокого разрешения спутника WorldView 3. На основе дешифрирования полученных цветосинтезированных по каналам RGB изображений установлено современное распределение и проведена векторизация границ участков

дефляции как в прибрежной зоне, так и в континентальной части (Кулик и др., 2020).

Геоинформационное картографирование геоморфологических форм и типов проводится для определения их морфометрических характеристик с использованием космоснимков сверхвысокого разрешения и цифровых моделей рельефа Aster GDEM, охватывающих территории севернее широты 60°. Выделяемые объекты определяются в результате предварительной проработки данных путем векторизации изолиний высот (Чупина, 2016).

Аккумулятивные формы континентальной части возникли в результате эоловой деятельности. Она проявляется в песчаных наносах и образует различные аккумулятивные типы рельефа. Эоловый рельеф и процессы дефляции в Арктической зоне с учетом антропогенного воздействия изучены в зависимости от динамики береговой линии в береговой зоне (Репкина., 2022). Установлено, что нарушение рельефа и растительности усиливают эоловый вынос из береговой зоны. При этом в условиях отрицательного или сбалансированного объема наносов на прибрежных террасах возросла интенсивность дефляции, а в условиях избытка наносов – эоловой аккумуляции (Гаель, Смирнова, 1999). Для континентальной части суши рассматриваемой территории выделяют два основных

типа песчаного рельефа грядовый и бугристый. Бугристые пески представляют собой беспорядочные сочетания песчаных бугров высотой 3–5 метров и разделяющих их котловин выдувания. Чаще всего эти пески покрыты древесно-кустарниковой и травянистой растительностью. Сочетание горизонтального движения ветра с резкими восходящими и нисходящими потоками воздуха вызывает одновременно дефляцию, перенос, аккумуляцию и корразию. Этим объясняются выходы в песчаных отложениях коренных пород, наличие возвышенных участков и котловин выдувания.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для анализа распределения очагов дефляции по данным дистанционного зондирования разработана локальная ГИС, включающая слои пространственного размещения участков дефляции (рис. 1). Выполненный анализ (табл. 1) показал, что береговая дефляция занимает 0.12%, а континентальная дефляция 0.31% от континентальной площади Ненецкого автономного округа (17047006 га), а общая площадь дефлированных участков равна 58280 га или 0.34% рассматриваемой территории округа.

При этом заросшие растительностью (закрепленные) песчаные массивы занимают площадь

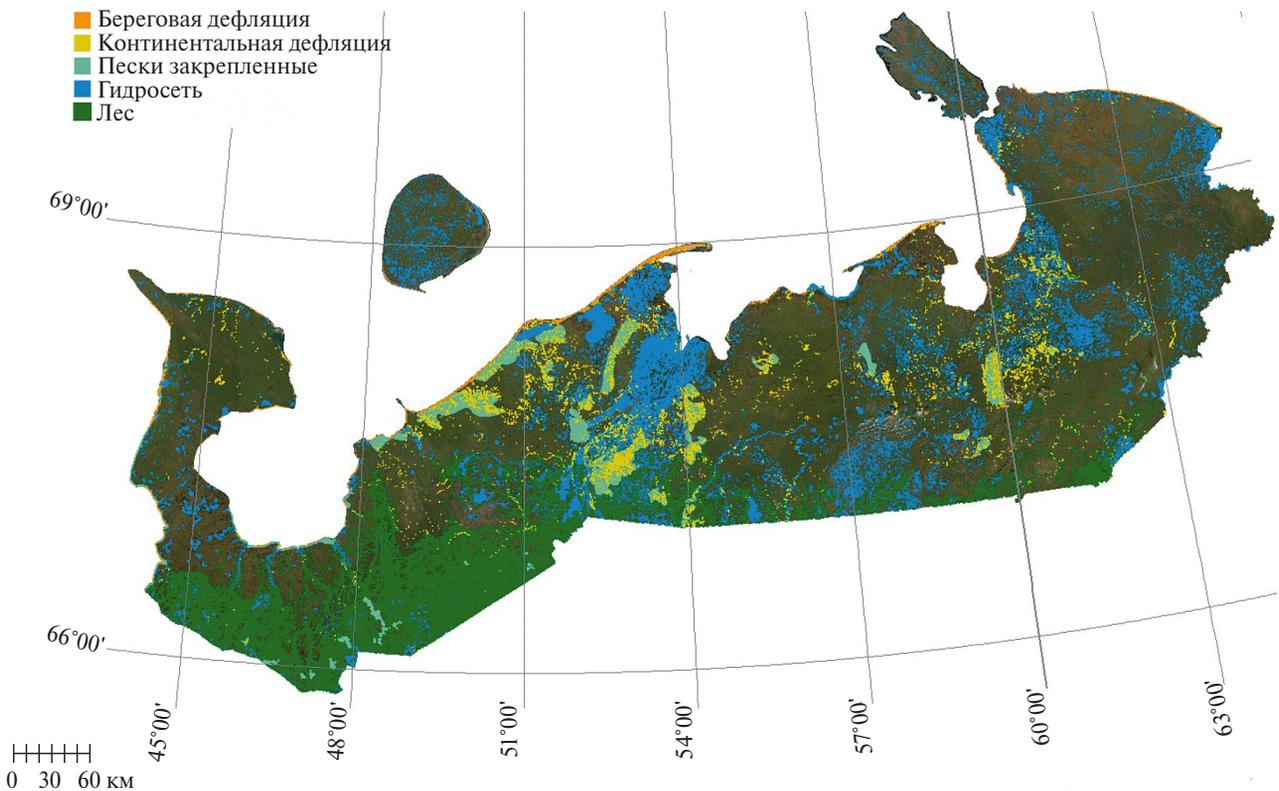


Рис. 1. Космокарта участков дефляции на территории Ненецкого автономного округа.

Таблица 1. Характеристики участков дефляции

Параметр	Береговая дефляция	Континентальная дефляция	Всего	Пески, заросшие
Площади, га	20860.3	31513.0	52387.3	543847.8
Кол. участков, шт.	24417	123329	147746	90
Средняя площадь участка, га	0.854	0.25	0.35	6042.8
Ст. откл., га	41.26	2.93	16.996	14790.9
Минимум, га	0.0012	0.0012	0.0012	5.0
Максимум, га	5517.18	462.60	—	85856.0
Коэффициент вариации	48.31	11.72	47.94	2.45
Всего от общей площади округа, %	0.12	0.19	0.31	3.2

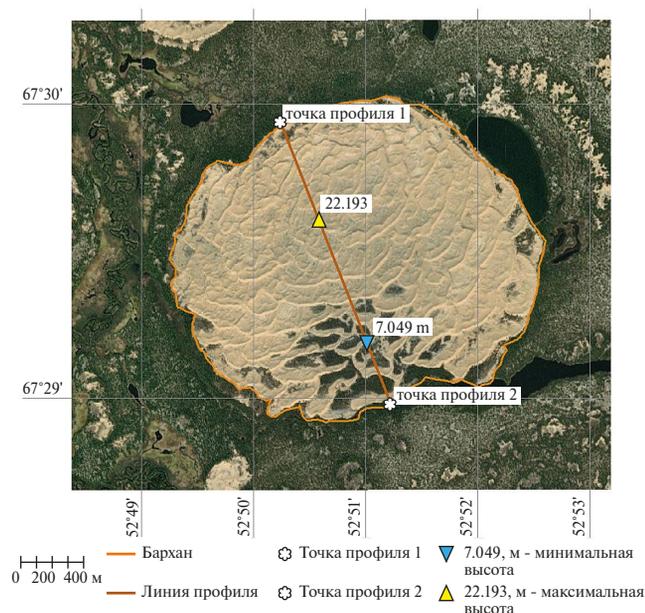
543848 га или 3.2 % континентальной площади округа. Общая площадь лесных насаждений (включая зону тайги) составляет 1185179 га (6.95%). Площадь гидрографической сети – 766504 га (4.5%).

Основными причинами дефляции являются естественные условия – почвенные и климатические. В районах поселений и добычи ресурсов отмечается увеличение площади дефляции за счет антропогенной трансформации участков (Бредихин, 2020). Участки дефляции в основном сосредоточены (84%) в природной зоне южной тундры, южной лесотундры и субарктической поймы (Тишков, 2019).

На рис. 2 показана крупномасштабная космокарта участка территории исследований с типичным

для субарктической поймы песчаным массивом эолового происхождения (тестовый участок), имеющего округлую форму с буграми и грядами.

В табл. 2 приведены геометрические и геоморфологические характеристики тестового участка континентальной дефляции в зоне субарктической поймы, которые показывают, что гряды имеют типичную серповидную форму, вытянутую по направлению преобладающих в теплое время года ветров северного румба, высота гряд достигает 19 м от подножия, при крутизне более 20°. При его площади более 355 га условный диаметр составляет более 1.9 км. Полученные данные свидетельствуют о развитии процессов дефляции песчаных массивов на территории исследований. Особенностью таких массивов является присутствие по периферии и в межгрядо-

**Рис. 2.** Космокарта тестового участка континентальной дефляции в зоне субарктической поймы.**Таблица 2.** Характеристика тестового участка континентальной дефляции в зоне субарктической поймы

Параметр	Значение
Площадь тестового участка, га	355.47
Периметр, км	7.61
Экспозиция	SE (119°)
Средняя высота, м	14.5
Средняя крутизна, °	5.9
Средний уклон, %	10.3
Максимальная высота, м	29.0
Координаты ВД	52° 50' 55.34" E
Координаты СШ	67° 29' 30.55" N
Максимальная крутизна, °	23.6
Максимальный уклон, %	43.6
Минимальная высота, м	4.0
Стандартное отклонение высоты, м	3.87
Стандартное отклонение крутизны, м	3.39
Стандартное отклонение уклона, %	5.92



Рис. 3. Снимок грядового песчаного рельефа с растительностью (*Picea obovata*, *Betula tortuosa*, *Carex Arctisibirica*) в меж-грядовых понижениях (С. Андрианов) (67°29' 05" с.ш., 52°52' 49" в.д.)

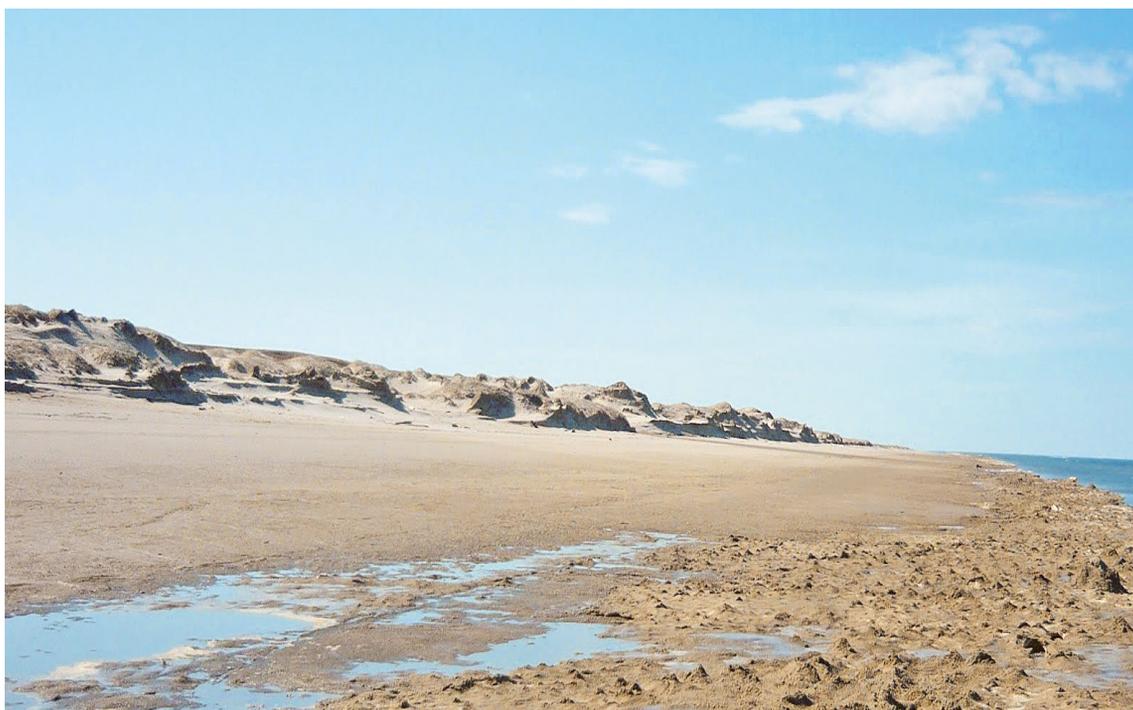


Рис. 4. Снимок участка береговой дефляции (Е. Ващук) (68°29' 30" с.ш., 51°22' 30" в.д.).

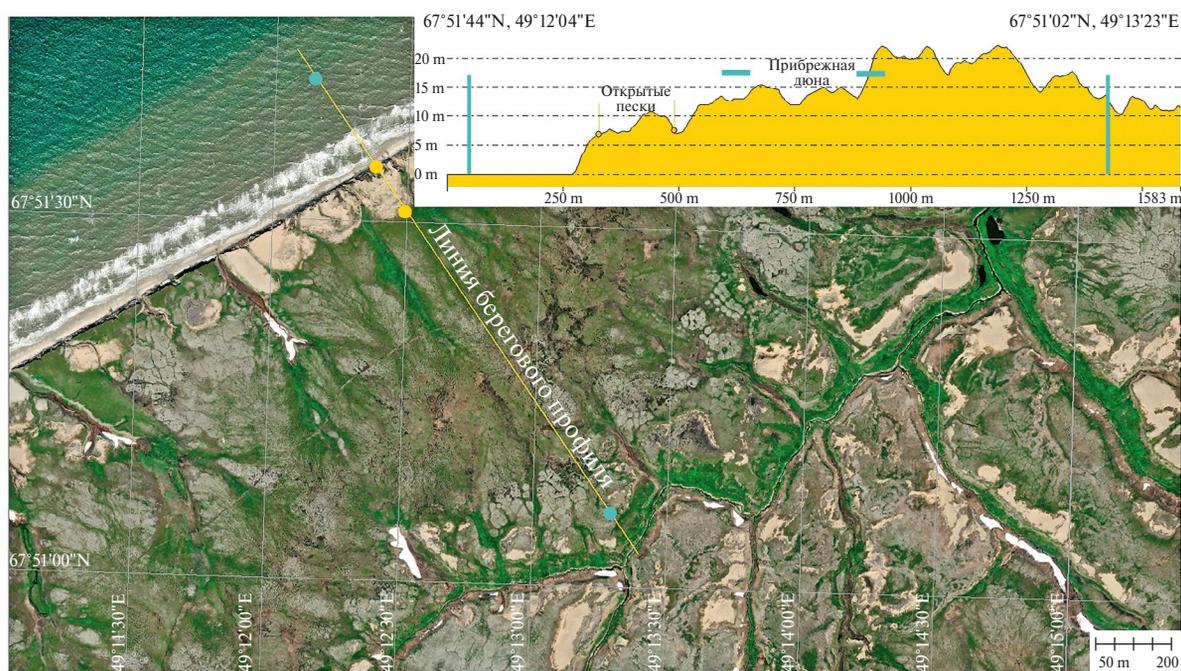


Рис. 5. Космокарта тестового участка береговой дефляции в зоне южной тундры.

вых понижениях древесной растительности, представленной березово-еловыми (*Picea obovata*, *Betula tortuosa*) редколесьями и небольшими лесными массивами с куртинами лиственницы сибирской (*Larix sibirica* Ledeb.) и подлеском из ив и ерника (*Betula*

nana, *Salix glauca*, *Salix phylicifolia*). Травянистая растительность представлена видами *Carex ensifolia* ssp. *Carex Arctisibirica*, *Carex fuliginosa* ssp. *misandra*, *Carex vaginata*, *Carex ledebouriana*, *Oxytropis maydelliana* Trautv и др. (Александрова, 1977).

Таблица 3. Характеристики берегового участка дефляции и профиля

Параметр	Значение
Площадь дефляции, га	1.47
Периметр, км	0.69
Экспозиция	SW (218°)
Средняя высота профиля, м	14.5
Средняя крутизна по профилю, °	0.41
Средний уклон профиля, %	10.3
Максимальная высота профиля, м	22.23
Координаты ВД	49° 12' 25" E
Координаты СШ	67° 51' 32" N
Максимальная крутизна, °	23.6
Максимальный уклон, %	43.6
Минимальная высота, м	0
Стандартное отклонение высоты участка, м	1.9
Стандартное отклонение крутизны участка, м	1.7
Стандартное отклонение уклона участка, %	2.96

Такая растительность характерна для участков в долинах крупных рек и их притоков, а также в межрядовых понижениях песчаных массивов на территории исследований.

Активные изменения морской береговой линии, площади прибрежных дон закономерно отмечаются в результате воздействия морских волн и ветра. На рис. 4 приведен снимок тестового участка береговой дефляции, характерной для зоны типичной тундры, а на рис. 5 – космокарта пространственного положения тестового участка береговой дефляции.

На космокарте показана линия профиля и профиль береговой зоны. Анализ цифровой модели рельефа позволил установить геоморфологические характеристики береговой зоны (табл. 3).

Исследования динамики изменения площади дефлированных поверхностей за период 1984–2022 гг. на территории округа показали, что площадь природных очагов континентальной дефляции, закрепленных по периметру растительностью, изменяется незначительно. Изменения отмечены на прирусловых очагах дефляции в связи с динамикой изменения уровня водной поверхности и периодическим затоплением, размывом и аккумуляцией песков в береговой зоне. Площадь массивов

песков, расположенных вблизи русел рек береговой зоны, также подвержена периодическим изменениям под воздействием разливов рек при повышении уровня (рис. 6, 7). Отмечено зарастание отдельных небольших участков дефляции. Антропогенное воздействие на песчаные массивы в арктических условиях безусловно приводит к разрушению арктических экосистем, сформировавшихся на них. Полевые дороги, проложенные через песчаные массивы, места добычи полезных ископаемых, строительные работы и др. создают участки открытых

песков. Площади таких участков в целом пока незначительны и ограничены окрестностями населенных пунктов и путями доступа к местам добычи полезных ископаемых. Однако, они также требуют внимания и защиты от дефляции методами лесомелиорации и фитомелиорации, которые должны учитывать особенности и адаптационную способность растений – мелиорантов (Кулик, 2020). В связи с этим на первых этапах мелиоративных работ необходимо оценить возможности растений, произрастающих на этих территориях.



Рис. 6. Космоснимок территории Ненецкого автономного округа 1984 г. Спутник Landsat 5 (г. Нарьян-Мар).

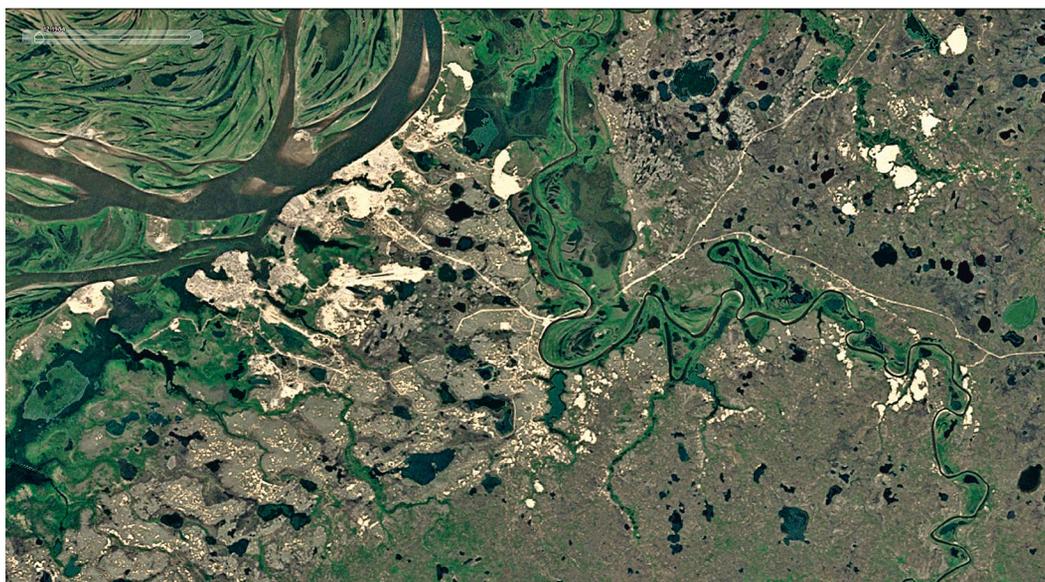


Рис. 7. Космоснимок территории Ненецкого автономного округа 2020 г. с выделений зон зарастания песков. Спутник Landsat 8 (г. Нарьян-Мар).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В связи с климатически обусловленной трансформацией естественных факторов, связанных в первую очередь с повышением среднегодовых температур, в том числе температурных максимумов в теплый период, возрастают риски развития процессов дефляции.

Предотвращение негативных изменений ландшафтов арктической зоны, в связи с этим может быть осуществлено с использованием лесомелиоративных и фитомелиоративных мероприятий, направленных на создание устойчивого растительного покрова. Учет морфологической структуры и особенностей арктических ландшафтов при планировании мероприятий по защите их от дефляции обеспечит их устойчивость, что особенно важно в береговой зоне Арктики. Геоморфологическая дифференциация ландшафтов дает возможность эффективно использовать такие параметры, как яркость, экспозиция, мезо- и микроклиматические различия для разработки противодефляционных мероприятий. Учет интразональности в арктической зоне, как распространения нехарактерных особенностей почв, растительности, ландшафтов в виде отдельных участков, образующих закономерные особенности внутри основных зон, обеспечивает направленное лесомелиоративное обустройство, отличное от общего. Применение аэрокосмических методов, ГИС-технологий и систем глобального позиционирования позволяет перейти на новый технологический уровень в лесомелиоративном планировании и технологическом обустройстве ландшафтов арктической зоны. Использование данных космического зондирования поверхности Земли дает возможность выявить степень дефлированности территории на контролируемых площадях, создать информационную систему мониторинга и прогноза состояния почвенного и растительного покрова, обосновать необходимые мероприятия для предотвращения дефляции. Компьютерное лесомелиоративное картографирование ландшафтов позволяет создавать специализированные карты, которые несут достоверную информацию о состоянии почвенного покрова, динамике протекающих почвенно-литологических процессов, а потому незаменимы при решении задач ландшафтного планирования и противодеградационного лесомелиоративного обустройства территории.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы FNFE-2024-0008 государственного задания ФНЦ агроэкологии РАН «Математическое моделирование и прогнозирование процессов дефляции земель сельскохозяйственного назначения при техногенных и природных воздействиях на современном уровне лесомелиоративной защищенности».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова В.Д.* Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики. Л.: Наука, 1977. 189 с.
- Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Акулова В.В. и др.* О происхождении песчаных отложений в Южно-Минусинской котловине // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 10. С. 1495–1508.
- Бредихин А.В., Еременко Е.А., Харченко С.В., Беляев Ю.Р. и др.* Районирование Российской Арктики по типам антропогенного освоения и сопутствующей трансформации рельефа на основе кластерного анализа. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2020. № 1. С. 42–56. EDN: BMMJEB
- Бондур В.Г., Воробьев В.Е.* Космический мониторинг импактных районов Арктики // Исследование Земли из космоса. 2015. № 4. С. 4–24.
- Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф.* Пески и песчаные почвы. М.: ГЕОС, 1999. 252 с.
- Горячкин С.В.* География экстремальных почв и почвоподобных систем // Вестник российской академии наук. 2022. Т. 92. № 6. С. 564–571.
- Евсеева Е.Г., Язиков З.Н., Квасникова Н.С. и др.* Современный эоловый морфолитогеоз: изученность, региональные проявления // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331. № 11. С. 96–107.
- Кулик К.Н., Петров В.И., Юферев В.Г., Ткаченко Н.А., Шинкаренко С.С.* Геоинформационный анализ опустынивания Северо-Западного Прикаспия // Аридные экосистемы. 2020. Т. 26. № 2(83). С. 16–24.
- Малиновская Е.А.* Трансформация эоловых форм рельефа при ветровом // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 54–64.
- Тишков А.А., Белоновская Е.А., Глазов П.М., Кренке А.Н. и др.* Антропогенная трансформация арктических экосистем России: подходы, методы, оценки. Арктика: экология и экономика. № 4(36). 2019. С. 38–51.
- Чупина Д.А., Зольников И.Д.* Геоинформационное картографирование форм и типов рельефа на основе орфометрического анализа // Геодезия и картография. 2016. № 6. С. 35–43.
- Юферев В.Г., Силова В.А., Ткаченко Н.А.* Дистанционный мониторинг опустынивания территории Калмыкии // Аридные экосистемы. 2023. Т. 29. № 1(94). С. 46–52.
- Badyukova E.N., Solovieva G.D.* Coastal eolian landforms and sea level fluctuations. Oceanology. 2015. 55(1). P. 124–130.
- Tamura T., Kodama Y., Bateman M.D., Saitoh Y., etc.* Late Holocene aeolian sedimentation in the Tottori coastal dune field, Japan Sea, affected by the East Asian winter monsoon // Quaternary International. 2016. V. 397. P. 147–158. DOI: 10.1016/j.quaint.2015.09.062.
- Tanino K.* Environments of the formation of dunes at Shiriyazaki in the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture // The Quaternary Research (Daiyonki-Kenkyu). 2000. V. 39(5). P. 471–478.
- Tsvetkov V.Ya.* Global Monitoring // European Researcher. 2012. V. (33). № 11–1. P. 1843–1851.
- De Vries S., Arens S.M., De Schipper M.A., Ranasinghe R.* Aeolian sediment transport on a beach with a varying sediment supply // Aeolian Research. 2014. V. 15. P. 235–244.

Estimation of the Distribution of Deflation Sites on the Territory of the Nenets Autonomous Okrug by Data of Remote Sensing

V. G. Yuferev¹, K. N. Kulik¹, A. M. Pugacheva¹, V. A. Gushchin¹

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

Geoinformation assessment of deflation processes in the Arctic conditions makes it possible to move to a new technological level in the planning of forest reclamation of the landscapes of the Arctic zone. The use of forest reclamation and phytomelioration of accumulative forms makes it possible to control desertification processes. To achieve the purpose of the study – to assess the spatial distribution of deflated surface areas on the territory of the Nenets Autonomous Okrug, a geoinformation analysis of current space sensing data was carried out and the degree of degradation (deflation and anthropogenic transformation) of the territory in controlled areas was revealed, on the basis of which the necessary measures are proposed to prevent land deflation and it is planned to create an information system for monitoring and forecasting the state of soil and vegetation cover. The decoding of satellite images of deflation sites in the research area made it possible to develop vector cartographic GIS layers, which show selected coastal, continental not grown and overgrown massifs. The conducted geomorphological differentiation of deflation sites makes it possible to effectively use such parameters as tiering, exposure, meso- and microclimatic differences, as well as plan anti-deflation measures. Vector cartographic layers of the spatial distribution of sandy accumulative forms have been developed and their morphometric characteristics have been determined, the features of the development of continental and coastal deflation have been established, the areas of which are 31.51 and 20.86 thousand hectares, respectively, the total number of sites allocated by vector contours exceeds 166 thousand, and their sizes vary from 0.001 hectares to more than 5.5 thousand hectares. As a result of a spatial assessment of 68 large sandy massifs overgrown with vegetation, their area of 543.85 thousand hectares has been established.

Keywords: space photos, decryption, analysis, deflation, sandy area

REFERENCES

- Alexandrova V.D.* Geobotanical zoning of the Arctic and Antarctic. L.: Nauka, 1977. 189 p.
- Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Akulova V.V., and others.* On the origin of sand deposits in the South Minusinsk basin // *Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. № 10. P. 1495–1508.
- Bredikhin A.V., Eremenko E.A., Kharchenko S.V., Belyaev Y.R., etc.* Zoning of the Russian Arctic by types of anthropogenic development and associated relief transformation based on cluster analysis. // *Vestn. Moscow. Univ. Ser. 5. Geography*. 2020. № 1. P. 42–56. EDN: BMMJEB
- Bondur V.G., Vorobyov V.E.* Space monitoring of impact areas of the Arctic // *Earth Exploration from space*. 2015. № 4. P. 4–24.
- Gael A.G., Smirnova L.F.* Sands and sandy soils. M., GEOS, 1999. 252 p.
- Goryachkin S.V.* Geography of extreme soils and soil-like systems. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2022. V. 92. № 6. P. 564–571.
- Evseeva E.G., Yazikov Z.N., Kvasnikova N.S., and others.* Modern Aeolian morpholithogenesis: study, regional manifestations // *Proceedings of Tomsk Polytechnic University. Geore-source engineering*. 2020. V. 331. № 11. P. 96–107.
- Kulik K.N., Petrov V.I., Yuferev V.G., Tkachenko N.A., Shinkarenko S.S.* Geoinformation analysis of desertification of the Northwestern Caspian Sea // *Arid ecosystems*. 2020. V. 26. № 2(83). P. 16–24.
- Malinovskaya E.A.* Transformation of Aeolian landforms under wind conditions // *Izvestiya Rossiyskoy akademii nauk. Physics of the atmosphere and ocean*. 2019. V. 55. № 1. P. 54–64.
- Tishkov A.A., Belonovskaya E.A., Glazov P.M., Krenke A.N., etc.* Anthropogenic transformation of Russia's Arctic ecosystems: approaches, methods, and assessments. *The Arctic: Ecology and Economics*. 2019. № 4 (36). P. 38–51.
- Chupina D.A., Zolnikov I.D.* Geoinformation mapping of forms and types of relief based on morphometric analysis // *Geodesy and cartography*. 2016. No. 6. P. 35–43.
- Yuferev V.G., Silova V.A., Tkachenko N.A.* Remote monitoring of desertification in Kalmykia // *Arid ecosystems*. 2023. V. 29. № 1(94). P. 46–52.
- Badyukova E.N., Solovyova G.D.* Coastal Aeolian landforms and sea level fluctuations. *Oceanology*. 2015. 55(1): 124–130.
- Tamura T., Kodama Yu., Bateman M.D., Saito Yu., and others.* Late Holocene Aeolian sediments on the Tottori coastal dune field, Sea of Japan, affected by the winter monsoon in East Asia // *The International Quaternary period*. 2016. V. 397. P. 147–158.
- Tanino K.* Conditions of dune formation in Shiriyazaki on the Shimokita Peninsula, Aomori Prefecture // *Quaternary studies (Daionki-Kenkyu)*. 2000. V. 39(5). P. 471–478. <https://doi.org/10.4116/jaqua.39.471>.
- Tsvetkov V.Ya.* Global monitoring // *European Researcher*. 2012. V. (33). № 11-1. P. 1843–1851.
- De Vries S., Ahrens S.M., De Schipper M.A., Ranasinghe R.* Transfer of Aeolian sediments on a beach with a changing sediment reserve // *Aeolian studies*. 2014. V. 15. P. 235–244.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ РИСОВЫХ ПОЛЕЙ ПРОВИНЦИИ АНЗЯНГ (ВЬЕТНАМ) ПО МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫМ ДАННЫМ ДЗЗ И ПОЛЕВОГО СПЕКТРОРАДИОМЕТРИРОВАНИЯ

© 2024 г. В. Г. Юферев¹, А. К. Кулик¹, Нгуен Чонг Хиеп², А. А. Васильченко¹,
А. А. Выприцкий¹, *, Р. Н. Балкушкин¹, Бу Тхи Минь Чау², Чан Тхи Ле Тху²

¹Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения РАН,
Волгоград, Россия

²Южное отделение Совместного Российско-Вьетнамского Тропического
научно-исследовательского и технологического центра, Хошимин, Вьетнам

*E-mail: vyprickiy-a@vfanc.ru

Поступила в редакцию 02.02.2024 г.

Пространственное распределение участков территории, используемой для ведения сельскохозяйственных работ, имеет большое значение для разработки мер по управлению территориями и планирования рационального использования земельных и водных ресурсов. Так как в условиях территории исследований возможен выбор сроков посева, выращивания и уборки урожая, то пространственные данные по размещению полей для выращивания риса могут быть использованы для оценки объема потребляемой для его выращивания воды и разработки модели севооборота для различного объема доступной воды исходя из уровня водозапаса основного источника. В статье представлены результаты картографирования площадей, занятых рисом в начале сухого сезона 2021 г. на основе материалов Sentinel-2, полевой верификации и спектрометрирования. По результатам картографирования в провинции занято рисом 197.1 тыс. га при общей площади провинции 352.2 тыс. га. В материалах статистики, посевная площадь риса за 2021 г. составила 624.9 тыс. га с учетом нескольких урожаев в год, а общая площадь земель, используемых под сельскохозяйственное производство – 279.2 тыс. га. На основе экспертного картографирования вручную выделено около 5 тыс. полей в разных состояниях, которые использовались как опорные для анализа. Выявлено распределение значений спектральных индексов NDVI и NDWI в пределах полей, а также значения КСЯ в каналах RGBNIR на основе материалов Sentinel-2 и полевого спектрометрирования PSR-1100f. Перекрестная попиксельная проверка результатов в пределах выделенных вручную полей показала следующий результат: из 2161 га достоверно выделено 2053 га площадей, занятых рисом. Точность производителя 94%, точность пользователя 91%. Корреляция значений выделенных площадей риса с экспертными составила $R = 0.933$. Сравнение результатов картографирования с продуктом земного покрова ESRI Land Cover показало сильную разницу. Площади земель сельскохозяйственного назначения в ESRI Land Cover сравнимы с материалами статистики, однако они не включают в себя аквафермы, сады, поля с овощами. По оценке с результатами картографирования риса, свыше 60 тыс. га сельскохозяйственных угодий в ESRI Land Cover ошибочно классифицированы как рис.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, геоинформационные системы, картографирование, спектрометрирование

DOI: 10.31857/S0205961424040043, EDN: EMEVJO

ВВЕДЕНИЕ

Дельта Меконга, одна из крупнейших в мире (40576 км²), располагается на территории Вьетнама и образует специфическую природную зону со сложной гидрографической системой протоков. Протяженность Меконга составляет 4350 км и протекает от Тибетского нагорья через Мьянму, Таиланд, Лаос,

Камбоджу и Вьетнам до Восточного моря (Канаев, 2019). Этот регион играет важную роль в хозяйственной жизни Вьетнама, обеспечивая 17.7% ВВП, 54% урожая риса, 60% – фруктов и 70% – морепродуктов (Рогожина, 2022). В аграрном секторе дельта Меконга имеет ведущую роль, поддерживая экспортный потенциал и обеспечивая продовольственную безопасность страны (Иванкова, 2017).

Различные страны, территории которых прилегают к Меконгу, имеют многосторонние связи в силу традиционных особенностей сельскохозяйственного, бытового и промышленного водопользования. Здесь же проявляется проблема сохранения прибрежных биоценозов, поддержания и регулирования рыболовства, функционирования энергетики и транспорта.

Одной из острых экологических проблем Вьетнама является недостаточное обводнение сельскохозяйственных угодий на территории поймы р. Меконг и поступления соленых морских вод на территорию агроландшафтов (Чан, 2018; Танкеев и др., 2015; Нгуен, 2020). Поэтому, идентификация границ и площадей сельскохозяйственных угодий (в том числе и рисовых) позволит провести моделирование использования объемов воды для растениеводства, а разработка способов автоматизации процессов картографирования позволит выполнять задачи оперативного мониторинга и составления рекомендаций.

Целью данной работы является разработка методики геоинформационного картографирования пространственного распределения рисовых угодий в провинции Анзянг по данным ДЗЗ высокого пространственного разрешения в условиях недостатка безоблачных снимков, с целью дальнейших рекомендаций по рациональному природопользованию.

ОБЪЕКТ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Территорией исследования была выбрана провинция Анзянг (вьетн. An Giang), расположенная на северо-западе вьетнамской части дельты р. Меконг. Хозяйственное освоение данной территории проводится уже десятилетиями, а освоенность территории приближена к максимальной. В структуре сельского хозяйства преобладают рисовые угодья, сады, овощные угодья и аквафермы, в которых выращивают как рыб, так и ракообразных (табл. 1). Следует заметить, что в статистических материалах указывается общая посевная площадь за год, с учетом нескольких урожаев. При этом, информация о площадях, используемых под определенный вид землепользования, отсутствует. В открытом до-

ступе имеется недостаточно полная информация о количестве и площади используемых земель для зерновых культур по провинциям, но сведения есть только об общих количествах посевных площадей на регион дельты реки Меконг (Statistical yearbook..., 2021).

Ввиду особенностей географического положения, на дельту р. Меконг приходится минимальное наличие безоблачных снимков данных ДЗЗ высокого пространственного разрешения: материалов спутника Landsat 8 съемочной аппаратуры OLI/TIRS в пределах дельты насчитывается 2–3 в год на тайлы 124-053, 125-053, 126-052, 126-053; материалов Sentinel 2A/2B съемочной аппаратуры MSI насчитывается 3–4 в год на тайлы T48PXR, T48PWS, T48PXS, T48PWT. При этом, если процент облачности менее 10, нередко случаи локальной облачности, необходимо вносить коррективы в процесс обработки и интерпретации исходных данных. Ограниченность данных серии Landsat 8–9 и Sentinel-2 (видимого и ближнего ИК) диапазона является причиной использования разными исследователями радарных данных (например, Sentinel-1) для исследований затопления (Lam et al., 2023), засоления (Hoa et al., 2019), дешифрирования территорий застройки в дельте реки Меконг (Ngo et al., 2021). Крупные исследования рисовых угодий проводились на основе данных MODIS (пространственное разрешение 250 м./пикс.) для всей дельты Меконг (Son et al., 2014). В провинции Анзянг группой исследователей были выявлены индикаторы для картографирования риса с использованием радарного диапазона (Phan et al., 2021), однако они связаны с временными рядами данных и информации о динамике роста и развития риса, но картографирование угодий не проводилось.

Использование данных спектрального видимого и ИК диапазона позволяет картографировать пространственные объекты с высокой точностью и меньшими временными затратами в сравнении с данными радарного диапазона. При этом, такие данные легче верифицировать и подобрать экспертные спектральные диапазоны объектов исследования.

В качестве основы для картографирования рисовых угодий использовались космические снимки

Таблица 1. Посевная площадь культур и количество поголовья животной продукции провинции Анзянг на 2021 год

Культуры	Посевная площадь, тыс. га	Скот	Поголовье, тыс. шт
Рис	624.9	Буйволы	2.4
Кукуруза	5.2	КРС	67
Батат	0.1	Свиньи	71.1
Маниока	0.7	Домашняя птица	4901
Сады	12.7		

со спутника Sentinel 2A/2B тайлов T48PWS, T48PVS и T48PWT (дата съемки 23.11.2021 г. – начало сухого сезона года). Радиометрическая калибровка и коррекция атмосферных искажений проводилась инструментарием QGIS, модуль SCP (Semi-Automatic Classification Plugin) алгоритмом DOS1. Рис как культура в дельте Меконга выращивается круглогодично три раза на одном и том же поле (Phan et al., 2021), а территории с определенной фазой роста растений разделяются лишь дорожными сетями. Для идентификации риса необходима информация о значениях в различных спектральных диапазонах как с космических снимков, так и данных, полученных при помощи полевого эталонирования. Для выявления закономерностей в спектральных индексах для риса в стадии вегетации, уборки и подготовки к посадке была выбрана тестовая территория площадью 2.5 тыс. га. На территории исследования с марта по апрель 2023 г. с помощью полевого эталонирования спектро-радиометром PSR-1100F авторами составлены спектральные эталоны и фотоэталон для основных пространственных объектов в сельском хозяйстве.

В пределах территории исследования составлены 53 спектральных снимка и фотоэталона для рисовых полей в стадии роста растений (рис. 1), 37 эталонов для убранных полей и 20 эталонов на участках в предпосадочной стадии (первоначальное затопление), 30 эталонов для овощных культур и 40 для акваферм. Использование спектральных эталонов, полученных в ходе полевых исследований, на конец сухого сезона 2022–2023 гг. и материалов ДЗЗ начала сухого сезона 2021 г. допустимо, так как стадии выращивания риса в эти моменты почти идентичны. Начало сухого сезона является моментом полноценного роста урожая, посеянного в конце влажного сезона, а конец сухого сезона является уже другим урожаем, посеянным после 120–130 дней после сеяния предыдущего. При всем этом, в один момент можно наблюдать абсолютно разные фазы роста риса даже в пределах одной провинции. Ранний или поздний посев может объясняться как географическими, так и экономическими факторами. В зависимости от положения поля, количества запасенной воды после влажного сезона, наличия вблизи магистрального канала,

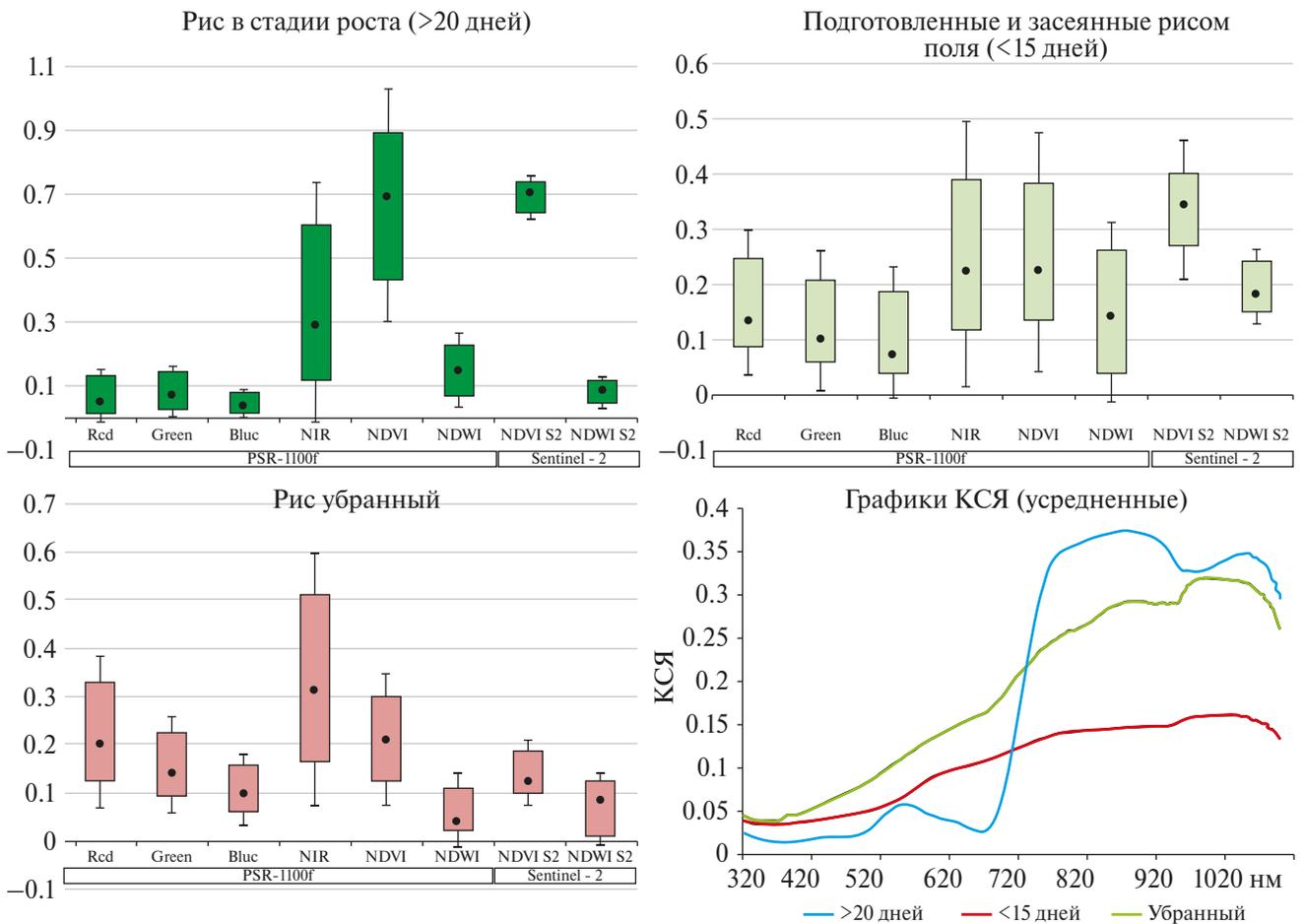


Рис. 1. Поканальные значения КСЯ и значения спектральных индексов рисовых угодий, полученные при наземных и космических исследованиях.

спада интенсивности дождей и даже способа посева или сбора урожая землепользователи высаживают (засеивают) рис раньше или с опозданием. Даже в пределах 1 км² земель сельскохозяйственного назначения встречаются одновременно поля с растущим рисом, рисом убраным и с предпосадочным затоплением.

На территории исследований определялись границы используемых полей за последние 3 года (для сравнения полученных данных со статистическими сводами за 2021 г.). Верификация сельскохозяйственных полей на территории исследований позволило максимально точно их классифицировать по состоянию с использованием данных ДЗЗ и рассчитать их основные вегетационные индексы для выявления закономерностей распределения спектральных характеристик полей. На тестовом полигоне экспертным методом с использованием данных ДЗЗ высокого пространственного разрешения комбинации каналов “естественные цвета” выделено: 4677 рисовых полей в состоянии вегетации (2091 га), 97 полей убранного риса (37 га), 70 подготовленных к посадке (первоначальное затопление) (33 га), 25 полей овощей (6 га), 52 аквафермы (44 га), 73 сада (22.3 га) (рис. 2).

Спектральные эталоны составлялись с использованием спектрорадиометра диапазона 320–1100 нм, калибровка производилась с использованием отражательной панели 95% альбедо. Результатом съемки являлись файлы с показателями приходящей и отраженной энергии на площади 0.2 м² и фотоснимки поверхности. В пределах территории съемок подбирались различные по проективному покрытию площадки для составления максимально крупной базы данных с дальнейшим усреднением и сравнением с материалами ДЗЗ. Съемка проводилась в период с 10:00 до 12:00 по местному времени (в тоже время проводится съемка тайлов Sentinel-2A/2B на территорию дельты реки Меконг). Обработка первичных материалов осуществлялась с помощью программного обеспечения DARWin SP, поставляемого вместе с оборудованием. Данное программное обеспечение позволяет обрабатывать кривые Radiance и коэффициенты спектральной яркости (КСЯ), вычислять основные вегетационные, почвенные и водные индексы в настраиваемых спектральных диапазонах различных спутниковых систем.

В результате обработки полевых данных и материалов дистанционного зондирования Земли получены значения вегетационных и водных индексов

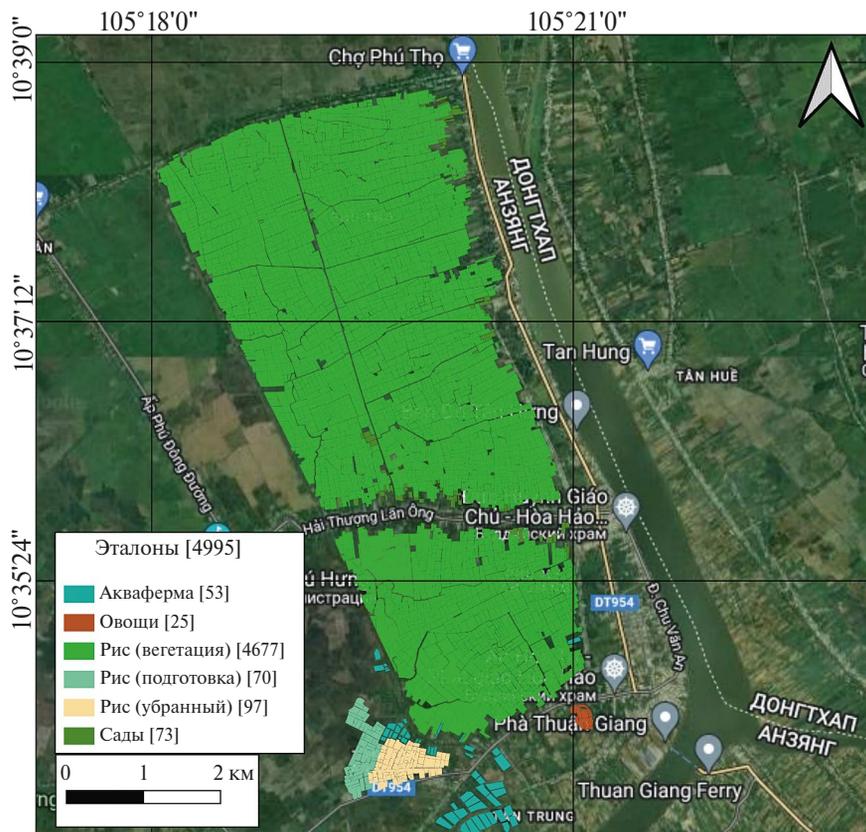


Рис. 2. Тестовая территория полевого эталонирования с границами сельскохозяйственных угодий.

для риса в различных стадиях роста растений. Так как все сельскохозяйственные угодья могут различаться по показателям количества биомассы и их увлажнения, то для выявления закономерностей были рассчитаны нормализованный разностный вегетационный NDVI (англ. Normalized Difference Vegetation Index), определяемый как нормализованная разница между значениями в ближней инфракрасной и красной зонах спектра (Huang S. et al., 2021), а также водный индекс NDWI (англ. Normalized Difference Water Index), определяемый как нормализованная разница между значениями в ближней инфракрасной и коротковолновой инфракрасной зоне (для спутника Sentinel-2 диапазон коротковолнового инфракрасного излучения от 2185.7 до 2202.4) (McFeeters S.K., 1996).

Различия в значениях индекса NDVI в пределах рисовых полей в разном состоянии сильно зависят от увлажнения. Максимальные значения NDVI встречаются в пределах полей с рисом в стадии роста, а минимальные в пределах первоначального затопления. Возможные ложные выделения риса в состоянии вегетации связаны с приграничными значениями NDVI для садов, однако при полевом эталонировании наглядно различаются по степе-

ни увлажнения и влагосодержания, что позволяет разделять такие территории друг от друга. Именно поэтому для выделения рисовых угодий использовались эмпирически подобранные пороговые значения для Sentinel-2 с корректировками спектрорадиометра PSR-1100F в последовательном алгоритме с соблюдением диапазона значений как и по NDVI, так и по NDWI. Рис вегетирующий также может быть идентифицирован как овощные поля. Однако, в среднем, NDVI овощных культур ниже, чем у риса (NDVI = 0.4-0.5 и NDWI = 0.1), но сравним с садами, поэтому в данном исследовании такие угодья не картографируются, а их идентификация будет служить продолжением исследований в данном направлении. Следуя из результатов анализа эталонных площадей и фотоэталонных для картографирования риса, были выбраны все полученные диапазоны значений с учетом стандартного отклонения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Использование полученных значений спектральных индексов для оценки всех возможных стадий выращивания риса для всей провинции создан растр площадей, занятых рисом.

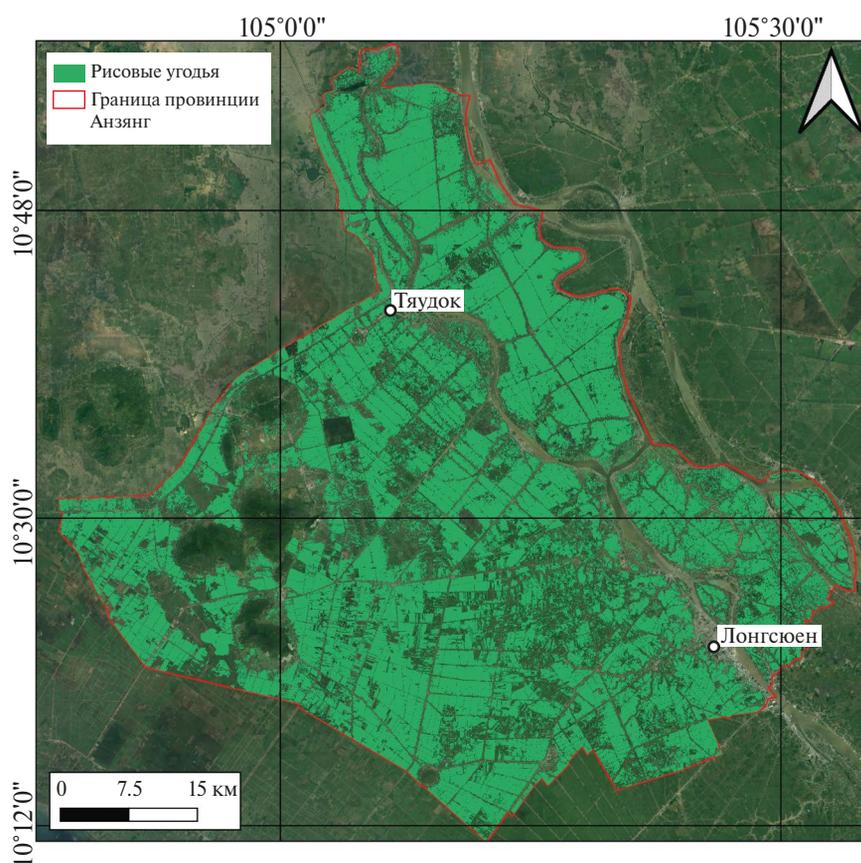


Рис. 3. Результат картографирования рисовых угодий в провинции Анзянг.

Для определения точности картографирования возделываемой культуры риса методом кросс-валидации рассчитано значение попиксельного соответствия площадей классифицированных полей с площадями экспертно выделенных и верифицированных на местности полей.

Установлено, что на тестовой территории общей площадью 2161 га достоверно выделено 2053 га площадей, занятых рисом. Точность производителя 95%, точность пользователя 91%. Корреляция значений выделенных площадей риса с экспертными составила $R = 0.933$. Всего в пределах провинции Анзянг при исследовании выделено 197.1 тыс. га рисовых полей при общей площади территории провинции в 352.5 тыс. га.

В материалах статистики, предоставленной (Statistical yearbook..., 2021) Вьетнама в 2021 г. в пределах провинции указано 624.9 тыс. га посевных площадей риса. Это объясняется тем фактом, что в исследуемой провинции использование отведенных земель под выращивание риса проводится три раза в год.

Общая площадь используемых земель для сельского хозяйства по данным статистики на 2021 год равна 279.2 тыс. га, а по данным глобального источника данных ESRI Land Cover в провинции Анзянг насчитывается 279.9 тыс. га земель с/х назначения, при этом, территории внутри рисовых плантаций ничем не разделены, в отличие от предложенного способа картографирования. Материалы статистики включают в себя информацию о площадях, занятых под рис, овощи, сады, аквафермы и иные сельскохозяйственные производства. ESRI Land Cover сады и аквафермы в этом классе не учитывает. Таким образом, информация о площадях с ESRI Land Cover завышена. Информация о площадях угодий, используемых для выращивания риса, отсутствует в открытом доступе, и информацию можно получить лишь, поделив посевную площадь на количество используемости рисовых чеков в год (рис. 3). Точность картографирования, в сравнении с данными статистики, равна 94.6%.

При средней площади поля, используемой для выращивания риса, 0.446 га, полученной при геоинформационном картографировании и полевой верификации, и общей площади, используемой для выращивания риса в провинции Анзянг, 197.1 тыс. га расчетное количество участков равно 442 тыс. шт. С учетом того, что за границы участков приняты все разделительные промежутки (каналы, дорожки и др.). Данный способ лишь оценивает общее количество полей. При условии того, что рисовое сельское хозяйство в дельте р. Меконг находится в частных руках и у каждого подворья есть свое небольшое хозяйство, такая цифра вполне обоснована.

При данном способе картографирования площадей, занятых под выращивание риса, основные ложные выделения связаны с идентификацией подготовленных к посадке рисовых чеков. По одномоментному снимку значения акваферм и залитых водой рисовых чеков часто пересекаются, а единственным способом отсечь данные ошибки является фильтрация по площади получившихся полигонов. Отсечение ошибочных выделений других состояний риса также возможно исходя из площадей полигонов: в садах часто встречаются разрывы в виде каналов, а угодья для посадки овощей имеют небольшие размеры и мозаичную структуру.

ВЫВОДЫ

В процессе геоинформационного мониторинга состояния рисовых полей в провинции Анзянг (Вьетнам) по мультиспектральным данным ДЗЗ и полевого спектрометрирования на территории исследований разработана локальная ГИС размещения, проведено картографирование границ используемых участков на тестовом полигоне за последние 3 года, при этом выделено контурами: 4677 рисовых полей в состоянии вегетации (2091 га), 97 полей убранный риса (37 га), 70 – подготовленных к посадке (33 га), 25 полей овощей (6 га), 52 аквафермы (44 га), 73 сада (22.3 га).

Всего под выращивание риса на территории провинции используется 73% сельскохозяйственных угодий. Выполненные результаты позволили получить статистические данные по значениям площади участков на базе 4844 измерений, установлено среднее значение площади участка – 0.447, стандартное отклонение – 0.309, максимальная площадь – 5.84 га, минимальная 0.02 га. Полученные статистические результаты дают возможность определить по среднему расчетное количество участков на территории провинции Анзянг, которое составляет 442 тыс. полей

Верификация рисовых полей на территории исследований позволила провести их классификацию по состоянию с использованием данных ДЗЗ и рассчитать их основные спектральные индексы для выявления закономерностей распределения спектральных характеристик полей. Различия в значениях индекса NDVI в пределах рисовых полей в разном состоянии сильно зависят от увлажнения. Максимальные значения NDVI встречаются в пределах полей с рисом в стадии роста, а минимальные в пределах первоначального затопления. Возможные ложные выделения риса в состоянии вегетации связаны с приграничными значениями NDVI для садов, однако при полевом эталонировании наглядно различаются по степе-

ни увлажнения и влагосодержания, что позволяет разделять такие территории друг от друга.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках задания Эколан 3.7. «Теоретические основы управления водными ресурсами реки Меконг на основе динамической модели водного баланса, математического и геоинформационного моделирования процессов формирования и динамики грунтовых и поверхностных вод», согласно программе научно-технических исследований Совместного Российско-Вьетнамского Тропического научно-исследовательского и технологического центра и Федерального научного центра агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванкова Т.В.* Роль водных ресурсов в развитии экономики Вьетнама и сопутствующие экологические проблемы // Вестник Южно-Российского государственного технического университета (НПИ). Серия: Социально-экономические науки. 2017. № 5. С. 58–64. DOI: 10.17213/2075-2067-2017-5-58-64. EDN: YKYSLD.
- Канаев Е.А.* Китай, Вьетнам и проблема Меконга // Актуальные проблемы вьетнамоведения – 2019: вьетнамско-китайские отношения после войны 1979 года: Сборник статей. – Москва: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт Дальнего Востока Российской академии наук. 2019. С. 166–180. EDN: LZMCXJ.
- Ле В.Т.* Дельта Меконга. Как Вьетнам адаптируется к изменению климата / В.Т. Ле // Недвижимость: экономика, управление. 2020. № 2. С. 41–48. DOI: 10.22227/2073-8412.2020.2.41-48. EDN: XYREMJ.
- Нгуен Т.Т.Н.* Текущее состояние солевой интрузии в дельте Меконга во Вьетнаме // Вестник Научно-методического совета по природообустройству и водопользованию. 2020. № 19. С. 74–80. DOI: 10.26897/2618-8732-2020-74-80. EDN: VSTTYU.
- Рогожина Н.Г.* Экологические и социальные проблемы дельты реки Меконг во Вьетнаме // Вьетнамские исследования: электронный научный журнал. 2022. Т. 6. № 2. С. 37–45. DOI: 10.54631/VS.2022.62-101585. EDN: VDYSFH.
- Рулев А.С., Кошелева О.Ю., Шинкаренко С.С.* Оценка лесистости агроландшафтов Юга Приволжской возвышенности по данным NDVI // Известия Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: Наука и высшее профессиональное образование. 2016. № 4(44). С. 32–39. EDN: UZBESJ.
- Танкеев А.С., Новикова А.И., Фан Нут Л.* Формирование зоны ситуации конфликтов в планировочной структуре территории сезонно затопляемых сельских районах (на примере дельты реки Меконг Вьетнама) // Известия Юго-Западного государственного университета. 2015. № 3(60). С. 86–95. EDN: VDOVQJ.
- Чан Х.Т.* Эколого-гидрологические проблемы дельты реки Меконг // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2019. № 1. С. 24–39.
- Чан Х.Т.* Причины вторжения соленых вод (поступления морской воды) в дельту реки Меконг (Вьетнам) и их воздействие на её состояние // Третьи виноградовские чтения. Грани гидрологии: Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского гидролога Юрия Борисовича Виноградова, Санкт-Петербург, 28–30 марта 2018 года. / Под редакцией О.М. Макарьевой. Санкт-Петербург: Издательство «Научно-технологии». 2018. С. 668–672. EDN: XUSSXJ.
- Hoa P.V., Giang N.V., Binh, N.A., Hai L.V.H., Pham T.-D., Hasanlou M., Tien Bui D.* Soil Salinity Mapping Using SAR Sentinel-1 Data and Advanced Machine Learning Algorithms: A Case Study at Ben Tre Province of the Mekong River Delta (Vietnam) // Remote Sens. 2019. Vol. 11. 128 p. <https://doi.org/10.3390/rs11020128>
- Huang S., Tang L., Hupy J.P.* A commentary review on the use of normalized difference vegetation index (NDVI) in the era of popular remote sensing // Journal of Forester Research. 2021. Vol. 32. P. 1–6. DOI: 10.1007/s11676-020-01155-1.
- Lam C.-N., Niculescu S., Bengoufa S.* Monitoring and Mapping Floods and Floodable Areas in the Mekong Delta (Vietnam) Using Time-Series Sentinel-1 Images, Convolutional Neural Network, Multi-Layer Perceptron, and Random Forest. // Remote Sens. 2023. Vol. 15. 2001 p. <https://doi.org/10.3390/rs15082001>
- McFeeters S.K.* The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // International Journal of Remote Sensing. 1996. Vol. 17. P. 1425–1432. DOI: 10.1080/01431169608948714.
- Ngo K.D., Nghiem S.V., Lechner A.M., Vu T.T.* Building Structure Mapping on Level Terrains and Sea Surfaces in Vietnam // Remote Sens. 2021. Vol. 13. 2439 p. <https://doi.org/10.3390/rs13132439>
- Phan H., Le Toan T., Bouvet A.* Understanding Dense Time Series of Sentinel-1 Backscatter from Rice Fields: Case Study in a Province of the Mekong Delta, Vietnam // Remote Sens. 2021. Vol. 13. 921 p. <https://doi.org/10.3390/rs13050921>
- Son N.-T., Chen C.-F., Chen C.-R., Duc H.-N., Chang L.-Y.* Phenology-Based Classification of Time-Series MODIS Data for Rice Crop Monitoring in Mekong Delta, Vietnam // Remote Sens. 2014. Vol. 6. P. 135–156. <https://doi.org/10.3390/rs6010135>
- Statistical yearbook of Vietnam 2021. Q.: Statistics, 2021. ISBN 9786047518739

Geoinformation Monitoring of the Condition of Rice Fields in Giang Province (Vietnam) According to Multispectral ERS Data and Field Spectroradiometry

V. G. Yuferev¹, A. K. Kulik¹, N. T. Hiep², A. A. Vasilchenko¹, A. A. Vypritskiy¹,
R. N. Balkushkin¹, V. T. M. Chau², T. T. L. Thu²

¹Federal Scientific Center of Agroecology, Complex Meliorations and Agroforestry of the RAS, Volgograd, Russia

²Southern Branch of Joint Vietnam-Russia Tropical Science and Technology Research Center, Ho Chi Minh City, Vietnam

The spatial distribution of areas of territory used for agricultural work is of great importance for the development of measures for managing territories and planning the rational use of land and water resources. As a result of the high development of land and its use for agricultural production, timely assessment of both the condition of soils and the growing season of crops in the fields plays an important role. Since in the conditions of the study area it is possible to choose the timing of sowing, growing and harvesting, spatial data on the location of fields for growing rice can be used to estimate the volume of water consumed for its cultivation and develop a crop rotation model for different volumes of available water based on the level of water reserves of the main crop source. Geoinformation classification of Earth remote sensing data and the use of spectral indices can be used to monitor the dynamics of rice crop formation under existing conditions. Refinement of the results of geoinformation processing of satellite images is carried out using field standardization methods, including photo standardization, showing the real value of reflected energy during large-scale photography, and spectroradiometry, which makes it possible to determine the characteristics of the reflected energy by these objects in various spectral ranges. The results obtained made it possible to obtain statistical data on the values of the area of plots based on 4844 measurements; the average values of the area of plots were established – 0.447, standard deviation – 0.309, maximum area – 5.84 hectares, minimum 0.02 hectares. The obtained statistical results make it possible to determine on average the estimated number of plots in the territory of An Giang province, which is 442 thousand fields. Thus, when deciphering images of rice fields on satellite images, local geoinformation cartographic layers of such fields are developed, taking into account the actual characteristics and stage of plant vegetation, as well as the stage of harvesting and the stage of tillage.

Keywords: remote sensing, geographic information systems, mapping, spectroradiometry

REFERENCES

- Hoa P.V., Giang N.V., Binh, N.A., Hai L.V.H., Pham T.-D., Hasanlou M., Tien Bui D.* Soil Salinity Mapping Using SAR Sentinel-1 Data and Advanced Machine Learning Algorithms: A Case Study at Ben Tre Province of the Mekong River Delta (Vietnam) // *Remote Sens.* 2019. Vol. 11. 128 p. <https://doi.org/10.3390/rs11020128>
- Huang S., Tang L., Hupy J.P.* A commentary review on the use of normalized difference vegetation index (NDVI) in the era of popular remote sensing // *Journal of Forester Research.* 2021. Vol. 32. P. 1–6. DOI: 10.1007/s11676-020-01155-1.
- Ivankova T.V.* The role of water resources in the development of the Vietnamese economy and related environmental problems // *Vestnik Yuzhno-Rossijskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo universiteta (NPI). Seriya: Social'no-ekonomicheskie nauki.* 2017. No. 5. P. 58–64. DOI: 10.17213/2075-2067-2017-5-58-64. EDN: YKYSLD. (In Russian).
- Kanaev E.A.* China, Vietnam and the Mekong problem // *Aktual'nye problemy v'etnamovedeniya - 2019: v'etnamo-kitajskie otnosheniya posle vojny 1979 goda: Sbornik statej.* – Moskva: Federal'noe gosudarstvennoe byudzhethoe uchrezhdenie nauki Institut Dal'nego Vostoka Rossijskoj akademii nauk. 2019. P. 166–180. EDN: LZMCXJ. (In Russian).
- Lam C.-N., Niculescu S., Bengoufa S.* Monitoring and Mapping Floods and Floodable Areas in the Mekong Delta (Vietnam) Using Time-Series Sentinel-1 Images, Convolutional Neural Network, Multi-Layer Perceptron, and Random Forest // *Remote Sens.* 2023. Vol. 15. 2001 p. <https://doi.org/10.3390/rs15082001>
- Le V.T.* Cities in Mekong delta – VietNam in adaptation to climate change // *Nedvizhimost': ekonomika, upravlenie.* 2020. No. 2. P. 41–48. DOI: 10.22227/2073-8412.2020.2.41-48. EDN: XYREMJ. (In Russian).
- McFeeters S.K.* The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // *International Journal of Remote Sensing.* 1996. Vol. 17. P. 1425–1432. DOI: 10.1080/01431169608948714.
- Ngo K.D., Nghiem S.V., Lechner A.M., Vu T.T.* Building Structure Mapping on Level Terrains and Sea Surfaces in Vietnam // *Remote Sens.* 2021. Vol. 13. 2439 p. <https://doi.org/10.3390/rs13132439>
- Nguyen T.T.N.* Current state of salt intrusion in the Mekong delta in Vietnam // *Vestnik Nauchno-metodicheskogo sovetia po prirodobustroystvu i vodopol'zovaniyu.* 2020. No. 19. P. 74–80. DOI: 10.26897/2618-8732-2020-74-80. EDN: VSTTYU. (In Russian).
- Phan H., Le Toan T., Bouvet A.* Understanding Dense Time Series of Sentinel-1 Backscatter from Rice Fields: Case Study in a Province of the Mekong Delta, Vietnam // *Remote Sens.* 2021. Vol. 13. 921 p. <https://doi.org/10.3390/rs13050921>
- Rogozhina N.G.* Socio-environmental problems of the Mekong delta in Vietnam // *V'etnamskie issledovaniya: elek-*

- tronnyj nauchnyj zhurnal. 2022. Vol. 6. No 2. P. 37–45. DOI: 10.54631/V.S.2022.62-101585. EDN: VDYSFH. (In Russian).
- Rulev A.S., Kosheleva O.Yu., Shinkarenko S.S.* Assessment of woodiness agrolandscapes of the Southern Volga upland according to NDVI // *Izvestia of the Nizhnevolzhsky Agro-University Complex: Science and Higher Professional Education*. 2016. No. 4(44). P. 32–39. (In Russian).
- Son N.-T., Chen C.-F., Chen C.-R., Duc H.-N., Chang L.-Y.* Phenology-Based Classification of Time-Series MODIS Data for Rice Crop Monitoring in Mekong Delta, Vietnam // *Remote Sens*. 2014. Vol. 6. P. 135–156. <https://doi.org/10.3390/rs6010135>
- Statistical yearbook of Vietnam 2021. Q.: Statistics, 2021. ISBN: 9786047518739
- Tankeev A.S., Novikova A.I., Phan Nhut L.* Development of the conflict situation in the planning structure of the seasonally flooded rural areas (on the example of Mekong river' delta, Vietnam) // *Izvestiya Yugo-Zapadnogo gosudarstvennogo universiteta*. 2015. No. 3(60). P. 86–95. EDN: VDOVQJ. (In Russian).
- Tran H.T.* Causes of invasion of salt water (increasing sea water) in the delta in the Mekong river (Vietnam) and their impact on its state // *Tret'i vinogradovskie chteniya. Grani gidrologii: Sbornik докладov mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii pamyati vydayushchegosya russkogo gidrologa Yuriya Borisovicha Vinogradova, Sankt-Peterburg, 28–30 marta 2018 goda. Pod redakciej O.M. Makar'evoy. Sankt-Peterburg: Izdatel'stvo "Naukoemkie tekhnologii"*. 2018. P. 668–672. EDN: XUSSXJ. (In Russian).
- Tran H.T.* Environmental/hydrological problems of the Mekong river delta // *Vodnoe hozyajstvo Rossii: problemy, tekhnologii, upravlenie*. 2019. No. 1. P. 24–39. (In Russian).

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ДИОКСИДА УГЛЕРОДА
В АТМОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО
ФУРЬЕ-СПЕКТРОМЕТРА ИКФС-2: АНАЛИЗ И ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ

© 2024 г. А. Н. Рублев¹*, В. В. Голомолзин¹, А. Б. Успенский¹, Ю. В. Киселева¹,
Д. А. Козлов², Б. Д. Белан³, М. Ю. Аршинов³, Ю. М. Тимофеев⁴, А. В. Панов⁵,
А. С. Прокушкин⁵

¹Научно-исследовательский центр “Планета”, Москва, Россия

²Исследовательский центр имени М.В. Келдыша, Москва, Россия

³Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (ИОА), Томск, Россия

⁴Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

⁵Институт леса им В.Н. Сукачева СО РАН, Красноярск, Россия

*E-mail: alex.rublev@mail.ru

Поступила в редакцию 18.03.2024 г.

На основе ретроспективного сопоставления с данными наземных спектроскопических измерений в Петергофе Санкт-Петербургского государственного университета (СПбГУ) и самолетных измерений в районе Новосибирского водохранилища Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева (ИОА), проведенных в 2019–2022 гг., выполнен анализ результатов применения новой версии регрессионной методики определения общего содержания диоксида углерода ХСО₂ (мольной доли атмосферного СО₂ в сухом воздухе) по измерениям инфракрасного фурье-спектрометра ИКФС-2 российского метеорологического спутника “Метеор-М” №2. Дано описание внесенных изменений в методику с целью повышения точности спутниковых оценок. Так, для компенсации влияния изменения характеристик ИКФС-2 во время длительного полета на оценки ХСО₂ используется их калибровка по результатам наземных измерений обсерватории NOAA на вулкане Мауна-Лоа (остров Гавайи). После калибровки и фильтрации облачных сцен расхождение спутниковых оценок с данными наземных и самолетных измерений характеризуется средним квадратическим отклонением ~4 млн⁻¹ или 1% от общего содержания ХСО₂. Чтобы ускорить адаптацию регрессионного алгоритма оценки ХСО₂ к данным ИКФС-2 на новых спутниках предлагается дополнительно к контактным измерениям концентраций СО₂ использовать оценки ХСО₂ наземной сети TCCON. Также в регрессиях в качестве еще одного предиктора, характеризующего состояние прибора, целесообразно использовать толщину криоосадка на стекле фотоприемника ИКФС-2.

Ключевые слова: диоксид углерода, регрессия, оптическая толщина, ИКФС-2, наземные измерения и поперечная горизонтальная циркуляция

DOI: 10.31857/S0205961424040051, EDN: EMDUPJ

ВВЕДЕНИЕ

Изменения концентрации атмосферных долгоживущих парниковых газов оказывают существенное влияние на климат Земли. Из них диоксид углерода – наиболее важный парниковый газ. Глобальная концентрация атмосферного СО₂ увеличилась с 280 млн⁻¹ (в доиндустриальную эпоху) до 419.9 млн⁻¹ к 2022 г. (Бюллетень ВМО, 2023). В Бюллетене Всемирной Метеорологической Организации (Бюллетень ВМО, 2023) указывается, что в период с 1990 по 2022 год радиационное воздействие долгоживущих парниковых газов увели-

чилось на 49%, при этом на долю СО₂ приходится 78% этого увеличения. Для улучшения нашего понимания природных и антропогенных процессов, управляющих парниковым эффектом атмосферы, необходимы глобальные данные содержания атмосферного СО₂ с хорошим пространственным и временным разрешением, обеспечить получение которых можно только путем развития спутниковых методов измерений. В их основе лежат анализ спектров отраженного и рассеянного солнечного излучения, регистрируемых с помощью спектрометров БИК диапазона (TANSO-FTS, OCO), или анализ спектров уходящего теплового излучения,

регистрируемых с помощью гиперспектрометров ИК диапазона (фурье-спектрометры IASI, CrIS, TES, HIRAS, ИКФС-2, дифракционный спектрометр AIRS) (Успенский, 2022).

Следует отметить, что инфракрасный фурье-спектрометр ИКФС-2 (Завелевич, 2009) в настоящее время является единственным в России серийным спутниковым прибором, который может быть использован для глобального мониторинга содержания диоксида углерода в атмосфере. Он устанавливается на отечественных полярно-орбитальных космических аппаратах (КА) серии “Метеор-М”. В частности, прибор успешно функционировал на орбите во время всего срока активного существования КА “Метеор-М” № 2 (2014 – 2023 гг.). Стабильность радиометрических характеристик ИКФС-2, подтвержденная в ряде интеркалибровок по зарубежным спутниковым приборам, позволила разработать регрессионную методику оценки объемного содержания диоксида углерода XCO_2 в земной атмосфере, подробно изложенную в (Голомолзин, 2022; Успенский, 2022). Предикторы в уравнении регрессии из (Голомолзин, 2022) – эффективные оптические толщины, вычисленные по измерениям спектральной интенсивности уходящего ИК излучения в каналах ИКФС-2 в диапазоне 11–14 мкм, примыкающем к сильной полосе поглощения CO_2 с центром 15 мкм. Эталонными значениями для построения регрессии служили значения XCO_2 , вычисленные по высокоточным измерениям в 2015–2016 гг. концентраций диоксида углерода, проведенных на высотной мачте международной обсерватории ZOTTO (экспериментальная площадка Института леса им В.Н. Сукачева СО РАН, примерно в 22 км от поселка Зотино, на левом берегу Енисея, Центральная Сибирь), и опубликованным данным самолетных измерений (Аршинов, 2009), выполненных ранее в районе

Новосибирского водохранилища. Дополнительно привлекались оценки XCO_2 , полученные по результатам наземных измерений 2015–2016 гг. обсерватории NOAA на вулкане Мауна-Лоа (остров Гавайи).

Проведенное в (Голомолзин, 2022) сравнение оценок XCO_2 (ИКФС) с аналогичными оценками по данным зарубежных спутниковых спектрометров CrIS и OCO над территорией Евразии за 11 дней в октябре 2021 г. показало хорошее согласие. Средние значения XCO_2 (ИКФС) занимали промежуточные значения между оценками аналогов: на 3.2 млн^{-1} выше XCO_2 (CrIS) и на 1.2 млн^{-1} ниже XCO_2 (OCO). В безоблачных условиях для совпадающих по месту расположения пикселей ИКФС-2 и OCO среднеквадратичная невязка оценок XCO_2 не превышает 2 млн^{-1} .

Однако, при сопоставлении (Никитенко, 2024) с оценками XCO_2 , полученными в СПбГУ по наземным измерениям потоков солнечного излучения ИК фурье-спектрометром Bruker 125HR (Петергоф, период 2019–2022 гг.), была выявлена значительно большая амплитуда годового хода XCO_2 (ИКФС) и существенное занижение их величин, начиная с 2021 г. Аналогичная картина наблюдалась и при сравнении с опубликованными данными измерений фурье-спектрометра TANSO-FTS японского спутника GOSAT в районе финской геофизической обсерватории Соданкюля (Taylor, 2022) – ближайшему к Петергофу пункту сети TCCON. Результаты сопоставлений наземных измерений СПбГУ и оценок по данным GOSAT с медианными значениями дневных оценок по данным ИКФС-2 для его пикселей пределах 250 км от Петергофа обсуждаются в (Никитенко, 2024) и показаны на рис. 1.

В (Никитенко, 2024) также представлены первые результаты работ по совершенствованию методики (Голомолзин, 2022), которые сводились к уточнению высотного хода концентрации CO_2 по данным самолетных измерений и дополнительной калибровке оценок XCO_2 (ИКФС) по наземным измерениям концентраций CO_2 в обсерватории NOAA на вулкане Мауна-Лоа (остров Гавайи), выполненным в 2019–2022 гг.

Работа по дальнейшей модификации методики (Голомолзин, 2022) определения XCO_2 (ИКФС) была продолжена и ее результаты отражены в данной статье. Помимо сравнений с наземными измерениями СПбГУ в неё включено описание ретроспективного сопоставления результатов применения модифицированной методики с контактными самолетными измерениями ИОА, которые выполнялись в течение ряда лет в районе Новосибирского водохранилища. Проведенные сопостав-

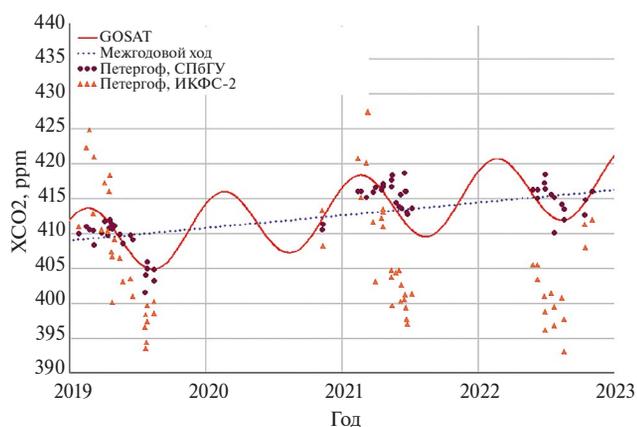


Рис. 1. Временной ход значений XCO_2 , полученный по данным наземных и спутниковых измерений вблизи Санкт-Петербурга за 2019–2022 гг.

ления с наземными и самолетными измерениями ХСО₂ в 2019–2022 гг., принятыми за “истину”, подтвердили эффективность предложенных модификаций регрессионной методики (Голомолзин, 2022) определения ХСО₂ (ИКФС-2), состоящих в формировании эталонных значений ХСО₂ для обучающей выборки на основе сочетания контактных измерения концентраций на высотной мачте обсерватории ZOTTO, обсерватории NOAA на вулкане Мауна-Лоа и самолетных измерений ИОА в Сибири.

Для применения в мониторинге содержания диоксида углерода данных конкретных экземпляров ИКФС-2 на новых КА серии “Метеор-М” (Успенский, 2021) целесообразно использовать модифицированную регрессионную методику (Голомолзин, 2022). При этом организация мониторинга потребует, вообще говоря, оперативного получения регрессий для каждого очередного КА, так как измерения конкретных экземпляров ИКФС-2 содержат различного рода систематические ошибки, включая инструментальные. В связи этим в статье обсуждается включение в состав предикторов регрессии для новых ИКФС-2 толщины криоосадка, изменение величины которой в процессе эксплуатации прибора из-за нелинейности амплитудной характеристики фотоприемника может вызвать смещение оценок ХСО₂. Заметим также, что для валидации спутниковых оценок ХСО₂ и ускорения получения рабочих регрессий можно дополнительно к контактным измерениям использовать данные наземной сети TCCON (Wunch, 2011). Для многих пунктов этой сети результаты измерений ХСО₂ доступны в течение полугода с момента измерений.

Далее дается анализ причин выявленных методических погрешностей регрессионной методики (Голомолзин, 2022) и описаны способы их уменьшения.

УТОЧНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ КОНЦЕНТРАЦИИ СО₂

Как отмечено выше, сравнение оценок ХСО₂ (ИКФС), полученных по первоначальной версии методики (Голомолзин, 2022), с данными наземных и спутниковых измерений за период 2019–2022 гг. (см. рис. 1) показало значительное расхождение в годовом ходе ХСО₂. Наиболее вероятной причиной является выбранная схема пересчета профилей концентрации СО₂ в эталонные значения общего содержания ХСО₂ по данным измерений на высотной мачте обсерватории ZOTTO при получении рабочей регрессии.

Напомним, что в (Голомолзин, 2022) расчеты эталонных ХСО₂ проводились в дни и часы, ког-

да по данным измерений на мачте перемешивание атмосферы приводило к равномерному распределению концентрации СО₂ в приземном слое атмосферы. Критерием отбора данных являлось совпадение (в пределах ± 1 млн⁻¹) концентраций газа, измеренных на всех площадках мачты (между 4–301 м). При пересчете к общему содержанию ХСО₂ в (Голомолзин, 2022) полагалось, что постоянство объемной концентрации СО₂ сохраняется из-за конвективного перемешивания атмосферы примерно до 1.5 км (Белан, 1994). Между концентрациями на этом уровне, а также на 3 и 7 км для вертикального профиля (Аршинов, 2009), полученного по данным самолетных измерений в соответствующем месяце, использовалась линейная интерполяция по высоте. На 7 км и выше концентрация считалась постоянной. Межгодовой ход данных (Аршинов, 2009) учитывался введением поправок в самолетный профиль относительно концентрации на уровне 0.5 км, которая, в силу сделанного допущения, принималась равной измеренной на мачте ZOTTO. Вычисленные таким образом значения ХСО₂ использовались для получения эталонных значений ХСО₂ на дату пролета спутника “Метеор-М” № 2 линейной интерполяцией по времени.

Однако при сопоставлении с данными аппроксимации самолетных измерений, проводимых ИОА непосредственно в 2015–2016 гг. (Антонович, 2023), когда осуществлялся набор статистики для получения регрессии (Голомолзин, 2022), оказалось, что для теплого периода года наблюдается существенная разница между измерениями концентраций СО₂ на мачте ZOTTO и самолетными уже на высоте 500 м. Как показано на рис. 2, наземные измерения дают более низкие значения концентраций по сравнению с самолетными (Антонович, 2023), причем занижение достигает примерно 15 млн⁻¹.

Исходя из этого, в вертикальный профиль объемных концентраций СО₂, используемый для расчета эталонных значений ХСО₂, были внесены изменения. До 300 м он определялся концентрацией, измеренной на мачте ZOTTO; между 300 м и 7 км — линейной интерполяцией по высоте самолетных измерений ИОА, а выше 7 км — постоянной концентрацией, равной самолетной на 7 км.

Следует отметить, что измерения ИКФС-2 на борту КА “Метеор-М” № 2 проводились в утренние (~9 часов утра местного времени) и вечерние часы (~9 часов вечера), когда в теплый период фотосинтез еще/уже не мог скомпенсировать накопление диоксида углерода за счет дыхания почвы и растительности. Однако уточнение на время пролета спутника эталонных значений ХСО₂ не проводилось. Как показали выполненные оценки, вносимые поправки, учитывающие фактические

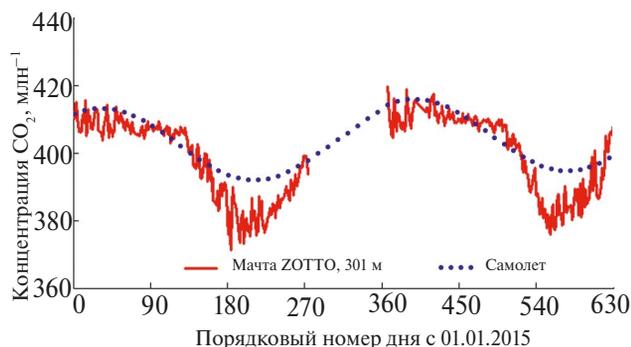


Рис. 2. Сопоставление самолетных измерений ИОА СО РАН с измерениями объемных концентраций CO_2 на высотной мачте обсерватории ZOTTO.

значения концентраций в диапазоне 0–300 м, носят случайный характер и не превышают 1–2 млн^{-1} для большинства случаев. Это существенно меньше, чем разброс оценок XCO_2 в отдельных пикселях ИКФС-2, особенно в условиях разорванной облачности, когда он может достигать 20 млн^{-1} .

Для измерений в обсерватории NOAA на Мауна-Лоа, которые также использовались для получения рабочей регрессии, вертикальный профиль концентрации CO_2 полагался постоянным и равным среднесуточному значению. Проведенная проверка по доступным профилям самолетных измерений (Вертикальные профили диоксида углерода, электронный ресурс) над островом Молокаи (Гавайский архипелаг) показала постоянство по высоте объемной концентрации CO_2 в течение всего года, поэтому изменения в ранее полученные значения не вносились.

Уточнение вертикального профиля концентрации CO_2 , используемого для определения эталонных XCO_2 в Центральной Сибири при получении рабочей регрессии, позволило уменьшить амплитуду годового хода оценок XCO_2 (ИКФС) примерно до 10–12 млн^{-1} (Голомолзин, 2022), т. е. до значений, которые соответствуют наземным (Bruker 125HR) и спутниковым (GOSAT) измерениям в районе Петергофа.

УЧЕТ ИЗМЕНЕНИЙ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ИКФС-2

Уменьшение амплитуды годового хода в оценках XCO_2 никак не повлияло на увеличивающееся со временем занижение оценок XCO_2 (ИКФС) по сравнению с независимыми наземными и спутниковыми оценками. Зависимость рассогласования оценок от времени означает, что есть какие-то изменения радиометрических характеристик ИКФС-2 — инструментальные факторы, влияющие

на определение XCO_2 (ИКФС) в периоды получения рабочей регрессии и/или дальнейших регулярных измерений. Во время всего срока активного существования КА “Метеор-М” № 2 (2014–2023 гг.) фурье-спектрометр ИКФС-2 успешно функционировал на орбите, неоднократно участвовал в различных интеркалибровочных кампаниях, подтвердивших стабильность его характеристик и высокую точность измерений. Погрешность, вносимая в измерения спектральных интенсивностей (или яркостных температур) ИК излучения различными факторами, находится в пределах допусков, предусмотренных техническим заданием на создание прибора, однако, тем не менее, может влиять на погрешность оценок XCO_2 .

В качестве примера такого влияющего фактора на рис. 3 приведен временной ход калибровки ИКФС-2 в яркостных температурах по трем спектральным ИК каналам радиометра SEVIRI, установленного на борту европейских геостационарных КА Meteosat-10 (до 2018 г.) и Meteosat-11 (начиная с 2018 г.). Калибровки осуществлялись по синхронным регистрациям ИК уходящего излучения в момент пролета КА “Метеор-М” № 2 района подспутниковой точки стояния (0°) геостационарных КА в Гвинейском заливе Атлантического океана. В свою очередь радиометр SEVIRI периодически калибровался по фурье-спектрометру IASI, установленному на полярно-орбитальных КА Metop-A и -B. Отметим, что специальной группой GSICS (Global Space based Inter-Calibration System) при Всемирной метеорологической организации фурье-спектрометр IASI признан в качестве образцового прибора для проверок (интеркалибровок) ИК спутниковых приборов на орбите. Результаты интеркалибровок яркостных температур SEVIRI по IASI отчетливо видны на графике для канала 13.4 $\mu\text{м}$, в котором после каждой калибровки (Meteosat-11, 2018–2023) значения поправок уходят на нулевой уровень. Это свидетельствует о стабильности работы ИКФС-2 в спектральном рабочем диапазоне этого канала. Напротив, в канале 12 $\mu\text{м}$ наблюдается изменение калибровочной поправки с +0.1К (2019 г.) до –0.1К (2023 г.), которое не компенсируется интеркалибровками с IASI, т.е. это изменение калибровки самого ИКФС-2.

Дополнительные искажения спектральной зависимости между измерениями в отдельных каналах ИКФС-2 могут вносить криосадки — лед. На рис. 4 приведен временной ход убывания скорости нарастания льда на ртутно-кадмиево-теллуриновом (РКТ) фоторезисторе ИКФС-2 с собственной температурой примерно 80К.

Очистка фоторезистора (“размораживание”) начинается при достижении толщины льда $h = 1$ $\mu\text{м}$. В 2015–2016 гг. она проводилась примерно раз

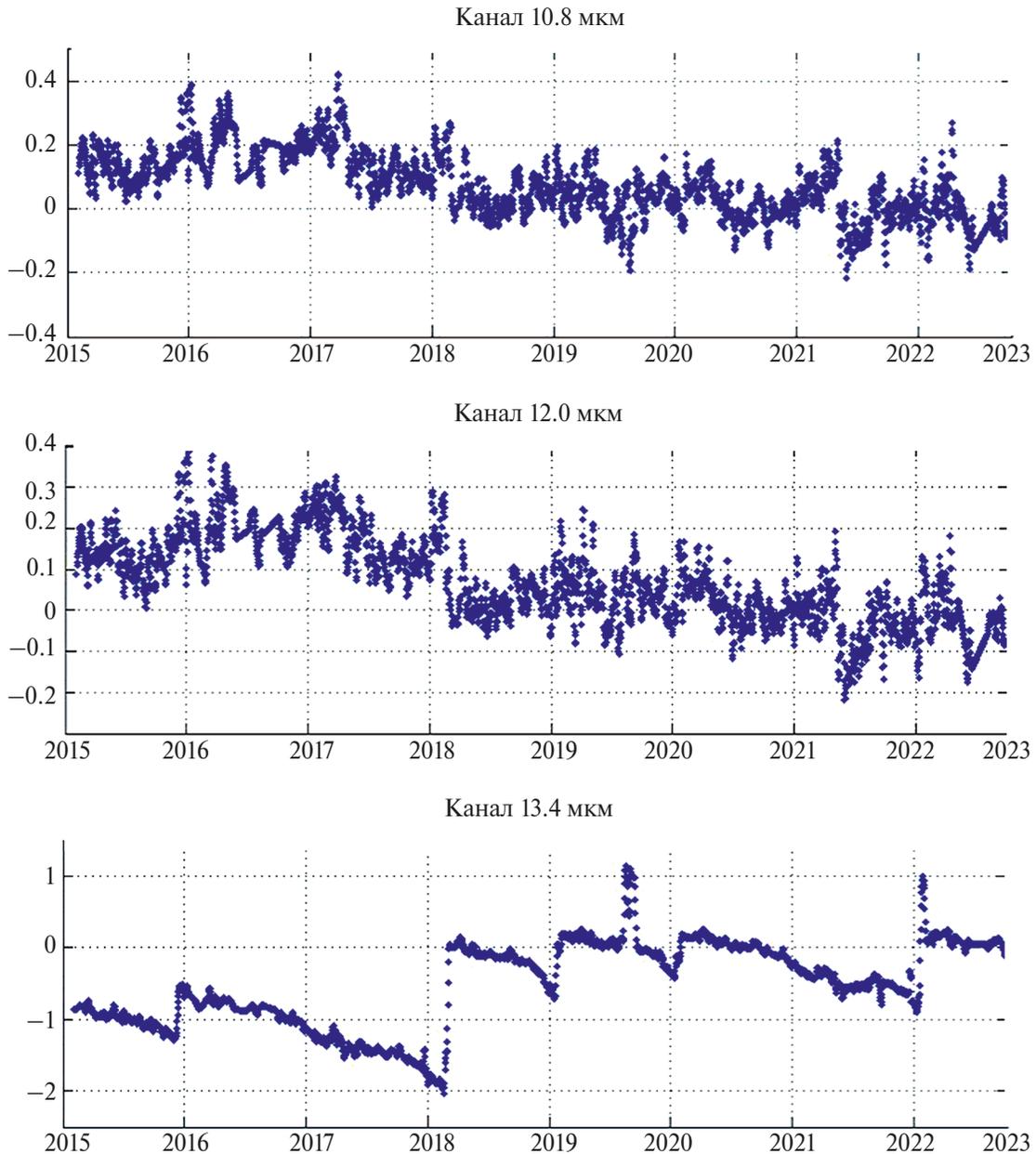


Рис. 3. Временной ход калибровки ИКФС-2 в яркостных температурах для каналов SEVIRI КА Meteosat-10 (до 2018 г.) и Meteosat-11 (начиная с 2018 г.).

в 10 дней. С уменьшением скорости нарастания осадка период очистки увеличивался. В 2021 г. он достиг 60 дней и дальше не менялся. Уровень криоосадка в ИКФС-2 контролируется по значению шума NSRF в центре полосы поглощения льда. Спектральное (в зависимости от волнового числа ν , см^{-1}) пропускание ледяной пленкой различной толщины h без учета интерференционного отражения на ее границах (Hudgins, 1993) показано на рис. 5.

Слева от 950 см^{-1} – в спектральной области, задействованной для определения XCO_2 , – мини-

мальное пропускание для толщины ледяной пленки 1 мкм составляет примерно 67%, при этом пропускание на 900.1 см^{-1} – опорной частоте, которая соответствует максимальной прозрачности атмосферы и используется в алгоритме для определения спектральных толщин поглощения атмосферы – будет равно 80%. Использование при измерениях ИКФС-2 внутренней калибровки по бортовому калибровочному источнику существенно нивелирует эту разницу, но наличие криоосадков вызывает смещение рабочей точки на нелинейной амплитудной характеристике РКТ детектора ИКФС-2

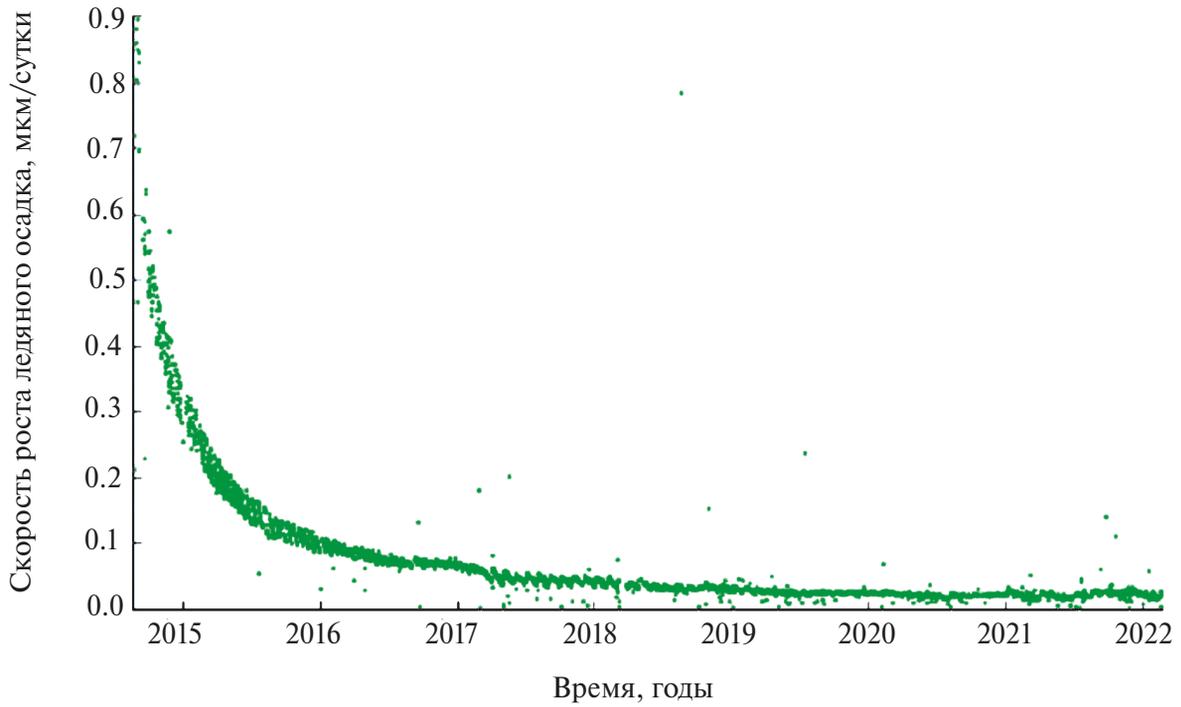


Рис. 4. Изменение скорости нарастания криоосадков на фоторезисторе ИКФС-2.

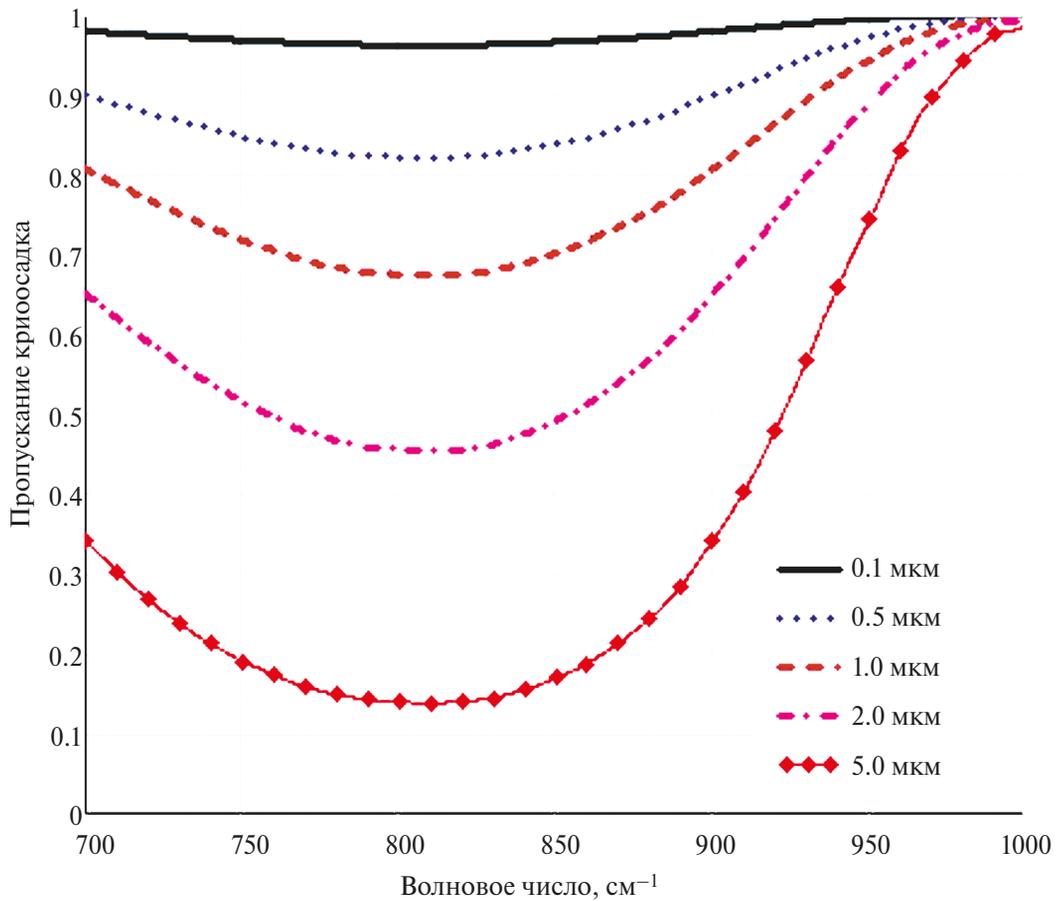


Рис. 5. Спектральное пропускание криоосадков.

и появление дополнительных спектральных искажений (Анохин, 2011). Величины этих искажений в каналах ИКФС-2 малы, но неизвестны, и, учитывая задействие в рабочей регрессии измерений нескольких каналов и ее нелинейный характер, могут вызвать случайную ошибку в оценке временного тренда XCO_2 . Следует учесть, что сразу после очистки скорость нарастания криоосадка существенно выше (Михальченко, 1988), чем в конце рабочего периода при приближении его толщины к предельному значению $h=1$ мкм. Это ведет к нарушению однородности условий измерений при получении коэффициентов регрессии и ее использовании для оценок XCO_2 . Например, в 2015–2016 гг., когда очистки выполнялась 1 раз в 10 дней, доля времени проведения измерений ИКФС-2 с $h > 0.5$ мкм при получении регрессии была примерно на 7% меньше, чем при проведении оценок XCO_2 в 2019–2022 гг., когда период очистки составлял 60 дней.

Как следует из приведенного рассмотрения, корректное определение межгодового тренда XCO_2 , во многом связано с учетом состояния прибора в течение всего срока эксплуатации, включая период проведения измерений для получения рабочей регрессии. Практическое осуществление такого учета возможно включением толщины криоосадка, доступного из стандартного набора выходных данных ИКФС-2, в качестве предикторов регрессии. Это необходимо сделать при определении XCO_2 по данным новых спутников серии “Метеор-М”,

включая КА “Метеор-М” № 4, выведенного на солнечно-синхронную орбиту 29 февраля 2024 г.

КАЛИБРОВКА ОЦЕНОК XCO_2 ПО КОНТАКТНЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ ОБСЕРВАТОРИИ МАУНА-ЛОА

Учесть возможный временной дрейф отдельных технических характеристик ИКФС-2 (например, деградацию бортового калибровочного источника) при построении регрессии невозможно, т.к. в выходных данных ИКФС-2 нет соответствующих параметров, пригодных для включения в состав предикторов. Вводить какие-то поправки по результатам интеркалибровки во время полета также нельзя: стабильность радиометрических характеристик ИКФС-2 не хуже упомянутого выше фурье-спектрометра IASI (Zavelevich, 2018).

Вследствие сказанного целесообразно контролировать и калибровать сами оценки XCO_2 (ИКФС), а для этого нужно какие-то измерения выбрать в качестве эталонных. Использование в качестве эталонных оценки по данным GOSAT или OCO-2 (Taylor, 2023) вызывает большие сложности при пространственно-временном совмещении различных спутниковых данных: зарубежные приборы, по сравнению с ИКФС-2, имеют существенно более высокое пространственное разрешение; к тому же над большей частью территории России практически полностью отсутствуют измерения GOSAT и OCO-2 в зимний период.

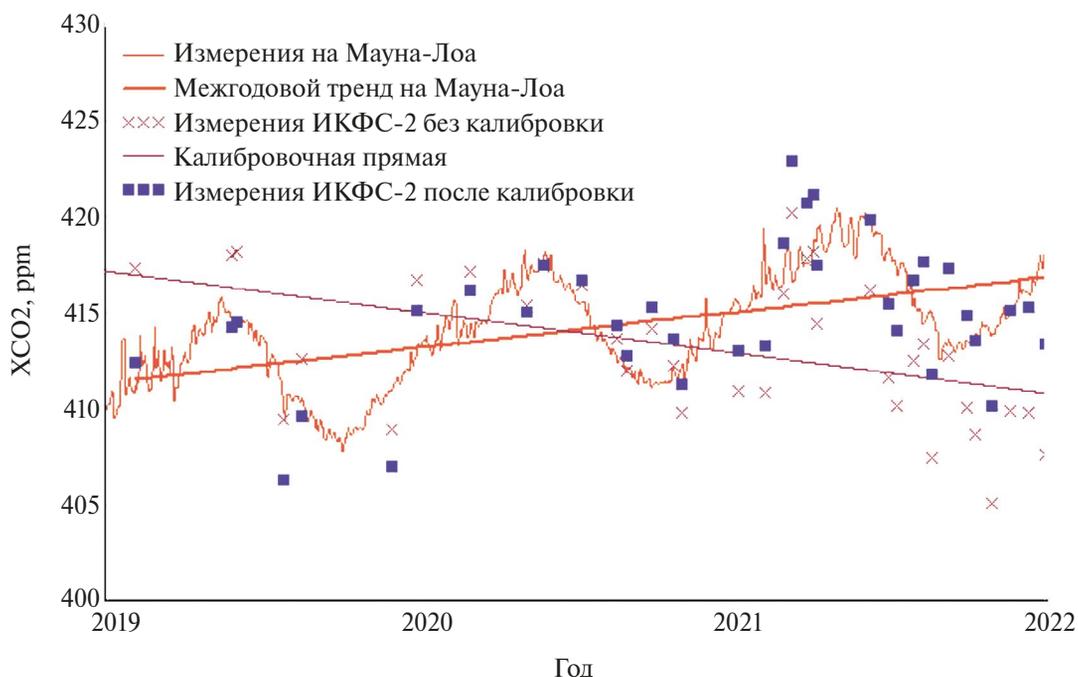


Рис. 6. Сравнение оценок XCO_2 (ИКФС) до и после калибровки по данным Мауна-Лоа.

Общепризнанные эталонные данные – результаты контактных измерений концентраций CO_2 , которые ведутся более 60 лет в обсерватории на Мауна-Лоа (Гавайские острова) на высоте около 3400 м. Как уже отмечалось, вертикальный профиль относительной концентрации CO_2 практически постоянен (Вертикальные профили, электронный ресурс), поэтому нет сложностей с его пересчетом для получения значений XCO_2 . На рис. 6 представлены результаты калибровки оценок XCO_2 (ИКФС) по измерениям на Мауна-Лоа. Здесь и далее в качестве спутниковых оценок использовались их медианные значения для пикселей ИКФС-2, попавших в квадрат $4^\circ \times 4^\circ$ по широте и долготе с центром в месте нахождения источника эталонных данных.

После калибровки оценок XCO_2 (ИКФС) по данным Мауна-Лоа среднеквадратическая невязка (rms) спутниковых и наземных данных составляет $\text{rms} = 2.6 \text{ млн}^{-1}$, а коэффициент корреляции $R = 0.67$. Дополнительно, для исключения в оценках XCO_2 ошибок, связанных с облачностью, попадающей в поле зрения ИКФС-2, в качестве критерия фильтрации облачных сцен использовано условие $\eta < 1.05$, где η – отношение приземного давления к давлению на высоте, соответствующей яркостной температуре пикселя в одном из микроонок прозрачности атмосферы, в районе 11 мкм.

Пороговая величина $\eta = 1.05$ представляет собой компромисс между приемлемой величиной rms и количеством пикселей ИКФС-2, включаемых в обработку. Критерий $\eta < 1.05$, установленный эмпирически при калибровке по данным Мауна-Лоа, использовался и в дальнейшем при сопоставлении оценок ИКФС-2 с данными наземных и самолетных измерений в Петергофе и над Новосибирским водохранилищем, причем на материале проанализированных выборок он выполнялся примерно для 20% измерений ИКФС-2.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОЦЕНОК XCO_2 (ИКФС) С ДАННЫМИ НАЗЕМНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ ПЕТЕРГОФА

В (Никитенко, 2024) было выполнено первое сравнение оценок XCO_2 с данными наземных измерений фурье спектрометра Bruker 125HR, выполненных в Петергофе в 2019–2022 гг. Дополнительно привлекались результаты интерполяции (до 2020 г.) и экстраполяции (после 2020 г.) оценок GOSAT (Taylor, 2022) в районе финской геофизической обсерватории Соданкюля, где расположен один из пунктов измерительной сети TCCON, ближайший к Петергофу. В отличие от (Никитенко, 2024), результаты, представленные на рис. 7,

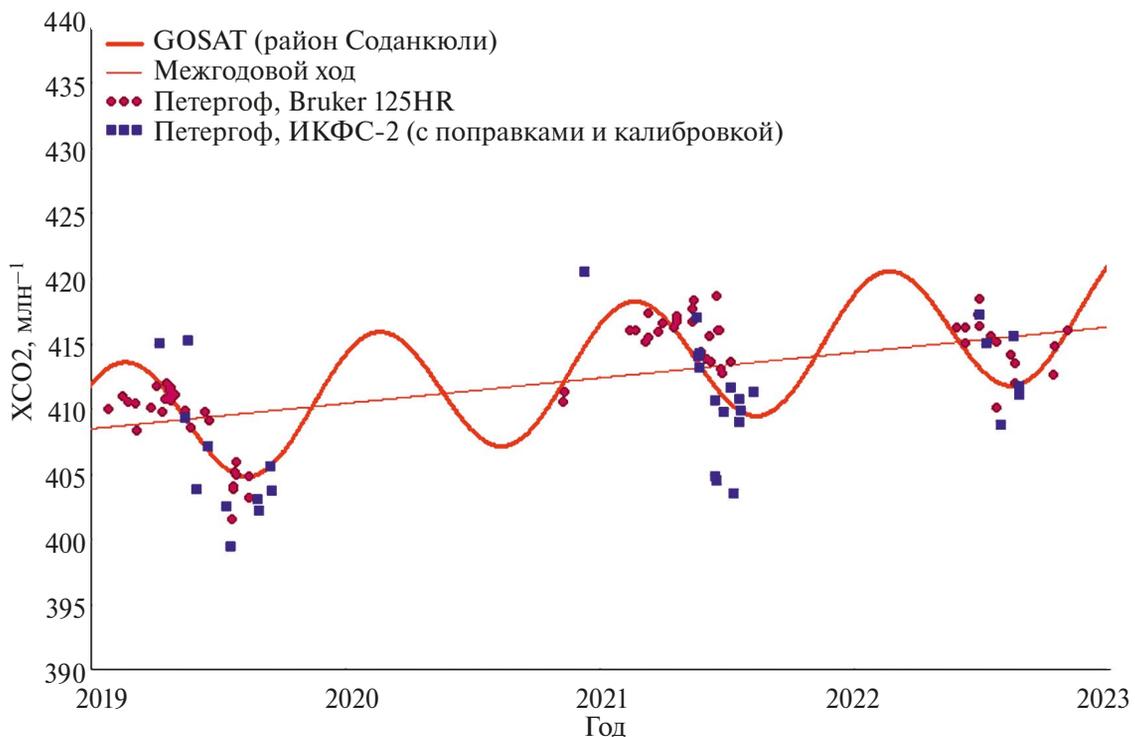


Рис. 7. Сопоставление оценок XCO_2 (ИКФС) со спутниковыми (район Соданкюля) и наземными спектроскопическими измерениями СПбГУ (Bruker 125HR, Петергоф).

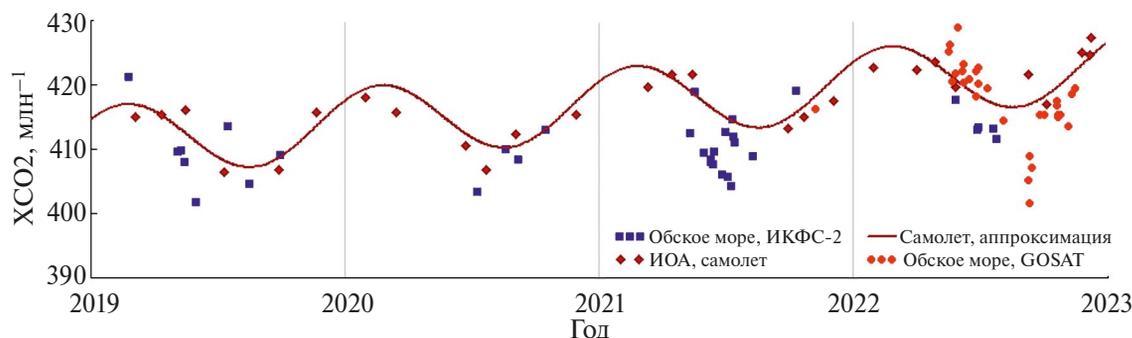


Рис. 8. Сопоставление оценок XCO₂ (ИКФС) с результатами самолетных (ИОА) и спутниковых (GOSAT) измерений в районе Новосибирского водохранилища.

получены с фильтрацией облачных сцен по критерию $\eta < 1.05$ и применением новой линейной функции для коррекции значений XCO₂ (ИКФС), полученной при калибровке оценок XCO₂ по измерениям Мауна-Лоа.

Использование η критерия привело к тому, что не всегда дни измерений ИКФС-2 совпадают с днями наземных измерений Bruker 125HR, поэтому количественная оценка точности спутниковых и наземных восстановлений XCO₂ проводится методом двойных разностей относительно кривой GOSAT, фактически повторяющей (среднеквадратическая невязка $\sigma = 1.8$ млн⁻¹; коэффициент корреляции $R = 0.99$ (Taylor, 2022)) измерения пункта TCCON в Соданкюле. Вычисленное таким образом среднее смещение Δ оценок XCO₂ (ИКФС) относительно наземных измерений Bruker 125HR составило $\Delta = -0.86$ млн⁻¹. Соответственно для ИКФС-2 среднее смещение со значениями кривой GOSAT $\Delta = -0.42$ млн⁻¹, среднеквадратическая невязка $\text{rms} = 3.4$ млн⁻¹, коэффициент корреляции $R = 0.80$; для Bruker 125HR $\Delta = 0.44$ млн⁻¹, $\text{rms} = 2.4$ млн⁻¹, $R = 0.82$. В обоих сопоставлениях стандартные отклонения σ из-за малости средних смещений Δ практически совпали со значениями rms .

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОЦЕНОК XCO₂ (ИКФС) С ДАННЫМИ САМОЛЕТНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ НОВОСИБИРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Результаты ретроспективного сопоставления оценок XCO₂ (ИКФС), полученных с помощью модифицированной методики, с самолетными измерениями ИОА в районе Новосибирского водохранилища представлены на рис. 8. На нем также приведены оценки XCO₂ (GOSAT), главным образом, за 2022 г.

Здесь, как и ранее, для сравнения результатов различных по количеству и времени проведения измерений используется опорная квазипериодическая кривая – аппроксимация годового и межгодового хода общего содержания XCO₂ по самолетным данным. Основой для вычислений и аппроксимации временного хода XCO₂ являлись вертикальные профили концентраций диоксида углерода самолета-лаборатории “Оптик” ИОА на базе Ту-134 (Анохин, 2011) в диапазоне высот 0–7 км. В отличие от сравнений с кривой по данным GOSAT (рис. 7), построенной по измерениям над Соданкюла примерно в 1000 км от Петергофа, самолетная кривая ИОА отражает данные, полученные непосредственно

Таблица 1. Статистические характеристики отклонений оценок XCO₂ от аппроксимации его хода по многолетним самолетным измерениям ИОА

Источник данных	Δ , млн ⁻¹	rms , млн ⁻¹	σ , млн ⁻¹	R	Количество
Самолет	-0.56	2.4	2.4	0.90	27
GOSAT (весь период)	-1.24	5.7	5.6	0.61	31
GOSAT (с учетом пропусков самолетных данных)	-4.25	6.4	4.8	0.81	18
ИКФС-2 (весь период)	-3.75	5.6	4.1	0.56	36
ИКФС-2 (с учетом пропусков самолетных данных)	-1.7	4.4	4.1	0.74	19

вблизи Новосибирского водохранилища, в районе которого получены оценки XCO_2 (ИКФС). В связи с этим статистические характеристики точности оценок XCO_2 по измерениям GOSAT и ИКФС-2 рассчитаны относительно этой квазипериодической кривой и представлены в таблице 1.

Опорная кривая является аппроксимацией самолетных измерений. Естественно, что она обеспечивает с ними наилучшее согласие по сравнению со спутниковыми. При сопоставлении спутниковых данных статистические характеристики рассчитаны для всего рассматриваемого временного периода 2019–2022 гг. Кроме того, для GOSAT и ИКФС-2 они вычислялись только для временных промежутков, когда не было больших пропусков самолетных данных. Так, в расчеты статистических характеристик не вошли летние месяцы 2021 и 2022 гг., когда полеты самолетов не выполнялись. Как видно из таблицы, в этом случае спутниковые оценки дают лучшее согласие и корреляцию с самолетными измерениями для обоих приборов.

ВЫВОДЫ И ПРЕДЛОЖЕНИЯ

Сравнение оценок общего содержания диоксида углерода XCO_2 (ИКФС) с оценками XCO_2 в районе Петергофа (2019–2022 гг.) по данным наземных измерений ИК фурье-спектрометра Bruker 125HR и японского спутника GOSAT выявили большую амплитуду годового хода XCO_2 в оценках по данным ИКФС-2 и их существенное занижение со временем. Вследствие этого в разработанной ранее регрессионной методике уточнена процедура вычисления вертикального профиля концентрации CO_2 и эталонных значений XCO_2 , используемых при получении регрессии. Дополнительно, для корректного определения межгодового хода XCO_2 , выполнена калибровка получаемых оценок по эталонным данным – контактными измерениями XCO_2 на Мауна-Лоа.

Проведенная модификация регрессионной методики позволила существенно уменьшить расхождение с наземными и спутниковыми данными. Среднее смещение оценок XCO_2 (ИКФС) относительно наземных измерений Bruker 125HR в Петергофе и самолетных измерений в районе Новосибирского водохранилища не превышает 1 и 2 млн^{-1} соответственно. Стандартное отклонение оценок XCO_2 (ИКФС) от данных наземных и самолетных измерений составляет примерно 4 млн^{-1} при коэффициенте корреляции $R \approx 0.7–0.8$. Сопоставление с данными многолетних самолетных измерений ИОА в Сибири показало близость статистических характеристик отклонений оценок XCO_2 (ИКФС) и XCO_2 (GOSAT).

Исходя из этого, целесообразно сохранить прежний регрессионный подход к определению XCO_2 по данным ИКФС-2. Для получения рабочей регрессии рекомендуется использовать эталонные контактные измерения концентраций диоксида углерода на высотной мачте обсерватории ZOTTO, на вулкане Мауна Лоа (обсерватория NOAA) и самолетные измерения ИОА; последние для более точного определения вертикального профиля концентрации CO_2 желательнее проводить в Центральной Сибири, в районе обсерватории ZOTTO.

Для учета возможного влияния криоосадков на точность оценки XCO_2 их толщину следует включать в состав предикторов рабочих регрессий, получаемых для новых спутников серии “Метеор-М”.

Систематическую ошибку в оценках XCO_2 , связанную с состоянием спутникового радиометра и возможным изменением его характеристик, трудно или невозможно учесть в регрессионном алгоритме. Для корректного определения межгодового хода XCO_2 требуется калибровка получаемых оценок по эталонным измерениям. Наиболее простым способом этой калибровки является использование контактных измерений на Мауна-Лоа без какого-либо использования априорной и модельной информации.

Для валидации получаемых оценок, а также ускорения получения рабочих регрессий по контактными измерениями целесообразно дополнительно использовать данные наземной сети TCCON. Сеть TCCON на данный момент содержит 26 станций. Данные измерений XCO_2 на станциях TCCON можно получать оперативно (с временным лагом несколько месяцев от даты измерения (TCCON,

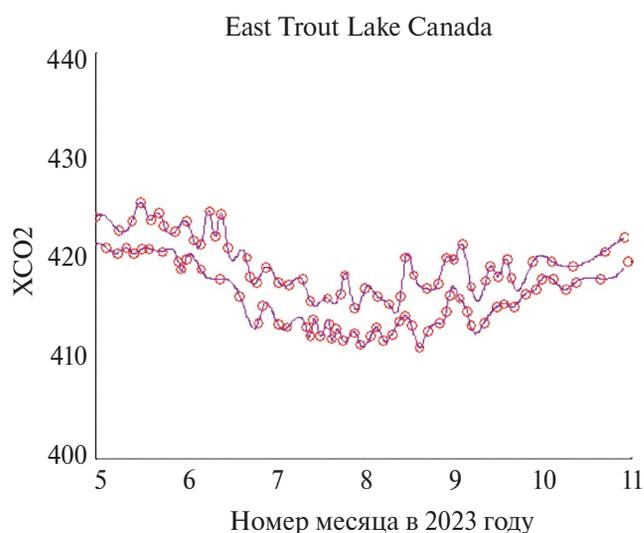


Рис. 9. Временной ход максимальных и минимальных XCO_2 под данным станции East Trout Lake TCCON.

Таблица 2. Станции TCCON для валидации оценок ХСО₂ ИКФС-2

Станция	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м
East Trout Lake (США)	54.35 с.ш.	104.99 з.д.	501.8
Park Falls (США)	45.94 с.ш.	90.27 з.д.	442.0
Sodankyla (Финляндия)	67.37 с.ш.	26.63 з.д.	188.0
Harwell (Великобритания)	51.57 с.ш.	1.32 з.д.	142.0
Izaña, Tenerife (Испания)	28.31 с.ш.	16.50 в.д.	2 367.0

2024)). В качестве примера на рис. 9 показан ход значений ХСО₂ по данным станции East Trout Lake в 2023 году, начиная с мая.

Вероятно, что для валидации оценок ХСО₂ будет достаточно данных с 5 станций TCCON, представленных в таблице 2.

Следует отметить в заключение, что оценки ХСО₂ на сети TCCON при использовании различных версий программного комплекса восстановления ХСО₂, калибруются по самолетным измерениям. Например, переход в этом комплексе на новую спектроскопическую информацию по атмосферным газам в 2021 г. изменил значение коэффициента калибровки на 2% (т.е. увеличение ХСО₂ на 8 млн⁻¹) (Roshe, 2021). Вследствие этого использование данных TCCON должно иметь вспомогательный характер при получении рабочей регрессии для новых ИКФС-2, не подменяя контактные измерения вертикальных профилей концентрации СО₂ с помощью самолетов и высотных мачт.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анохин Г.Г., Антохин П.Н., Аршинов М.Ю., Барсук В.Е., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Ивлев Г.А., Козлов А.В., Козлов В.С., Морозов М.В., Панченко М.В., Пеннер И.Э., Пестунов Д.А., Сиков Г.П., Симоненков Д.В., Синецын Д.С., Толмачев Г.Н., Филиппов Д.В., Фофанов А.В. Чернов Д.Г., Шаманаев В.С., Шмаргунов В.С. Самолет – лаборатория ТУ-134 “Оптик” // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 9. С. 805–816.

Антонович В.В., Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Гурулева Е.В., Давыдов Д.К., Дудорова Н.В., Ивлев Г.А., Козлов, А.В., Рассказчикова Т.М., Савкин Д.Е., Симоненков Д.В., Складнева Т.К., Толмачев Г.Н., Фофанов А.В. Основные результаты мониторинга состава воздуха на территории Западной Сибири и акватории Российского сектора Арктики, проведенного ИОА СО РАН с помощью стационарных и мобильных комплексов // Сборник тезисов “Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» (МСАРД-2023)”. Санкт-Петербург. 2023. С. 8–9.

Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноуе Г., Максюттов Ш., Мачида Т., Фофанов А.В. Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // Оптика атмосферы и океана. 2009. Вып. 22. № 5. С. 457–464.

База данных измерений сети TCCON. URL: <https://tccodata.org/plots/public> (Дата обращения 10.01.2024).

Белан Б.Д. Динамика слоя перемешивания по аэрозольным данным // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 08. С. 1045–1054.

Бюллетень ВМО, 2023. The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2022. WMO Greenhouse Gas Bulletin No. 19. Geneva: WMO. (Электронный ресурс). URL: <https://library.wmo.int/idurl/4/68532> (Дата обращения 12.01.2024).

Вертикальные профили диоксида углерода над Молокаи (Гавайский архипелаг). [Электронный ресурс] <https://gml.noaa.gov/dv/data/index.php?site=HAA&type=Aircraft%2BPPFR> (Дата обращения 14.12.2023).

Голомолзин В.В., Рублев А.Н., Киселева Ю.В., Козлов Д.А., Прокушкин А.С., Панов А.В. Определение общего содержания диоксида углерода над территорией России по данным отечественного космического аппарата Метеор-М № 2 // Метеорология и гидрология. 2022. № 4. С. 79–95.

Завелевич Ф.С., Головин Ю.М., Десятков А.В., Козлов Д.А., Мацицкий Ю.П., Никулин А.Г., Травников Р.И., Романовский А.С., Архипов С.А., Целиков В.А. Технологический образец бортового инфракрасного фурье-спектрометра ИКФС-2 для температурного и влажностного зондирования атмосферы Земли // Совр. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2009. Т. 1. С. 259–266.

Михальченко Р.С., Григоренко Б.В., Гетманец В.Ф., Курская Т.А. Влияние толщины криоконденсата на радиационные характеристики экрана теплоизоляции // Препринт № 43-88. ФТИНТ АН УССР. Харьков. 1988. С. 15.

Никитенко А.А., Тимофеев Ю.М., Виролайн Я.А., Рублев А.Н., Голомолзин В.В., Киселева Ю.В., Успенский А.Б., Козлов Д.А. Сравнения наземных и спутниковых измерений общего содержания СО₂ в Петергофе // Совр. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2024. Т. 21. №4. С. 275–283.

Успенский А.Б., Рублев А.Н., Козлов Д.А., Голомолзин В.В., Киселева Ю.В., Козлов И.А., Никулин А.Г. Мониторинг основных климатических переменных атмосферы по данным спутникового ИК-зондировщика ИКФС-2 // Метеорология и гидрология. 2022. № 11. С. 5–18.

Успенский А.Б. Измерения распределения содержания парниковых газов в атмосфере со спутников // Фундаментальная и прикладная климатология. 2022. Т. 8. № 1. С. 122–14.

Успенский А.Б., Тимофеев Ю.М., Козлов Д.А., Черный И.В. Развитие методов и средств дистанционного температурно-влажностного зондирования земной атмосферы // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 33–44.

Fiedler Lars, Stuart Newman, and Stephan Bakan. Correction of detector nonlinearity in Fourier transform spectroscopy with a low-temperature blackbody // Applied Optics. Vol. 44. No. 25. September 2005. P. 5332–5340.

Hudgins D.M., Sandford S.A., Allamandola L.J., & Tielens A.G.G.M. Mid- and Far-Infrared Spectroscopy of Ices:

Optical Constants and Integrated Absorbances // *Astrophysical Journal Supplement*, 1993, 86, 713.

Roche S., Strong K., Wunch D., Mendonca J., Sweeney C., Baier B., Biraud S.C., Laughner J.L., Toon G.C., and Connor B.J. Retrieval of atmospheric CO₂ vertical profiles from ground-based near-infrared spectra // *Atmos. Meas. Tech.*, 2021, 14, 3087–3118.

Taylor et al. An 11-year record of XCO₂ estimates derived from GOSAT measurements using the NASA ACOS version 9 retrieval algorithm. URL <https://doi.org/10.5194/essd-14-325-2022>.

Taylor T.E., O'Dell C.W., Baker D., Bruegge C., Chang A., Chapsky L., Chatterjee A., Cheng C., Chevallier F., Crisp D., Dang L., Drouin B., Eldering A., Feng L., Fisher B., Fu D., Gunson M., Haemmerle V., Keller G.R., Kiel M., Kuai L., Kurosu T., Lambert A., Laughner J., Lee R., Liu J., Mandrake L., Marchetti Y., McGarragh G., Merrelli A., Nelson R.R., Osterman G., Oyafuso F., Palmer P.I., Payne V.H., Rosenberg R., Somkuti P., Spiers G.,

To C., Weir B., Wennberg P.O., Yu S., and Zong J. Evaluating the consistency between OCO-2 and OCO-3 XCO₂ estimates derived from the NASA ACOS version 10 retrieval algorithm, *Atmos. Meas. Tech.*, 16, 3173–3209, <https://doi.org/10.5194/amt-16-3173-2023>, 2023.

Wunch Debra, Toon Geoffrey C., Blavier Jean-François L., Washenfelder Rebecca A., Notholt Justus., Connor Brian J., Griffith David W.T., Sherlock Vanessa, Wennberg Paul O. The Total Carbon Column Observing Network // *Phil. Trans. R. Soc. A* 2011 369, 2087–2112. [Электронный ресурс] URL: <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rsta.2010.0240>. DOI: 10.1098/rsta.2010.0240.

Zavelevich F., Kozlov D., Kozlov I., Cherkashin I., Uspensky A., Kiseleva Yu., Golomolzin V., Filei A. IKFS-2 radiometric calibration stability in different spectral bands // *GSICS Quarterly*. 2018. V. 12. No. 1. P. 4–6.

Derivation Of the Carbon Dioxide Total Column in the Atmosphere from Satellite-Based Infrared Fourier-Transform Spectrometer IKFS–2 Measurements: Analysis and Application Experience

A. N. Rublev¹, V. V. Golomolzin¹, A. B. Uspensky¹, Yu. V. Kiseleva¹, D. A. Kozlov², B. D. Belan³, M. Yu. Arshinov³, Yu. M. Timofeev⁴, A. V. Panov⁵, A. S. Prokushkin⁵

¹State Research Centre “Planeta”, Moscow, Russia

²Federal State Unitary Enterprise Keldysh Research Center, Moscow, Russia

³V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics, Tomsk, Russia

⁴Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

⁵Sukachev Institute of Forest, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russia

The paper discusses the use of a new version of the regression technique for derivation the total content of carbon dioxide in the atmosphere XCO₂ (column-averaged dry-air mole fraction) from measurements of the infrared Fourier-transform spectrometer IKFS–2 installed on board Russian meteorological satellite Meteor-M No. 2. To evaluate the accuracy of satellite-based XCO₂ estimates the retrospective comparison was made with data from ground-based spectroscopic measurements at Peterhof site of St. Petersburg State University as well as with aircraft measurements of the V. E. Zuev Institute of Atmospheric Optics (IOA) in the area of the Novosibirsk Reservoir conducted in 2019–2022. A brief description of the regression technique modifications is given made to improve the accuracy of satellite – based XCO₂ estimates. In particular, to compensate for the effect of changes in the IKFS-2 characteristics during a long flight, the XCO₂ estimates calibration is realized using ground - based XCO₂ measurements at the NOAA Observatory on Mauna Loa volcano (island of Hawaii). After calibration and cloud scenes filtering, the discrepancy between satellite estimates and ground-based / aircraft measurements is characterized by root mean square deviation of ~4 ppm or 1% of the CO₂ total content. In order to accelerate the adjustment of the regression technique, used for estimating XCO₂, to IKFS-2 data on new satellites, it is reasonable to use XCO₂ observations at the TCCON terrestrial network in addition to conventional contact measurements of CO₂ concentrations. Along with this, it seems rational to use the cryogenic film thickness on the glass of the IKFS-2 photodetector, characterizing the state of the instrument, as additional predictor in the regression model.

Keywords: greenhouse gas, carbon dioxide, atmospheric concentration, total column, ground-based network, infrared Fourier-transform spectrometer, regression technique

REFERENCES

Ivlev G.A., Kozlov A.V., Kozlov V.S., Morozov M.V., Panchenko M.V., Penner I.E., Pestunov D.A., Sikov G.P., Simonenkova D.V., Sinicyn D.S., Tolmachev G.N., Filippov D.V., Fofonov A.V. Chernov D.G., Shamanaev V.S., Shmargunov V.S. Samolet - laboratoriya TU-134 “Optik” // *Optika atmosfery i okeana*. 2011. T. 24. № 9. S. 805–816.

Antonovich V.V., Antohina O.Yu., Antohin P.N., Arshinova V.G., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Belan S.B., Guruleva E.V., Davydov D.K., Dudorova N.V., Ivlev G.A., Kozlov A.V., Rasskazhikova T.M., Savkin D.E., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Fofonov A.V. Osnovnye rezultaty monitoringa sostava vozduha na territorii Zapadnoj Sibiri i akvatorii Rossijskogo sektora Arktiki, provedennogo IOA SO RAN s po-

- moshch'yu stacionarnyh i mobil'nyh kompleksov // Sbornik tezisov "Mezhdunarodnyj simpozium «Atmosfernaya radiatsiya i dinamika» (MSARD-2023)". Sankt-Peterburg. 2023. P. 8–9.
- Arshinov M. Yu., Belan B.D., Davydov D.K., Inouje G., Maksyutov Sh., Machida T., Fofonov A.V.* Vertikal'noe raspredelenie parnikovyh gazov nad Zapadnoj Sibir'yu po dannym mnogoletnih izmerenij // Optika atmosfery i okeana. 2009. Vyp. 22. № 5. С. 457–464.
- Baza dannyh izmerenij seti TCCON.* URL: <https://tccodata.org/plots/public> (Data obrashcheniya 10.01.2024).
- Belan B.D.* Dinamika sloya peremeshivaniya po aerazol'nym dannym // Optika atmosfery i okeana. 1994. T. 7. № 08. P. 1045–1054.
- Byulleten' WMO, 2023.* The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2022. WMO Greenhouse Gas Bulletin No. 19. Geneva: WMO. (Elektronnyj resurs). URL: <https://library.wmo.int/idurl/4/68532> (Data obrashcheniya 12.01.2024).
- Vertikal'nye profili dioksida ugleroda nad Molokai (Gavajskij arhipelag). [Elektronnyj resurs] <https://gml.noaa.gov/dv/data/index.php?site=HAA&type=Aircraft%2BPFP> (Data obrashcheniya 14.12.2023).
- Golomolzin V.V., Rublev A.N., Kiseleva Yu.V., Kozlov D.A., Prokushkin A.S., Panov A.V.* Opredelenie obshchego soderzhaniya dioksida ugleroda nad territoriej Rossii po dannym otechestvennogo kosmicheskogo apparata Meteor-M № 2 // Meteorologiya i gidrologiya. 2022. № 4. P. 79–95.
- Zavelevich E.S., Golovin Yu.M., Desyatov A.V., Kozlov D.A., Macickij Yu.P., Nikulin A.G., Travnikov R.I., Romanovskij A.S., Arhipov S.A., Celikov V.A.* Tekhnologicheskij obrazec bortovogo infrakrasnogo fur'e-spektrometra IKFS-2 dlya temperatur-nogo i vlazhnostnogo zondirovaniya atmosfery Zemli // Sovr. probl. dist. Zemli iz kosmosa. 2009. T. 1. P. 259–266.
- Mihal'chenko P.S., Grigorenko B.V., Getmanec V.F., Kurskaya T.A.* Vliyanie tolshchiny kriokondensata na radiacionnye karakteristiki ekrana teploizolyacii // Preprint № 43–88. FTINT AN USSR. Har'kov. 1988. P. 15.
- Nikitenko A.A., Timofeev Yu.M., Virolajnen Ya.A., Rublev A.N., Golomolzin V.V., Kiseleva Yu.V., Uspenskij A.B., Kozlov D.A.* Sravneniya nazemnyh i sputnikovyh izmerenij obshchego soderzhaniya CO₂ v Petergofe // Sovr. probl. dist. zondir. Zemli iz kosmosa. 2024. V. 21. № 4. P. 275–283.
- Uspenskij A.B., Rublev A.N., Kozlov D.A., Golomolzin V.V., Kiseleva Yu.V., Kozlov I.A., Nikulin A.G.* Monitoring osnovnyh klimaticheskikh peremennyh atmosfery po dannym sputnikovogo IK-zondirovshchika IKFS-2 // Meteorologiya i gidrologiya. 2022. № 11. P. 5–18.
- Uspenskij A.B.* Izmereniya raspredeleniya soderzhaniya parnikovyh gazov v atmosfere so sputnikov // Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya. 2022. T. 8. № 1. P. 122–14.
- Uspenskij A.B., Timofeev Yu.M., Kozlov D.A., Chernyj I.V.* Razvitiye metodov i sredstv distancionnogo temperaturno-vlazhnostnogo zondirovaniya zemnoj atmosfery // Meteorologiya i gidrologiya. 2021. № 12. S. 33–44.
- Fiedler Lars, Stuart Newman, and Stephan Bakan.* Correction of detector nonlinearity in Fourier transform spectroscopy with a low-temperature blackbody // Applied Optics. Vol. 44. No. 25, September 2005. P. 5332–5340.
- Hudgins D.M., Sandford S.A., Allamandola L.J., & Tielens A.G.G.M.* Mid- and Far-Infrared Spectroscopy of Ices: Optical Constants and Integrated Absorbances // Astrophysical Journal Supplement, 1993, 86, 713.
- Roche S., Strong K., Wunch D., Mendonca J., Sweeney C., Baier B., Biraud S.C., Laughner J.L., Toon G.C., and Connor B.J.* Retrieval of atmospheric CO₂ vertical profiles from ground-based near-infrared spectra // Atmos. Meas. Tech., 2021, 14, 3087–3118.
- Taylor et al.* An 11-year record of XCO₂ estimates derived from GOSAT measurements using the NASA ACOS version 9 retrieval algorithm. URL <https://doi.org/10.5194/essd-14-325-2022>.
- Taylor T.E., O'Dell C.W., Baker D., Bruegge C., Chang A., Chapsky L., Chatterjee A., Cheng C., Chevallier F., Crisp D., Dang L., Drouin B., Eldering A., Feng L., Fisher B., Fu D., Gutton M., Haemmerle V., Keller G.R., Kiel M., Kuai L., Kurosu T., Lambert A., Laughner J., Lee R., Liu J., Mandrake L., Marchetti Y., McGarragh G., Merrelli A., Nelson R.R., Osterman G., Oyafuso F., Palmer P.I., Payne V.H., Rosenberg R., Somkuti P., Spiers G., To C., Weir B., Wennberg P.O., Yu S., and Zong J.* Evaluating the consistency between OCO-2 and OCO-3 XCO₂ estimates derived from the NASA ACOS version 10 retrieval algorithm, Atmos. Meas. Tech., 16, 3173–3209, <https://doi.org/10.5194/amt-16-3173-2023>, 2023.
- Wunch Debra, Toon Geoffrey C., Blavier Jean-François L., Washenfelder Rebecca A., Notholt Justus, Connor Brian J., Griffith David W.T., Sherlock Vanessa, Wennberg Paul O.* The Total Carbon Column Observing Network // Phil. Trans. R. Soc. A 2011 369, 2087–2112. [Электронный ресурс] URL: <https://royalsocietypublishing.org/doi/10.1098/rsta.2010.0240>. DOI: 10.1098/rsta.2010.0240.
- Zavelevich F., Kozlov D., Kozlov I., Cherkashin I., Uspensky A., Kiseleva Yu., Golomolzin V., Filei A.* IKFS-2 radiometric calibration stability in different spectral bands // GSICS Quarterly. 2018. V. 12. No. 1. P. 4–6.

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА STACKING-InSAR ДЛЯ АНАЛИЗА ИЗМЕНЕНИЙ ВЫСОТЫ ЛЕСНОГО ПОЛОГА

© 2024 г. В. Г. Бондур¹ *, Т. Н. Чимитдоржиев², А. В. Дмитриев², Ж. Д. Номшиев²

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

²Институт физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 26.06.2024 г.

Показана принципиальная возможность количественной оценки динамики высоты сплошного полога зрелого и молодого соснового леса на равнине с применением метода взвешенного суммирования временных рядов развернутых интерферометрических фаз. Последние получены с использованием подхода, основанного на облачных расчётах. Скорости прироста высоты лесного полога за 2017, 2018 и 2019 гг., рассчитанные по спутниковым радиолокационным данным, подтверждены результатами наземных полевых исследований. Показано, что величина прироста зависит, в том числе, от количества осадков в мае-июле текущего года.

Ключевые слова: радиолокационная интерферометрия, высота леса, метод взвешенного усреднения интерферограмм, Stacking-InSAR, Sentinel-1

DOI: 10.31857/S0205961424040067, EDN: ELZUXJ

ВВЕДЕНИЕ

Одним из эффективных методов мониторинга лесной среды является дифференциальная радиолокационная интерферометрия (ДРИ), которая позволяет оценивать состояние и изменения высоты/биомассы леса. В связи с климатическими изменениями и необходимостью проведения анализа объёмов секвестрации углерода, такие оценки приобретают всё большую актуальность. Так, в работе (Solberg et al., 2014) в рамках методологии REDD (Reducing Emissions from Deforestation and forest Degradation in developing countries – сокращение выбросов в результате обезлесения и деградации) показано, что увеличение биомассы на 14.9 т/га соответствует увеличению на метр средней высоты леса. Такая высота измерялась с использованием метода ДРИ по данным бистатистической пары радиолокаторов X-диапазона TerraSAR-X/TanDEM-X. Кроме того, в работе (Solberg et al., 2014) было предложено проводить оценки изменений высоты леса на основе сравнения глобальных цифровых моделей местности (ЦММ), полученных по данным радиолокационной интерферометрии С-диапазона в 2000 г. (SRTM) и X-диапазона TerraSAR-X/TanDEM-X. С учетом различий проникающей способности длин радиоволн X- и С-диапазонов и выявленных различных ошибок при построении ЦММ было заявлено о 50% точности при выявлении изменений высоты леса.

Результаты радиолокационного интерферометрического мониторинга высоты зрелых борельных лесов Сибири также по данным бистатистической радиолокационной системы X-диапазона TerraSAR-X/TanDEM-X представлены в работах (Zakharov et al., 2016; Чимитдоржиев и др., 2018). В этих работах предполагалось, что фазовые центры рассеяния электромагнитных волн X-диапазона в силу низкой проникающей способности располагались в верхнем ярусе сплошного лесного полога. Лесной полог – совокупность крон сомкнувшихся деревьев, размещающихся в одном (для лесного подроста примерно равного возраста) или нескольких (для зрелого леса) ярусах. Соответственно, изменение высоты лесного полога характеризует динамику средней высоты леса. Подобное представление позволило предложить сравнительно простую методику интерферометрических площадных измерений высоты зрелого соснового леса на равнине (Чимитдоржиев и др., 2018). Суть методики заключалась в оценке разности высот расположения фазовых центров рассеяния для радиоволн X- и L-диапазонов длин волн. Было выявлено систематическое занижение действительной высоты зрелого леса: расхождение результатов радарной интерферометрии и подспутниковых измерений достигало 5.5 м при значениях полноты древостоя 0.5, 0.9 и 1, а при полноте древостоя от 0.6 до 0.8 это расхождение изменялось в диапазоне от 2 до 4 м.

Занижение средней высоты деревьев, обнаруженное радарным интерферометрическим методом, при полноте леса 0.5 было интерпретировано как частичное рассеяние сигнала X-диапазона от безлесного пространства между деревьями. Причиной занижения средней высоты деревьев при полноте 0.9 и 1 стала недостаточная проникающая способность волн L-диапазона под лесной полог зрелого леса с биомассой более чем 100 т/га (Чимитдоржиев и др., 2018). Методика ДРИ, помимо оценки состояния растительности в целом, позволяет также оценивать динамику зрелого и молодого леса. Для этого необходимы радиолокационные интерферометрические данные X- и L-диапазонов, а в настоящее время в свободном доступе имеются только данные радиолокаторов Sentinel-1A/B, функционирующих в C-диапазоне радиоволн. В связи с этим, основываясь на вышеизложенных результатах, для мониторинга изменений высоты лесно-

го полога предлагается использовать подход, основанный на анализе долговременных временных рядов радарных интерферометрических данных C-диапазона, которые могут быть получены с помощью онлайн платформ обработки спутниковых изображений. Это позволит минимизировать возможные ошибки единичных измерений и оценить динамику растительности, например, при помощи метода Stacking-InSAR (Бондур и др., 2023; Bondur et al., 2024).

ОПИСАНИЕ ТЕСТОВОГО ПОЛИГОНА И ИСПОЛЬЗУЕМЫХ ДАННЫХ

В качестве тестового использовался полигон (см. рис. 1), который содержал молодой лес (подрост сосны одного возраста и одинаковой высоты), зрелый сосновый лес без изменений и лес с руб-

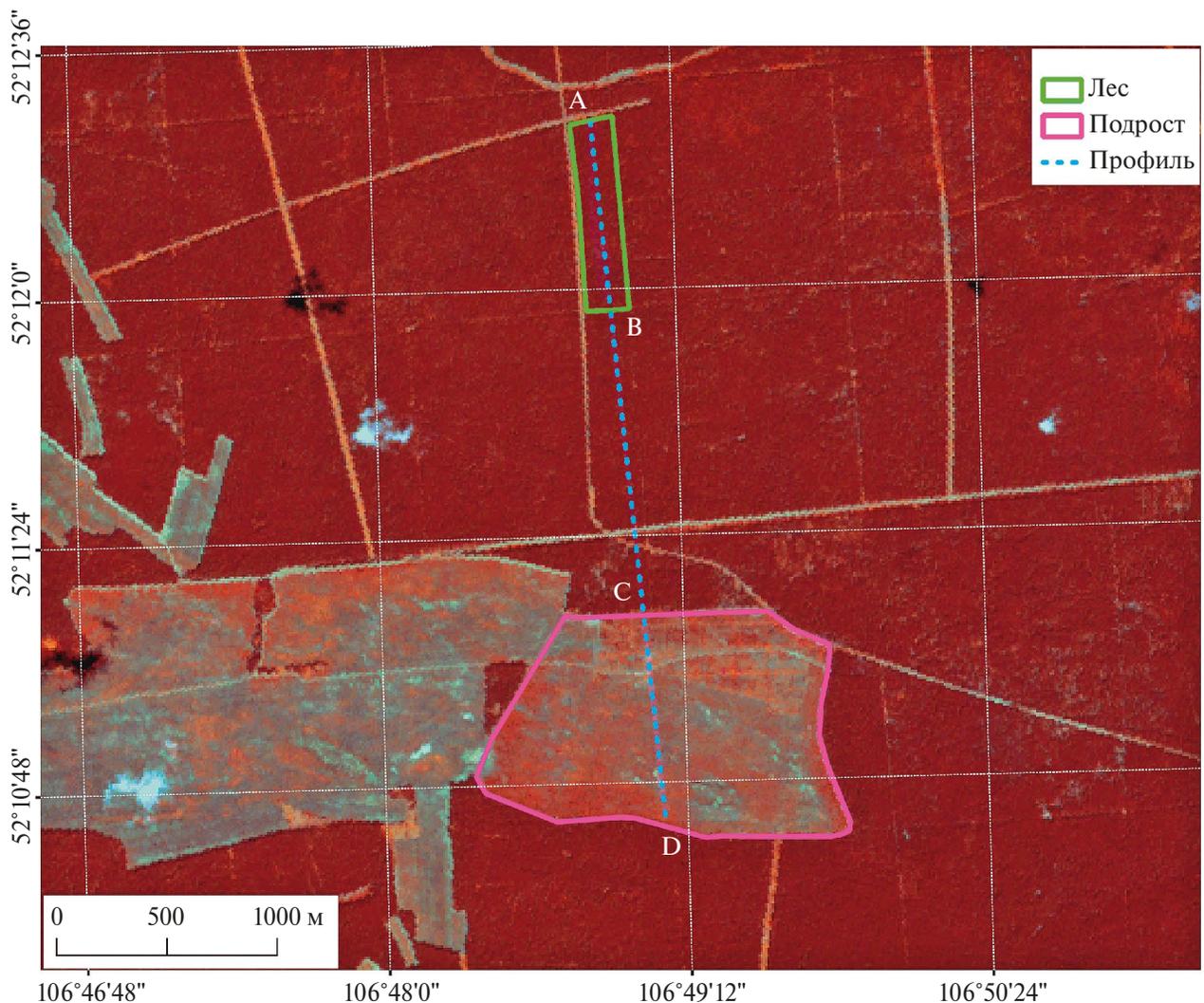


Рис. 1. Расположение тестового полигона и состояние лесного покрова на изображении с мультиспектральной камеры ALOS-1 AVNIR-2, полученном 16.07.2007 г. (каналы 4-2-1).

Таблица 1. Количество развернутых интерферограмм

Год	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	Итого
Количество интерферограмм	15	15	30	79	83	42	29	51	344

ками прореживания, которые были произведены за рассматриваемый период времени. Подобная представительность лесного покрова позволяла получить относительные оценки для основных состояний хвойного леса. Его подробное описание приведено в работе (Дмитриев и др., 2022). Часть тестового полигона относилась к землям сельскохозяйственного назначения, однако в последние десятилетия 20 века данная местность не обрабатывалась. С начала 2000-х годов начался интенсивный рост соснового молодняка, состояние которого на лето 2007 г. показано на рис. 1. Красному цвету на рис. 1 соответствует спектральное отражение в 4 канале (NIR) мультиспектральной камеры AVNIR-2 спутника ALOS-1 (пространственное разрешение 10 м), зеленому цвету – спектральное отражение во 2 канале, а синему цвету – в 1 канале. Соответственно, подрост хвойных пород (молодой лес) выделяется более ярким красным цветом на фоне темно-красного зрелого соснового леса.

Как было показано ранее в работе (Дмитриев и др., 2022), залесение тестового полигона происходило неравномерно, что визуально можно наблюдать и на рис. 1. Первой начала интенсивно зарастать восточная часть полигона – контур розового цвета. Возраст этого молодого леса составлял 18–20 лет. В качестве контрольного участка для сравнения использовался фрагмент зрелого плотного леса (контур зелёного цвета на рис. 1), который оставался неизменным на всем протяжении периода наблюдений. Между этими участками расположен фрагмент леса с рубками прореживания, которые были выполнены в 2017–2018 гг. Временной ряд используемых радиолокационных данных охватывал этот период рубок. Для наглядности, далее по тексту количественные результаты представлялись на основе анализа профиля (см. рис. 1), проходящего от точки А до точки D. Соответственно зрелый плотный лес располагался на профиле от точки А до точки В, а лесной подрост на профиле от точки С до точки D. Между ними от точки В до точки С располагался лес с рубками прореживания.

Для обработки больших объемов радиолокационных данных, полученных со спутников Sentinel-1A/B, был использован функционал онлайн платформы Alaska Satellite Facility’s Hybrid Pluggable Processing Pipeline (HyP3) (Hogenson et al., 2020). Эта онлайн платформа предоставляет доступ к радиолокационным данным спутников

Sentinel-1A/B, позволяет выбирать данные для радиолокационной интерферометрии и выполнять интерферометрическую обработку, начиная от совмещения до получения изображения развернутой фазы с минимальным пространственным разрешением 40 м.

Для расчетов были использованы все доступные данные (независимо от сезона) с 2014 по 2021 г.: 344 интерферограммы радиолокатора Sentinel-1B с временной базой 12, 24 и 36 дней на нисходящей относительной орбите 135 и согласованной вертикальной поляризации. Распределение интерферограмм по годам приведено в табл. 1.

ОПИСАНИЕ МЕТОДА РАСЧЕТА

Для расчета скорости смещений высоты фазовых центров рассеяния, фактически характеризующих динамику высоты лесного полога, вдоль линии обзора радиолокатора использовался метод Stacking-InSAR. Суть этого метода сводится к взвешенному суммированию всех N развернутых интерферометрических фаз φ_j с весами, пропорциональными их временной базе $\Delta T_j (j = 1, N)$. Средняя скорость изменения фазы, описывающей смещения, записалась в виде (Zhang et al., 2021)

$$\bar{\varphi} = \sum_{j=1}^N \varphi_j \Delta T_j / \sum_{j=1}^N \Delta T_j^2.$$

Тогда средняя скорость деформаций вдоль линии обзора радиолокатора (англ. Line of Sight - LOS) выражается формулой

$$v_{\text{деф}} = -\lambda \bar{\varphi} / 4\pi,$$

где λ – длина волны радиолокатора.

С учетом пространственного разрешения полученных интерферометрических данных и самого метода суммирования взвешенных интерферометрических фаз были сделаны следующие предположения/допущения:

- 1) считалось, что сплошной лесной подрост при усреднении образует поверхность, которая имеет одинаковые фазовые центры рассеяния;
- 2) предполагалось, что долговременные смещения этой поверхности соответствовали линейной зависимости;
- 3) фазовый шум (включая влияние атмосферы) является случайным во времени.

Ранее авторами в работе (Bondur et al., 2024) тропосферная задержка была скорректирована при помощи данных GACOS (Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR) (Yu et al., 2020), где использовались результаты модельных расчётов, в том числе, полученные с использованием многочисленных GPS-данных в районе исследования. В Байкальском регионе сеть GPS представлена единичными приборами, поэтому результаты, полученные с коррекцией по данным GACOS, следует сопоставить с результатами без такой коррекции.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Первоначально по изображениям NDVI (с пороговым значением более 0.2), полученным по спутниковым изображениям Sentinel-2 для зимнего периода времени 2020 г., была сформирована маска вечнозелёного хвойного леса. Это позволило выделить на изображениях только объект исследования – сосновый лес, включая сосновый подрост различного возраста.

Далее по всему временному ряду данных интерферометрической фазы (см. табл. 1), с использованием метода Stacking-InSAR было получено поле скоростей изменения высоты фазовых центров рассеяния, которое фактически характеризовало динамику изменения высоты лесного полога за счёт линейного и радиального прироста стволов и ветвей деревьев. Результаты, полученные с коррекцией тропосферной задержки по данным GACOS (Yu et al., 2020), показали, что скорость прироста на участке лесного подростка составляла в среднем 1.6 см/год, а для участка зрелого леса 0.9 см/год. В то время, как без атмосферной коррекции скорость прироста составляла соответственно -0.3 см/год и -1.2 см/год. Это не согласовывалось с результатами ранее выполненных наземных полевых наблюдений. Таким образом, результаты без коррекции тропосферной задержки в данном случае являлись ошибочными. По этой причине и с учетом рекомендаций работы (Волкова и др., 2024) при расчетах с использованием развернутой интерферометрической фазы были использованы атмосферные поправки.

Необходимо отметить также, что при получении этих результатов были использованы данные за весь год без учета влияния сезонных и межгодовых различий по толщине слоя снега поверх лесного полога, сезонных эффектов замерзания/оттаивания. Кроме того, не учитывались случаи, когда проникающая способность радиолокационных эхо-сигналов существенно различалась вследствие изменений диэлектрической проницаемости лесного покрова, например, если первая радиоло-

кационная съемка выполнялась после длительного засушливого периода, а вторая после дождя.

Для учёта перечисленных эффектов необходимо выбрать временные ряды данных только для бесснежного периода и при этом также исключать данные в сезонные периоды перехода от положительных температур к отрицательным и обратно. Для нивелирования временной декорреляции, вследствие изменения влажности или неучтенного влияния атмосферы в летний период времени использовались данные со средней когерентностью не менее 0.5 по всему тестовому полигону. В итоге, всем вышеперечисленным критериям с учетом ограничений по величине временной базовой линии (не более 36 дней) соответствовали 16 интерферограмм 2017 г., 17 интерферограмм 2018 г. и 15 за 2019 г.

На рис. 2 представлены результаты, полученные методом Stacking-InSAR по этим временным рядам, а на рис. 3 соответствующие профили вдоль линии ABCD. Для удобства профили разделены на отрезки (см. рис. 1) с соответствующими линейными трендами для зрелого леса (AB), леса с рубками прореживания (BC) и молодого леса (CD). Представленные результаты показали, что максимальный прирост всех участков соснового леса наблюдался в вегетационный период 2018 г. и составлял величину порядка 20 см/год. При этом для зрелого леса без рубок разброс данных, полученных в 2018 г., варьировался в пределах $15 \div 22$ см/год, а для леса с рубками отмечался разброс значений прироста от 10 до 22 см/год. Можно предположить, что смещение нижней границы значений прироста с 15 до 10 см/год было связано с рубками леса.

В 2017 г. и 2019 г. для первых двух отрезков, характеризующих фрагменты тестового полигона для зрелого леса без рубки (см. участок AB на рис. 3) и с рубкой прореживания (см. участок BC на рис. 3), наблюдались сравнимые величины – порядка 5 ± 3 см/год.

Из литературы известно, что величина линейного и радиального прироста деревьев связана с количеством осадков. Так, например, в работе (Васильев и др., 2020) вычисление корреляции между временными рядами прироста древесины и количеством осадков проводилось, начиная с мая месяца года, предшествующего приросту, и заканчивалось в сентябре текущего года. При наземных исследованиях у образцов деревьев измерялись ширина годичных колец и ширина поздней древесины. Максимальная корреляционная связь была выявлена с суммой осадков для периода времени с мая по июль ($r = 0.78$). В данном случае количество осадков для тестового полигона в анализируемый период времени, полученным по данным (ERA5-Land Daily Aggregated, 2024), распределилось сле-

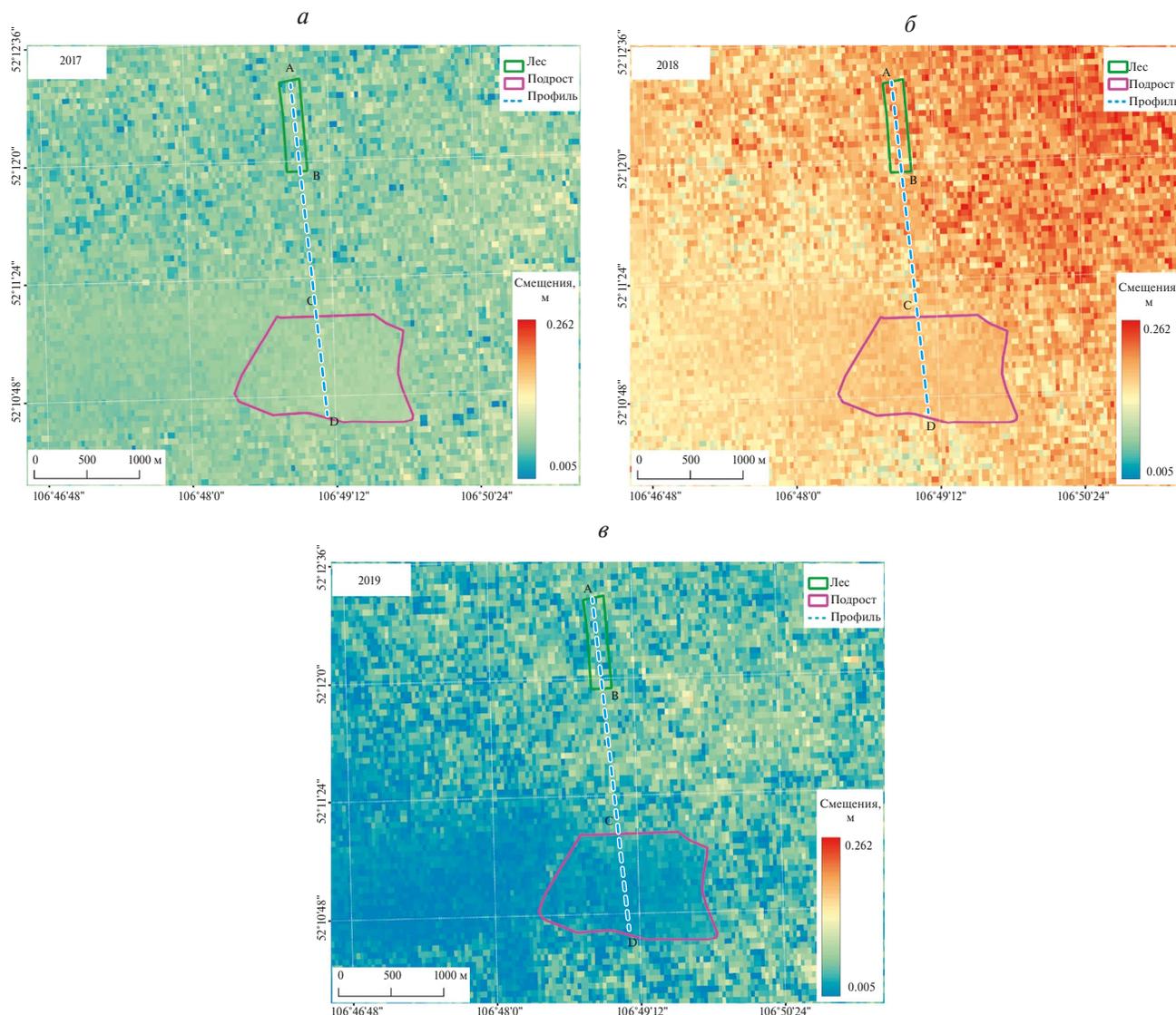


Рис. 2. Поле скоростей прироста сосны за вегетационный период: а – 2017 г., б – 2018 г., в – 2019 г.

дующим образом: в 2016 г. – 3.99 см; в 2017 г. – 4.58 см; в 2018 г. – 5.62 см; в 2019 г. – 4.67 см. Различие между количеством осадков в 2018 г. и в 2017 г. составляло 1.04 см, а в 2018 по сравнению с 2019 г. – 0.95 см. Таким образом, в обоих случаях (2018 г. по отношению к 2017 и 2019 гг.) это различие составляло величину порядка 20% по сравнению с количеством осадков в 2017 г. Это вероятно и послужило причиной большего прироста лесной растительности в 2018 г.

Отсутствие существенных различий скорости прироста сосны, выявленных в 2017 и в 2019 годах для участков АВ и ВС, иллюстрирующихся на графике, представленном рис. 3, может быть связано с двумя факторами:

1) общий объем надземной биомассы леса после рубки прореживания остался в пределах известного

порога насыщения 20 т/га для радиолокационных данных С-диапазона, выше которого оценка различий по биомассе затруднительна (Imhoff, 1995);

2) после прореживания увеличился прирост деревьев из-за увеличения пространства/площади.

Также не исключается совместное влияние этих двух причин. Это согласуется с данными, полученными в работе (Иванов и др., 2018).

Для участка CD (молодой лес) тренды скоростей прироста растительности в 2017 и в 2019 гг. заметно расходятся. В 2017 г. скорость поднятия лесного полога составляла 7 см/год по всему отрезку трассы на исследуемом полигоне. Далее интенсивный прирост растительности происходил в 2018 г., после которого в вегетационный период 2019 г. прирост существенно замедлился (2–3 см/год в северной

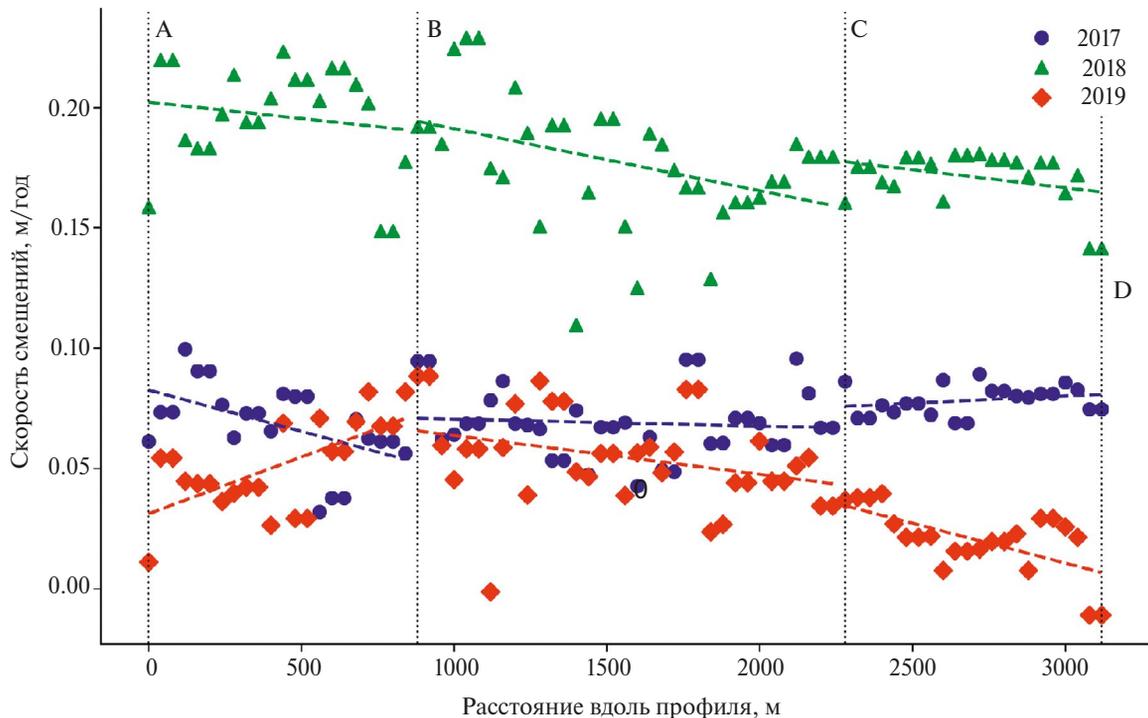


Рис. 3. Скорости прироста сосны вдоль профиля ABCD за вегетационный период в разные годы.

части участка CD) вплоть до нулевых величин скорости в южной половине участка CD. Полевые наблюдения показали, что в южной части этого участка молодого леса (возрастом 18–20 лет) плотность растительности была существенно выше (0.36 дерева/м² при среднем диаметре стволов 11.4 см). При этом было отмечено частичное перекрытие крон деревьев. Такой эффект для участка CD (см. рис. 3) с учетом результатов работы (Иванов и др., 2018) можно объяснить тем, что молодой сосновый лес (с высокой плотностью) после интенсивного прироста в 2018 г. достиг определенного предела вследствие избыточной густоты – отсутствие свободного пространства для радиального прироста и соответственно линейного.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, показана принципиальная возможность радиолокационного интерферометрического мониторинга средней скорости изменения высоты фазовых центров рассеяния лесным пологом по временным рядам изображений интерферометрической фазы, полученной в результате использования подхода, основанного на использовании облачных расчетов. Полученные результаты согласуются с полевыми наблюдениями и могут быть использованы для расчета динамики наземной биомассы на основе зависимостей, полученных в работе (Solberg et al., 2014).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 24-27-20044 (<https://rscf.ru/project/24-27-20044/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В. Аномальная геодинамика перед землетрясением 2023 г. в Турции по данным спутниковой радарной интерферометрии 2018–2023 гг. // Исследование Земли из космоса. 2023. № 3. С. 3–12. <https://doi.org/10.31857/S0205961423030090>.
- Васильев Д.Ю., Кучеров С.Е., Семенов В.А., Чибилёв А.А. Реконструкция атмосферных осадков по радиальному приросту сосны обыкновенной на Южном Урале // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 37–42. <https://doi.org/10.31857/S2686739720010119>.
- Волкова М.С., Михайлов В.О., Османов Р.С. Анализ эффективности применения глобальной погодной модели HRES (GACOS) для коррекции атмосферных помех в интерферометрических оценках полей смещений на примере вулканов Камчатки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 2. С. 9–22. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-2-9-22>.
- Дмитриев А.В., Чимитдоржиев Т.Н., Добрынин С.И., Худайбердиева О.А., Кирбижекова И.И. Оптико-микроволновая диагностика залесения сельскохозяйственных земель // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 4. С. 168–180. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-4-168-180>.
- Иванов В.В., Борисов А.Н., Петренко А.Е. Оптимизация густоты сосновых древостоев восточного Прибайкалья // Си-

бирский лесной журнал. 2018. № 5. С. 54–61. <https://doi.org/10.15372/SJFS20180505>.

Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Кирбижекова И.И., Шерхоева А.А., Балтухаев А.К., Дагуров П.Н. Дистанционные оптико-микроволновые измерения параметров леса: современное состояние исследований и экспериментальная оценка возможностей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 4. С. 9–26. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-4-9-24>.

Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V. The Induced Seismicity Effect in Morocco Caused by a Reduced Aquifers Volume according to Stacking-InSAR Method and Gravimetric Data // Dokl. Earth Sc. 2024. V. 517. P. 1269–1275. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24601809>.

ERA5-Land Daily Aggregated, 2024, [Электронный ресурс], URL: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ECMWF_ERA5_LAND_DAILY_AGGR (дата обращения 20 июня 2024).

Hogenson K., Kristenson H., Kennedy J., Johnston A., Rine J., Logan T., Zhu J., Williams F., Herrmann J., Smale J., Meyer F. Hybrid Pluggable Processing Pipeline (HyP3): A cloud-native infrastructure for generic processing of SAR data. Zenodo, Oct. 20, 2020. <https://doi.org/10.5281/zenodo.6917373>.

Imhoff M.L. Radar backscatter and biomass saturation: ramifications for global biomass inventory // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1995. V. 33. No. 2. P. 511–518. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1995.8746034>.

Solberg S., Næsset E., Gobakken T., Bollandsås O-M. Forest biomass change estimated from height change in interferometric SAR height models. // Carbon Balance Manage. 2014. V. 9. No. 5. <https://doi.org/10.1186/s13021-014-0005-2>.

Yu C., Li Z., Penna N.T. Triggered afterslip on the southern Hikurangi subduction interface following the 2016 Kaikōura earthquake from InSAR time series with atmospheric corrections // Remote Sensing of Environment. 2020. V. 251. P. 112097. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112097>.

Zakharov A.I., Zakharova L.N., Chimitdorzhiev T.N. X-band SAR interferometry for forest dynamics detection. // International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS): 36, Advancing the Understanding of our Living Planet. Beijing, 2016. P. 5975–5977. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2016.7730561>.

Zhang L., Dai K., Deng, J. Ge D., Liang R., Li W., Xu Q. Identifying Potential Landslides by Stacking-InSAR in Southwestern China and Its Performance Comparison with SBAS-InSAR // Remote Sensing. 2021. V. 13. P. 3662. <https://doi.org/10.3390/rs13183662>.

Application of the Stacking-InSAR Method for Analyzing Changes in Forest Canopy Height

V. G. Bondur¹, T. N. Chimitdorzhiev², A. V. Dmitriev², Zh. D. Nomshiev²

¹AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

²Institute of Physical Materials Science SB RAS, Ulan-Ude, Russia

The brief communication demonstrates the potential for quantitative assessment of forest canopy height dynamics in mature and young pine forests on a plain using the method of weighted summing of time series of unwrapped interferometric phases. The latter were obtained using a modern approach based on cloud computations. By comparing the rates of canopy height growth for the years 2017, 2018, and 2019, it has been confirmed that the growth rate is influenced by the amount of precipitation in May-July of the respective year.

Keywords: radar interferometry, forest height, Stacking-InSAR, Sentinel-1

REFERENCES

Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V. Assessment of Anomalous Geodynamics before the 2023 Mw 7.8 Earthquake in Turkey by Stacking-InSAR Method // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2023. V. 59. No. 9. P. 1001–1008. DOI: 10.1134/S0001433823090037.

Vasil'ev D. Yu., Kucherov S.E., Semenov V.A., Chibilev A.A. Rekonstruktsiya atmosferykh osadkov po radial'nomu priroistu sosny obyknovnoy na Yuzhnom Urale (Reconstruction of atmospheric precipitation by radial growth of Scots pine in the Southern Urals) // Doklady RAS. Earth Sciences. 2020. V. 490. № 1. P. 37–42. <https://doi.org/10.31857/S2686739720010119>.

Volkova M.S., Mikhailov V.O., Osmanov R.S. Analiz effektivnosti primeneniya global'noi pogodnoi modeli HRES (GACOS) dlya korrektsii atmosferykh pomekh v interferometricheskikh

otsenkakh polei smeshchenii na primere vulkanov Kamchatki (Analysing the efficiency of the HRES (GACOS) global weather model for correction of atmospheric noise in interferometric estimates of displacement fields on the example of volcanoes in Kamchatka) // Sovremennye Problemy DZZ Iz Kosmosa. 2024. V. 21. № 2. P. 9–22. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-2-9-22>.

Dmitriev A.V., Chimitdorzhiev T.N., Dobrynin S.I., Khudaiberdina O.A., Kirbizhekova I.I. Optiko-mikrovolnovaya diagnostika zaleseniya sel'skokhozyaistvennykh zemel' (Optical-microwave diagnostics of agricultural land afforestation) // Sovremennye Problemy DZZ Iz Kosmosa. 2022. V. 19. № 4. P. 168–180. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-4-168-180>.

Ivanov V.V., Borisov A.N., Petrenko A.E. Optimizatsiya gusoty osnovnykh drevostoev vostochnogo Pribaikal'ya (Optimization of pine stand density in the Eastern Cis-Baika-

- lia) // *Sibirskij Lesnoj Zurnal*. 2018. № 5. P. 54–61. <https://doi.org/10.15372/SJFS20180505>.
- Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Kirbizhekova I.I., Sherkhoeva A.A., Baltukhaev A.K., Dagurov P.N.* Distantionnye optiko-mikrovolnovye izmereniya parametrov lesa: sovremennoe sostoyanie issledovaniy i eksperimental'naya otsenka vozmozhnosti (Remote optical-microwave measurements of forest parameters: modern state of research and experimental assessment of potentials) // *Sovremennye Problemy DZZ Iz Kosmosa*. 2018. V. 15. № 4. P. 9–26. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-4-9-24>.
- Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V.* The Induced Seismicity Effect in Morocco Caused by a Reduced Aquifers Volume according to Stacking-InSAR Method and Gravimetric Data // *Dokl. Earth Sc.* 2024. V. 517. P. 1269–1275. <https://doi.org/10.1134/S1028334X24601809>.
- ERA5-Land Daily Aggregated, 2024, [Электронный ресурс], URL: https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/ECMWF_ERA5_LAND_DAILY_AGGR (дата обращения 20 июня 2024).
- Hogenson K., Kristenson H., Kennedy J., Johnston A., Rine J., Logan T., Zhu J., Williams F., Herrmann J., Smale J., Meyer F.* Hybrid Pluggable Processing Pipeline (HyP3): A cloud-native infrastructure for generic processing of SAR data. Zenodo, Oct. 20, 2020. <https://doi.org/10.5281/zenodo.6917373>.
- Imhoff M.L.* Radar backscatter and biomass saturation: ramifications for global biomass inventory // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1995. V. 33. No. 2. P. 511–518. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1995.8746034>.
- Solberg S., Næsset E., Gobakken T., Bollandsås O-M.* Forest biomass change estimated from height change in interferometric SAR height models. // *Carbon Balance Manage.* 2014. V. 9. No. 5. <https://doi.org/10.1186/s13021-014-0005-2>.
- Yu C., Li Z., Penna N.T.* Triggered afterslip on the southern Hikurangi subduction interface following the 2016 Kaikōura earthquake from InSAR time series with atmospheric corrections // *Remote Sensing of Environment*. 2020. V. 251. P. 112097. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112097>.
- Zakharov A.I., Zakharova L.N., Chimitdorzhiev T.N.* X-band SAR interferometry for forest dynamics detection. // *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS): 36, Advancing the Understanding of our Living Planet*. Beijing, 2016. P. 5975–5977. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2016.7730561>.
- Zhang L., Dai K., Deng, J. Ge D., Liang R., Li W., Xu Q.* Identifying Potential Landslides by Stacking-InSAR in Southwestern China and Its Performance Comparison with SBAS-InSAR // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. P. 3662. <https://doi.org/10.3390/rs13183662>.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИЗ КОСМОСА КАК ОСНОВА ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

© 2024 г. А. А. Гаврилов¹, *

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

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

Поступила в редакцию 09.02.2024 г.

Недооценка комплексного применения геоморфологической, морфотектонической информации и материалов космических съемок при проведении тематических геологических исследований, геолого-съемочных, прогнозно-поисковых работ существенно снижает их эффективность. Одна из возможных причин этого — несовершенство методологии геоморфологических исследований, ориентированных на изучение рельефа территорий как совокупности поверхностей геологических тел. Перспективы открывает переход к изучению форм рельефа и геологических структур, тел в их единстве, как трехмерных, объемных объектов. Принципиально новые возможности для изучения геологии дна морей и океанов связаны, в частности, с визуализацией цифровых 3D моделей рельефа, создаваемых на основе глобальной базы батиметрических данных GEBCO 2014, региональных карт эхолотных промеров, материалов альтиметрии и дистанционного зондирования Земли из космоса. Актуальность таких исследований во многом связана с тем, что геологические модели, базирующиеся на идеях тектоники плит, не могут объяснить многие особенности строения, развития рельефа Земли и отдельных регионов. На ряде примеров показано, что современную геоморфологию в комплексе с морфотектоникой, методами дистанционного зондирования из космоса и компьютеризации необходимо рассматривать как одну из необходимых дисциплин для проведения работ, нацеленных на решения различных геологических задач. Дальнейшее развитие наук о рельефе планеты (геоморфология + морфотектоника) определяет необходимость подготовки геоморфологов как на географических, так геологических факультетах вузов.

Ключевые слова: морфотектоника, морфоструктурный анализ, цифровые 3D модели рельефа, космическая геология, очаговая геодинамика, плюмовая тектоника

DOI: 10.31857/S0205961424040079, EDN: ELVSPH

ВВЕДЕНИЕ

Существующие в настоящее время достижения в исследованиях Земли из космоса (геодезия с программами SLR, DORIS, GPS, методики космической геологии, спутниковая альтиметрия и др.), разработки, связанные с созданием баз гипсометрических батиметрических данных и глобальных цифровых моделей рельефа (ЦМР) в рамках программ ETOPO1, ETOPO2, GEBCO 2014, Google Earth Pro, очевидные успехи в морфоструктурном и морфотектоническом изучении рудоносных территорий (Волчанская, 1981; Середин, 1987; Томсон и др., 1992; Гаврилов, 1993, 2017, 2022а; и др.), а также совершенствование геоинформационных технологий (ГИС) существенно повышают возможности и статус геоморфологии, выводя ее на качественно иной уровень. Несмотря на эти очевидные успехи и рост объемов и значения матери-

алов дистанционного изучения Земли из космоса в РФ имеет место парадоксальная ситуация: вместо активного развития отмечается падение интереса геологов к результатам геоморфологических и космогеологических исследований и, как следствие, сокращение выпуска вузами специалистов соответствующего профиля. Достаточно отметить тот факт, что в 1970–1980 гг. публиковались многие сотни статей и десятки книг по проблемам космической геологии, линеamentной тектоники, кольцевых структур. В настоящее время, к сожалению, по этой тематике выходят лишь единичные работы, посвященные частным вопросам. Одна из возможных причин, по мнению автора, — существующие противоречия между материалами морфоструктурных, морфотектонических исследований, данными космической геологии и доминирующими в настоящее время моделями, работами на основе

идей тектоники плит, в которых “неудобная” информация не востребована. Для Дальнего Востока (ДВ) это касается, например, линейно-узлового строения орогенных поясов, представленных цепями сводов; феномена кольцевых структур (КС), морфоструктур или морфоструктур центрального типа (МЦТ), соотносимых с проекциями инъективных дислокаций разных глубин заложения и длительности существования (плюмы, дипиры литосферной мантии, коровые магматические системы); унаследованно развивающихся региональных сетей глубинных разломов и других особенностей строения региона (Гаврилов, 2009). С другой стороны, такая ситуация связана с несовершенством существующих представлений, инструкций и методических указаний об использовании геоморфологической информации в ходе геолого-съёмочных и тематических работ в комплексе с материалами дистанционного зондирования из космоса. Известно, что многие руководства и легенды к картам базируются на традиционных представлениях о двумерности объектов исследований геоморфологов и изучении рельефа территорий как совокупности поверхности геологических тел. Задача предлагаемой статьи – показать необходимость пересмотра роли и возможностей комплексного использования современной геоморфологической, морфотектонической и космогеологической информации при решении геологических задач.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДОЛОГИИ И МЕТОДИК ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ И МОРФОТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно имеющимся дефинициям в учебниках и справочниках в качестве объектов геоморфологических исследований рассматриваются формы рельефа поверхности Земли или, в более точном определении, поверхности литосферы (ПЛ). На локальном и региональном уровнях в соответствии с методическими установками и руководствами, разработанными еще в 1970-е гг. (Бойцов и др., 1972) и уточненными в последующие годы (Спирidonov, 1985; Ласточкин, 1987; и др.), картографируются и изучаются плоскостные проекции, формы поверхности геологических тел, структур, представляющих собой продукты суммарного действия эндогенных и экзогенных факторов морфогенеза. Прямая задача геоморфологии – определение параметров, ранга, геометрии, строения, генезиса, динамики и особенностей развития форм рельефа на основе геологических данных. Обратная – использование данных о рельефе для изучения геологического субстрата, решения задач морфотектоники, геодинамики, историко-генетических исследований, минерагении и других разделов геологии. Очевидно, что разделять внешнюю

“форму” и “содержание” объекта исследований геоморфологов и геологов методически некорректно. Поэтому принципиально важно отметить, что объект изучения общий, это – геологические тело, структура с конформной внешней поверхностью (рельефом) или геоморфоструктура (термин Г.И. Худякова, 1977).

Для новообразованных и молодых эндогенных форм рельефа различия между объектами геоморфологического и морфотектонического картографирования минимальны, но для длительно экспонированных на ПЛ структур, претерпевших ряд тектонических и экзогенных преобразований, – более чем значимы. Типичные примеры подобных различий – гайоты, геоморфологические характеристики которых не позволяет напрямую соотносить их с вулканическими постройками. Горные хребты суши и дна морей и океанов, которые в соответствии с морфотектоническими данными образованы цепями очаговых структур, различных по размерам, времени формирования и развивающихся сопряженно с зонами магмоконтролирующих разломов. Различен рельеф орогенных сводов на конструктивном и деструктивном этапах развития и т.д. В зависимости от ряда факторов (параметры, возраст, изменчивость, полицикличность процессов тектогенеза, магматизма, инверсии тектонического режима, действие экзогенных факторов морфогенеза и др.), облик экспонированных на поверхности литосферы геологических структур и тел может сильно меняться во времени.

Сложные соотношения геоморфологических форм и геологического содержания обуславливают необходимость проведения комплексных исследований при неоднократном решении прямой и обратной задач геоморфологии: рельеф – геологическая среда, геологическая среда – рельеф и т. д., до установления между формами рельефа и геологической основой всей совокупности имеющихся детерминированных связей при паритетных отношениях между геоморфологией и морфотектоникой (Гаврилов, 2017, 2022а и др.). По мнению автора, такой подход существенно расширяет возможности науки о рельефе планетных тел.

Современные исследования показывают, что в рельефе Земли и планет земного типа прямо или опосредованно отражаются: 1 – параметры, морфология, строение, генотип, иерархия, возраст, глубины формирования геологических тел и дислокаций; 2 – механизмы образования структурной основы неровностей и ровных участков ПЛ; 3 – масштабы и структурно-вещественные особенности магматизма, метаморфизма, дегазации и дефлюидизации мантии, явления плюмовой тектоники, мантийного диапиризма, очаговой геодинамики в целом; 4 – эндогенные и экзогенные геодинами-

ческие процессы (тектонические движения, формы и механизмы тектогенеза, вулканизм, сейсмические явления, сели, оползни и др.); 5 – влияние гравитационного и космогенных факторов морфогенеза (метеоритная бомбардировка, приливные гравитационные взаимодействия Земли с Луной, Солнцем и др.); 6 – физико-механические и химические свойства пород, обуславливающие морфолитодинамический эффект; 7 – климатические, ландшафтные условия и факторы морфогенеза; 8 – общие закономерности рельефообразования, связанные с планетарной и региональными тенденциями планиции рельефа и отражающие баланс эндогенного и экзогенного энергомассопереноса; 9 – явления геоморфологической конвергенции, гомологии, цикличности тектогенеза, литогенеза и морфогенеза (Гаврилов, 2017).

Если при изучении процессов горообразования принять за основу доминирующие в настоящее время идеи неомобилизма и соответствующие тектонические построения, модели (Ханчук 2000; Геодинамика..., 2006; и др.), отдавая приоритет геологическим данным, то содержание геоморфологических исследований в рамках плоскостных моделей будет сведено к выявлению морфометрических, морфографических характеристик рельефа, выделяемых террейнов на ДВ, оценке их денудационного среза, решению ряда других вспомогательных задач. О независимой роли геоморфологических методов в расшифровке особенностей геологического строения территории, в оценке геодинамики и механизмов структуро- и рельефообразования говорить не приходится. В то же время проведение комплексных исследований с использованием на равноправной основе геологической информации и данных ЦМР (3D формате), включая результаты дешифрирования космических снимков и геофизические материалы, позволяет получить более объективную и адекватную картину строения верхних частей литосферы. На основе решения обратной задачи геоморфологии определяется тектоническая основа горных сооружений, выявляются коровые и глубинные элементы структурного плана, конформные рельефу, устанавливается их морфологические, генетические характеристики, иерархия и т.д. Синтез разнообразной информации позволяет уменьшить роль субъективного фактора, оценить общность и изменчивость процессов текто- и морфогенеза в пространстве и времени, создавая предпосылки для геоморфологической верификации существующих моделей горообразования.

К сожалению, представленные ранее теоретические аспекты трехмерного геоморфологического картографирования (Смирнов, 1982) не получили дальнейшего развития и практического применения. Намечаемый подход к синтезу геоморфо-

логической, аэрокосмической и геолого-геофизической информации на уровне блок-диаграмм и более сложных 3D моделей разломных, очаговых систем разного ранга, орогенных сооружений и других объектов показывает необходимость создания картографических материалов, отражающих глубинную природу явлений тектогенеза, динамические, историко-генетические и другие аспекты объемного рельефообразования. Это предполагает создание на основе ЦМР и геологических карт, соответствующих компьютерных 3D программ разных уровней детальности (Бугаков и др., 2017), совершенствование известного объема метода изучения тектонических движений, анализа объемов коррелятных, конформных отложений, комплексов и т.д. На начальном этапе продуктивно простое совмещение различных информационных слоев (Arcview GIS, Photoshop CS6 и др.). Например, вынос на гипсометрическую основу магматических образований и разломов, являющихся индикаторами эндогенной активности, с указанием размеров площадей, объемов эффузивных, интрузивных образований в очаговых морфоструктурах, или проведение оценки баланса масс горных пород при денудации и аккумуляции, транзите рыхлых отложений и др. В той или иной степени, это уже используется при создании моделей круговорота различных веществ в природе, при детальном изучении процессов вулканизма, седиментогенеза, тектонических реконструкциях, оценке денудационного среза и т.д.

Возникновению стереотипа об относительно невысокой значимости геоморфологических методов и информации о рельефе в расшифровке особенностей геологического строения и развития территорий, помимо начальных методологических установок, способствовал ряд представлений и факторов. Среди них можно отметить: положения об относительной кратковременности, быстрой изменчивости форм поверхности геологических тел с выделением геоморфологических этапов развития Земли и регионов (Герасимов, 1970); превалирование взглядов о наложенной, неотектонической природе явлений тектоморфогенеза, слабо связанных с геологическим субстратом (Уфимцев, 1984; Ласточкин, 1987; и др.); исторически сложившееся отнесение геоморфологии к кругу географических дисциплин, отдающих предпочтение описаниям форм рельефа; подготовка соответствующих специалистов на географических факультетах вузов и др. Как следствие, большинство существующих в настоящее время тектонических моделей строения и развития различных территорий очень ограниченно привлекают данные о рельефе. Для ДВ России к таким моделям, например, относятся геосинклинально-складчатая (Салун, 1978), линеаментно-блоковая (Красный, 1993),

террейновая (Ханчук, 2000; Геодинамика ..., 2006; и др.) и некоторые другие. При всей насыщенности геологической информацией они оставляют без внимания и не могут объяснить многие принципиальные особенности и закономерности геоморфологического строения региона. Это касается, например, радиально-концентрической зональности региональных полей высот (рис. 1), размещения и внутреннего строения орогенных поясов, геолого-геоморфологических характеристик, пространственной организации горных хребтов, впадин, особенностей распределения высотных уровней и других важных черт рельефа территории.

Тектонические схемы территории юга ДВ, построенные на основе доминирующей в настоящее время концепции террейнов (Ханчук, 2000; Геодинамика..., 2006; и др.), иллюстрируют, в частности, почти полное отсутствие геоморфологической информации и детерминированных отношений между декларируемыми в этих построениях структурами и установленными в ходе многолетних геолого-геоморфологических (геоморфология + морфотектоника) исследований элементами морфоструктурного плана региона (Середин, 1987; Гаврилов, 1993, 2017; и др.). На опубликованных схемах, картах, в частности, выделяются Бурей-Цзямусы-Ханкайский супертеррейн, Сино-Корейский и Сибирский кратоны, Сергеевский и Южный Китаками-Абакума-Куросегава блоки. Показаны также пермо-триасовые аккреционные призмы, террейны юрского турбидитового бассейна и юрской аккреционной призмы, террейны раннемелового турбидитового бассейна, титон-готеривской аккреционной призмы, готерив-альбской островной дуги и аккреционной призмы, позднемеловой вулканической дуги, субдукционно-аккреционные комплексы Палеоохотской зоны субдукции и др. Считается, что все они возникли вследствие масштабных горизонтальных перемещений.

По существу, это пространственные системы известных в регионе структурно-формационных зон и областей, интерпретируемых как коллизионно-аккреционные коллажи террейнов, блоков и иных структурно-вещественных образований, роль которых в строении рельефа региона не определяется. Приведенный пример отражает общие черты таких тектонических моделей: узость предлагаемого подхода; оторванность от фактологической основы в виде крупных неровностей земной поверхности, коррелируемых с особенностями глубинного строения территорий и несущих информацию об орогенных, вулканоплутонических поясах; игнорирование данных о региональной сети длительно живущих магмоконтролирующих разрывных нарушений и системах магматических и горообразующих центров; не использование

материалов о рифтогенных межгорных впадинах, а также о других характерных особенностях регионального морфоструктурного плана. Тем самым

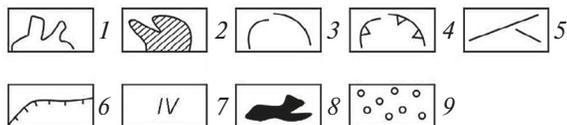
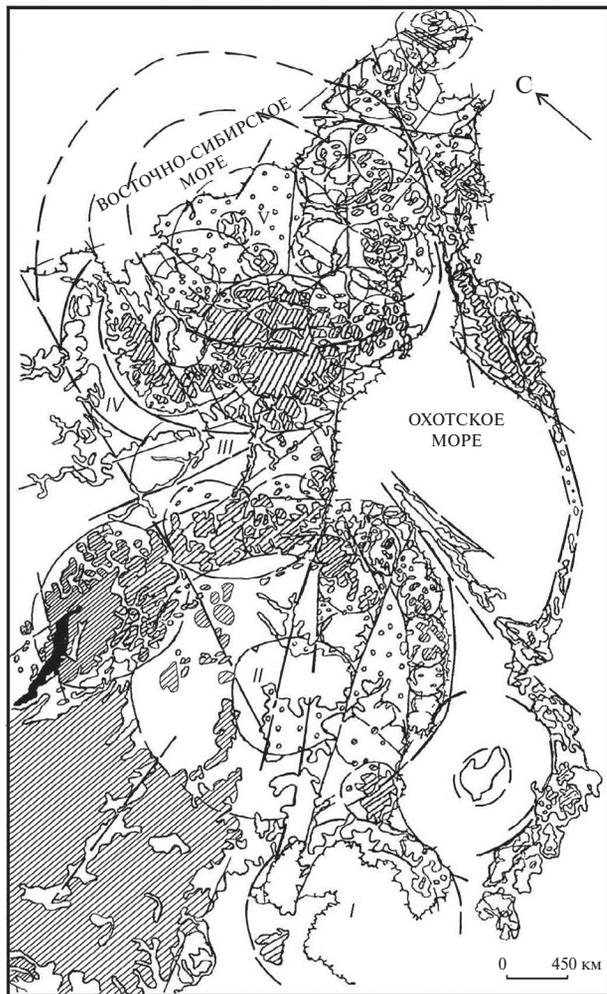


Рис. 1. Схема генерализованного рельефа и ряда мега-МЦТ восточной окраины Евразии. Составлена с учетом данных (Соловьев, 1978; Кулаков, 1986; Томсон и др., 1992).

1–2 – контуры площадей с высотами рельефа: 1 – от 200 до 1000 м, 2 – более 1000 м; 3–5 – каркасные системы разломов: 3 – кольцевые и дуговые, 4 – дуговые центральной опущенной части Восточно-Азиатского (Амурского) мегасвода, 5 – радиальные и сквозные трансрегиональные; 6 – береговая линия; 7 – римские цифры названия МЦТ: I – Корейская, II – Восточно-Азиатская (Амурская), III – Алданская, IV – Янская, V – Яно-Колымская; 8 – озеро Байкал; 9 – межгорные впадины с высотами рельефа менее 200 м.

не учитывается тот факт, что явления эндогенного морфогенеза сопряжены с конкретными механизмами формирования тектонических дислокаций, процессами горообразования, рифтогенеза, магматизма и другими структурно-вещественными преобразованиями литосферы территории, происходившими не только в кайнозой, мезозой, но и на более древних этапах геологического развития.

В противовес неомобилистским построениям, геоморфологическую верификацию получили модели регионального тектономорфогенеза, базирующиеся на концепциях тектономагматической активизации (Сухов, 2000), плюмовой тектоники и очаговой геодинамики (Соловьев, 1978; Середин, 1987; Томсон и др., 1992; Романовский, 1999; Гаврилов, 1993, 2017; и др.), которые отражают приоритет глубинных факторов структурообразования и магматизма. Привлекая данные о энергонесущих структурах литосферы различных глубин заложения, они позволяют объяснить существование центров дискретной, но длительной (сотни млн лет) эндогенной активности недр в виде огромных надплюмовых мегасводов, очаговых орогенных сводовых поднятий меньшего порядка, устойчивой сети трансрегиональных и региональных магмоконтолирующих разломов и других принципиальных особенностей геологии региона. Например, в основе линейно-узлового строения орогенных поясов ДВ лежат протяженные цепи магматических сводов, тектономагматических поднятий, формирующие с зонами глубинных разломов единые системы и включающие плутонические, вулканоплутонические купола, вулканоструктуры, палеовулканы и другие очаговые образования (Середин, 1987; Гаврилов, 1993, 2017; Романовский, 1999; и др.)

В качестве геологических признаков мантийных плюмов А.Ф. Грачев (2000) предлагает рассматривать: 1) сводовые поднятия радиусом до 1000 км, 2) структуры тройных сочленений разломов и рифтов, 3) базальтовый магматизм трещинного типа, 4) высокий тепловой поток, 5) увеличенные мощности земной коры, 6) специфические геохимические и изотопные характеристики магматических пород и др. Очевидно, что применение для выявления плюмов геоморфологических методов, данных дистанционного зондирования из космоса и всей совокупности признаков (включая геофизические), разработанных для выделения МЦТ, СЦТ регионального и планетарного ранга, существенно увеличивают информационную основу идентификации глубинных инъективных дислокаций.

Карта подошвы литосферы, построенная по геотемпературным данным, хорошо отражает, например, внешние контуры и основные особенности внутреннего строения Восточно-Азиатской мега-МЦТ (рис. 2; см. рис. 1), связанные с резко

увеличенными мощностями литосферы в ее центральной части. При этом, несмотря на отчетливо проявленную радиально-концентрическую пространственную организацию аномальных валлообразных поднятий литосферной мантии и зональное распределение мощности литосферы в целом, авторы монографии (Глубинное строение..., 2010), ориентируясь, вероятно, на данные GPS мониторинга и террейновые построения, видят в этой модели не отражение глубинной очаговой системы, а Амурскую плиту.

Сравнительный анализ площадей различных по возрасту ареалов гранитоидов (в процентном отношении к общей площади рассматриваемого мегасвода) свидетельствует о том, что масштабы календонского и герцинского гранитообразования многократно превосходили параметры архейского и протерозойского кислого интрузивного магматизма. Известные в его пределах докембрийские массивы гранитоидов занимают ограниченные территории, однако свидетельствуют о чрезвычайно длительном, дискретном во времени и пространстве функционировании рассматриваемого глубинного центра эндогенной активности. Общая радиально-концентрическая зональность размещения палеозойских и мезозойских массивов гранитоидов мегасвода подчеркивается концентрацией более древних образований вокруг полосы впадин Сунляо, занимающих осевую часть мегасвода, в то время как мезозойский магматизм проявился преимущественно на периферии поднятия (рис. 3) (Гаврилов, 2017).

Данные петролого-геохимических исследований и сведения по абсолютному возрасту пород – индикаторов (кимберлиты, лампроиты, ультракалийевые базальты) плюмового вулканизма и изотопам Nd, Pb, Sr позволяют сопоставлять эту мега-МЦТ с проекцией мантийного плюма, активно развивающегося по меньшей мере с раннего палеозоя (Сахно, 2001).

Аналогичные закономерности радиально-концентрической пространственной организации гранитоидных массивов отмечаются и в пределах Яно-Колымского мегасвода.

Параметры поднятия, масштабы позднемезозойского магматизма и особенности внутреннего строения можно объяснить лишь деятельностью глубинной очаговой системы центрального типа, соотносимой с плюмом. Морфологическая и геологическая асимметрия южной и северных частей мегасвода – следствие широко проявленных в позднем кайнозое на Востоке Азии деструктивных процессов теткогенеза, обусловивших формирование рифтогенных межгорных, предгорных впадин и котловин окраинных морей. Опуска-

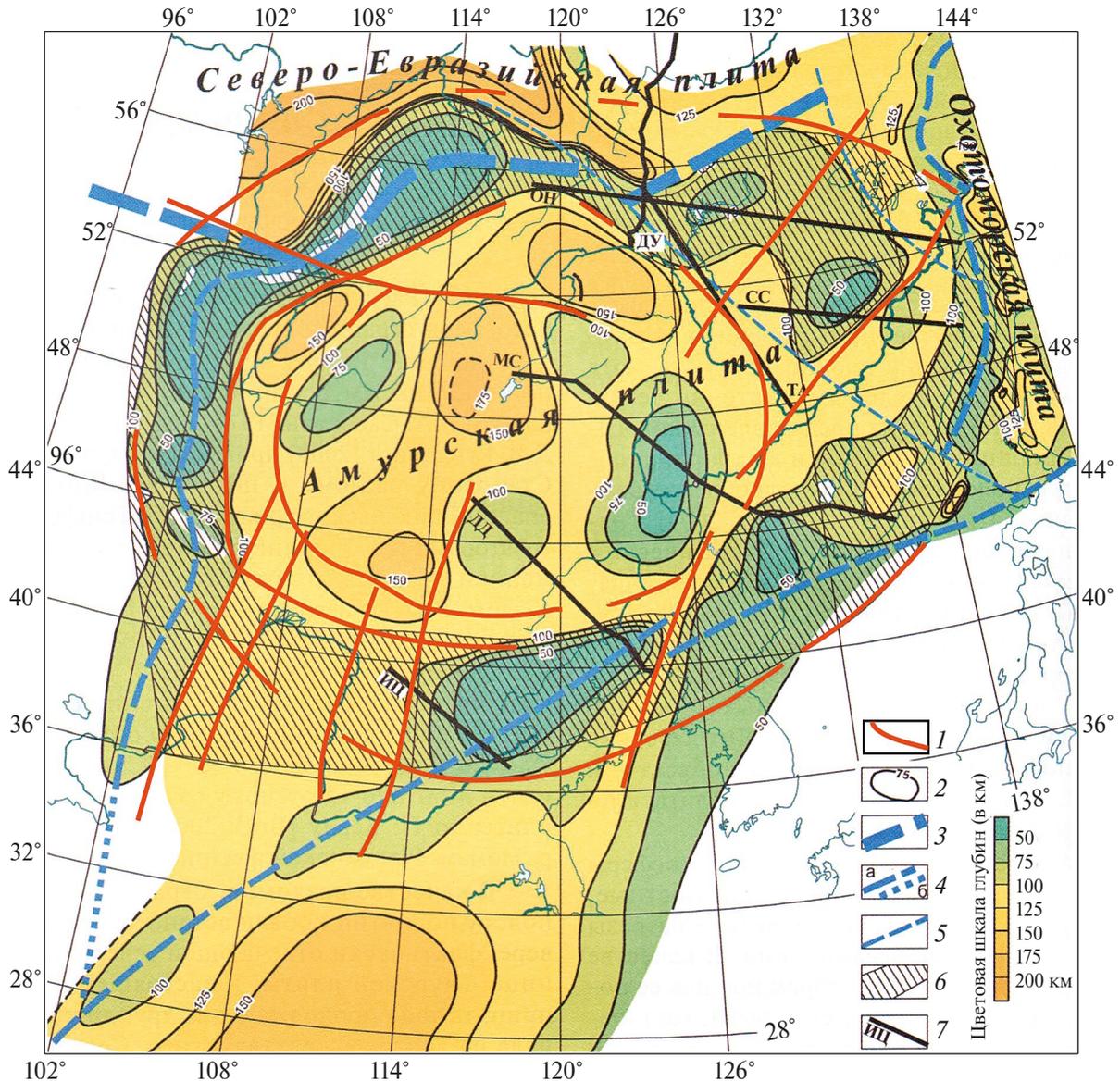


Рис. 2. Карта рельефа подошвы литосферы Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода по геотемпературным данным (Глубинное строение..., 2010). Приводится с добавлениями и в интерпретации автора.

- 1 – каркасные дуговые и радиальные разломы мегасвода, установленные по геолого-геоморфологическим данным и материалам дистанционного зондирования из космоса; 2 – изопакиты (глубины в км); 3 – граница Северо-Евразийской плиты;
- 4 – внешние контуры мегасвода: а – обоснованные, б – предполагаемые;
- 5 – разрывные нарушения;
- 6 – границы Амурской плиты (мегасвода по версии автора);
- 7 – линии сейсмических профилей.

ния фундамента некоторых впадин Яно-Колымской системы привело их затоплению водами Восточно-Сибирского моря.

На гравиметрических картах с основными орогенными системами юга ДВ связаны отрицательные аномалии силы тяжести (в редукции Буге), а с впадинами и депрессиями – положительные. Отмечаемые различия глубинного строения поло-

жительных и отрицательных морфоструктур региона, данные о наличии областей разуплотнения в литосфере под орогенными сводами свидетельствуют о наличии мантийных “корней” горных сооружений региона (Гаврилов, 2017, 2022a; Романовский, 1999; и др.). В качестве ключевых объектов геолого-геоморфологических исследований горных территорий и областей денудации в целом

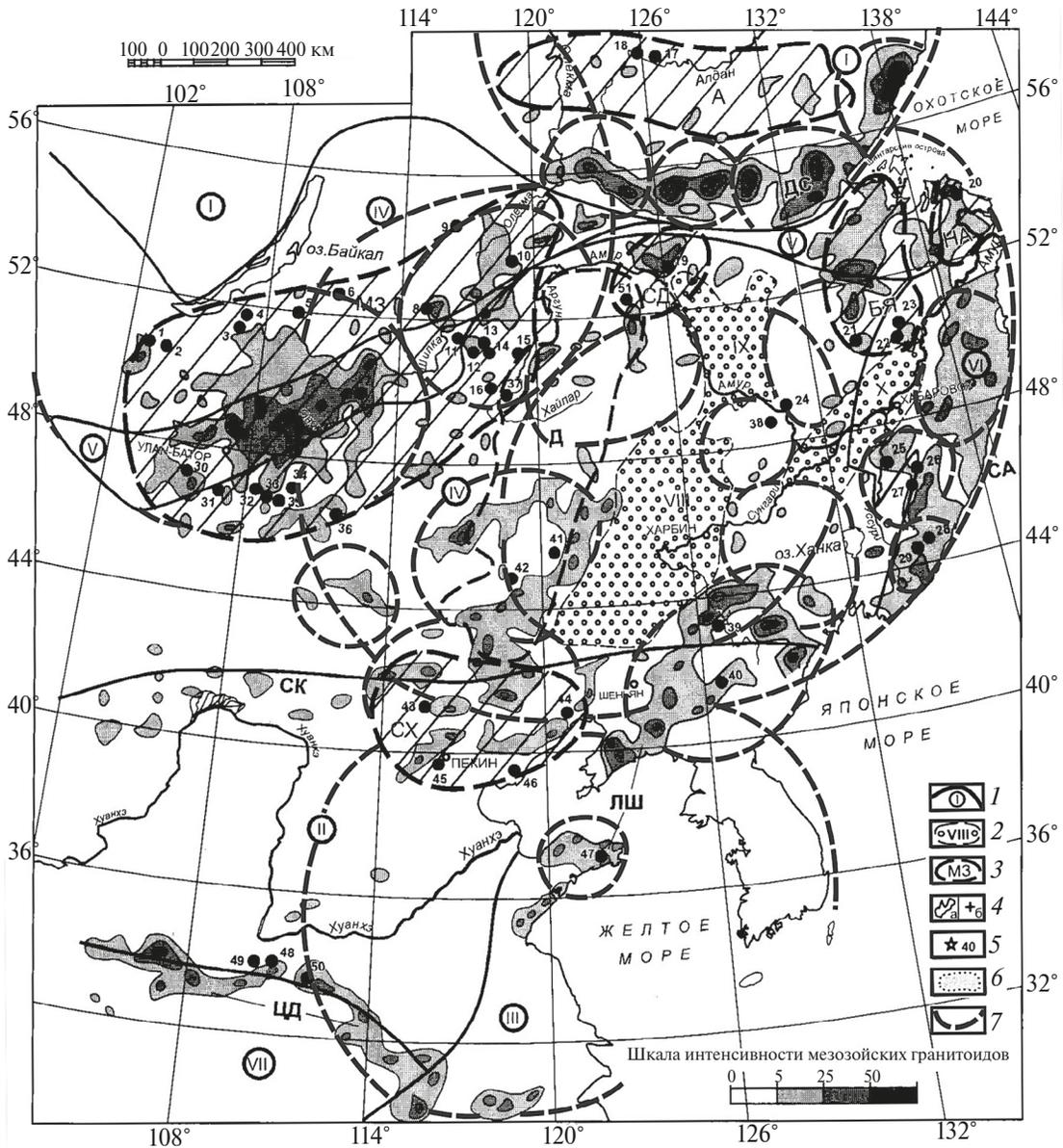


Рис. 3. Положение центров и аномалий экстенсивности мезозойского гранитоидного магматизма Восточно-Азиатского надплюмового мегасвода. Схема составлена на основе данных (Романовский и др., 2009), с дополнениями и в интерпретации автора.

1 – тектонические элементы (римские цифры в кружках) – платформы: I – Сибирская, II – Северо-Китайская, III – Янцзы; орогенные пояса: IV – Центрально-Азиатский, V – Монголо-Охотский, VI – Сихотэ-Алинский, VII – Циньлин-Дабэшаньский; 2 – осадочные бассейны: VIII – Сунляо, IX – Амуро-Зейский, X – Среднеамурский; 3 – ареалы и пояса гранитоидов: МЗ – Монголо-Забайкальский, А – Алданский, СД – Северо-Дахинганский, БЯ – Баджало-Ямалинский, НА – Нижнемурский, СХ – Северо-Хэбэйский, ЮП – Южно-Приморский, ДС – Джугджуро-Становой, Д – Дахинганский, СА – Сихотэ-Алинский, СК – Северо-Китайский, ЦД – Циньлин-Дабэшаньский, ЛШ – Ляодун-Шаньдунский; 4 – массивы гранитоидов: а – известково-щелочных, б – щелочных и субщелочных; 5 – крупные рудные месторождения и их порядковый номер; 6 – группы локальных интрузивов центрального типа; 7 – контуры очаговых систем различных глубин заложения.

рассматриваются водораздельные узлы-морфо-структуры (ВУМ), представляющие собой центры длительного и устойчивого роста положительных деформаций земной коры. Геоморфологическое и глубинное строение таких ВУМ, морфология,

генезис и параметры связанных с ними конформных дислокаций, а также состав и возраст пород несут главную информацию о механизмах, факторах формирования и развития поднятий, горных сооружений. Паспортизация ВУМ на основе этого

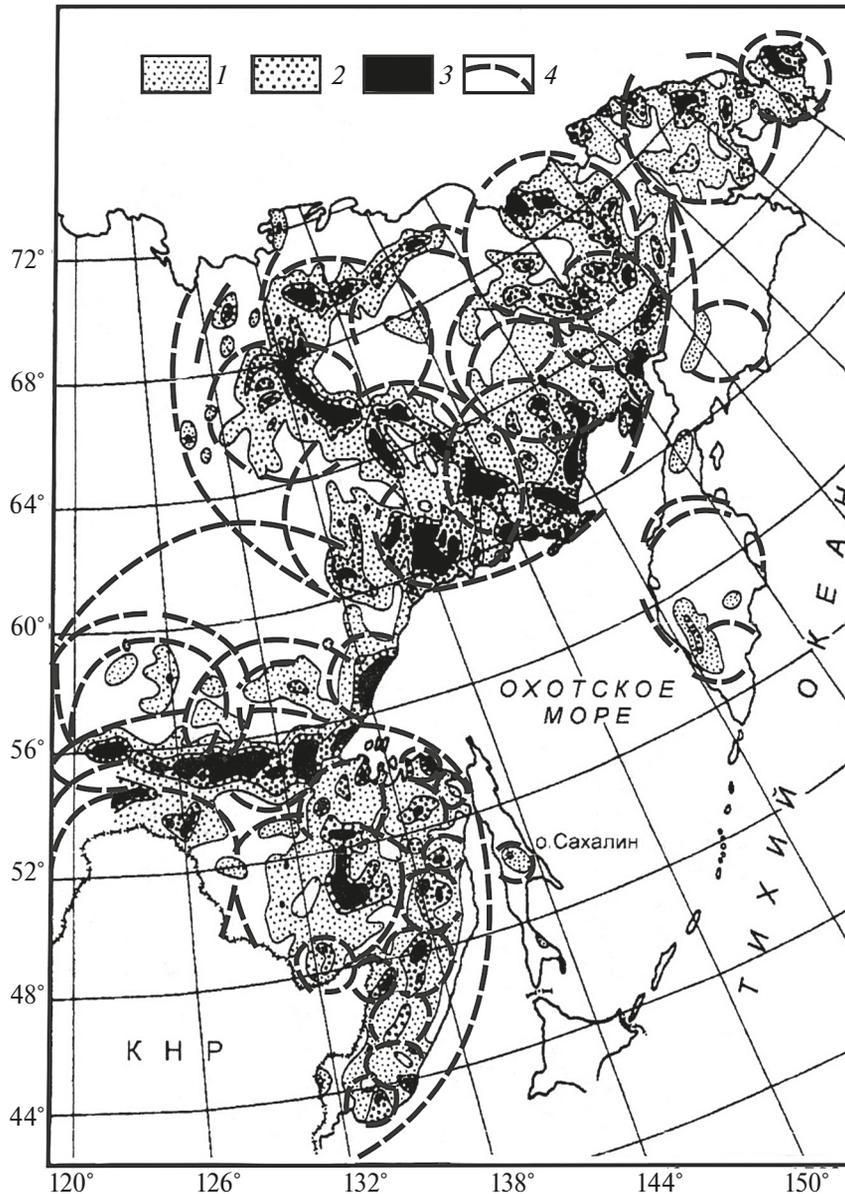


Рис. 4. Схема распространности гранитоидов мезозоя в пределах юга ДВ и Северо-Востока Азии (Романовский, 1999). Приведена с дополнениями и в интерпретации автора.

1–3 – распространность гранитоидов на уровне дневной поверхности: 0–10 % (1), 10–25 % (2), более 25 % (3); 4 – дуговые, кольцевые каркасные разломы.

комплекса данных и космогеологических материалов позволяет осуществлять верификацию тектонических гипотез, моделей горообразования, решать многие другие вопросы. Если на территории Юга ДВ до 70% ВУМ сложено магматическими образованиями и связано с инъективными дислокациями корового и глубинного заложения (Гаврилов, 2017), то о каких коллизионных, коллизионно-аккреционных механизмах регионального орогенеза, декларируемых в моделях террейнового анализа (Ханчук, 2000; Геодинамика ..., 2006; и др.), может идти речь?

В отличие от неомобилистских построений, в которых детерминированные связи тектогенеза, рельефообразования и рудогенеза в районах удаленных от границ плит, террейнов неопределимы, важное достоинство предлагаемого подхода – наличие конкретных объектов исследований, представленных рудоконтролирующими, рудокализующими очаговыми морфоструктурами и зонами разломов. Это обуславливает возможность изучения систем магматических центров и магмоподводящих каналов литосферы как общей энергетической основы явлений тектоморфогенеза

и формирования эндогенных геохимических аномалий разного ранга. В ходе морфоструктурного и морфотектонического картографирования, районирования рудоносных территорий анализируются особенности строения и развития различных типов рельефообразующих дислокаций, но главное внимание уделяется именно этим двум основным классам объектов, которые создают условия для миграции и проникновения к поверхности расплавов, газов, флюидов и растворов. Они же являются основными формами структурирования среды при процессах теплопереноса в недрах, определяя энергетические, структурные, гидрогеологические, гипсометрические и другие предпосылки для создания аномальных концентраций мантийных и коровых групп рудных элементов верхних частях литосферы. Комплексный подход к применению геолого-геоморфологических данных о строении и развитии рельефа для решения задач металлогении реализуется в рамках таких направлений исследований, как рудная геоморфология, морфоструктурный анализ, морфотектоника и неотектоника рудных районов и областей. Данные о взаимосвязи рельефообразующих потоков вещества, энергии недр и явлений рудогенеза в очаговых и разломных системах составляют основу анализа факторов формирования различных типов (сиалический, фемический, сиало-фемический) рудной минерализации (Гаврилов, 1993, 2022а).

МЕСТО СОВРЕМЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИИ И МОРФОТЕКТОНИКИ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Как показывают опыт и результаты работ в различных регионах, современные геоморфологические и морфотектонические методы исследований, включающие использование материалов космических съемок, — необходимые составляющие геологического картографирования не только суши, но и дна морей и океанов. Уже на начальных этапах, в камеральных условиях можно получать первичные сведения о характере рельефа, структурном плане, тектонической, магматической активности, сети разрывных нарушений территорий суши и дна акваторий, а также другую геологическую информацию. Морфометрические и морфографические методы анализа рельефа и космической геологии давно и широко апробированы при изучении горных и платформенных областей суши (Волчанская, 1981; Кац и др., 1986; Середин, 1987; Томсон и др., 1992; Гаврилов, 1993, 2017, 2022а; и др.) и для решения задач морской геологии (Гаврилов, 2015, 2018 и др.).

С учетом специфики морских геологических работ, геоморфологические и геофизические данные

о строении и развитии подводного рельефа — основа индикации структурных элементов земной коры, проявлений вулканизма, характера и масштаба осадкообразования, определения структурной позиции рудной минерализации и т.д. Особенно эффективна роль геоморфологических методов при выделении, идентификации и изучении зон разломов, очаговых систем, выраженных МЦТ, которые создают необходимые энергетические и геохимические условия для реализации процессов подводного рудогенеза (Кулаков и др., 1990; Gavrilov, 2018, 2022а, б и др.). Новые перспективы для изучения геологии дна морей и океанов связаны с визуализацией цифровых 3D моделей рельефа, создаваемых на основе глобальной базы батиметрических данных GEBCO 2014 (<http://Ocean3dprojects...>), материалов альтиметрии и дистанционного зондирования Земли из космоса в рамках программы Google Earth Pro. В частности, хорошие результаты дает применение методик морфоструктурного анализа и космогеологического дешифрирования при работе с визуализированными 3D моделями рельефа подводных возвышенностей разного типа, ранга и выступов акустического фундамента, которые отличаются относительно небольшим чехлом рыхлых отложений.

В ходе ранее проведенных мелкомасштабных исследований на дне Тихого океана было выделено более 150 кольцевых геоморфологических аномалий, соотносимых с МЦТ разных размеров и глубин заложения. Последующая их выборочная проверка на основе геолого-геофизических материалов позволила оценить эти закономерно организованные комплексы кольцевых форм рельефа как очаговые образования разного генотипа и ранга: от отдельных вулканических построек (их упорядоченных группировок центрального и линейного типов) до мегасводов поднятий, сопряженных с мантийными плюмами (Gavrilov, 2015, 2018).

Одна из интересных особенностей строения дна Тихого океана заключается в том, что в пределах северной, более глубоководной части мегавпадины сосредоточены многие подводные возвышенности, связанные с остаточными позднемезозойскими тектоническими поднятиями, выступами фундамента океанического дна. Особое место среди них занимает реликтовый Западно-Тихоокеанский надплюмовый мегасвод (R — 1800–2000 км), в котором, помимо подводных возвышенностей и вулканических хребтов, присутствуют наложенные впадины с глубинами 6500 и более метров. По версии автора (Gavrilov, 2015), геометрический центр мегасвода расположен в узле сочленения Северо-Западного (Императорского), Гавайского подводных хребтов, трассирующих зоны магмоконтролирующих разломов и таких мощных зон трансрегиональ-

ных разрывных нарушений, как Мендосино и Сервейор, имеющих северо-восточное простирание. Помимо этих хребтов, в строении мегаподнятия участвуют: подводная возвышенность Шатского, Срединно-Тихоокеанские (возвышенности Маркус-Неккер, Маркус-Уэйк и др.) горы, горы Карто-

графов, поднятие Хесс, подводный хребет Лилиуокалани. Для мегасвода характерно закономерное сочетание секторальных блоковых поднятий, глубоководных впадин и подводных возвышенностей, гор, представленных группировками палеовулканов, гайотов, (рис. 5). Радиально-концентриче-

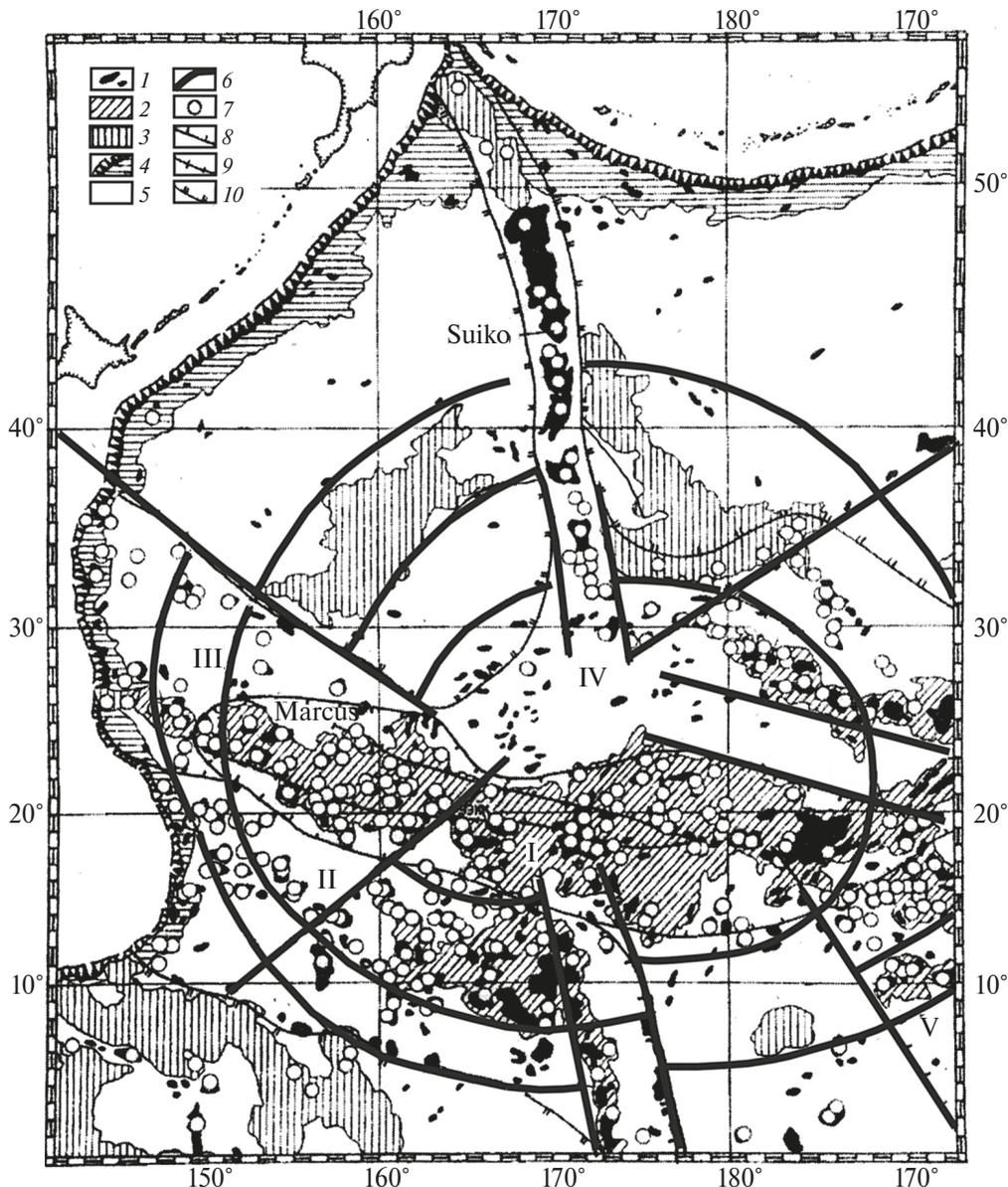


Рис. 5. Схема размещения подводных гор и рудоносных гайотов в северо-западной части Тихого океана (Школьник и др., 1996), отражающая существование надплюмового мегасвода. Составлена с дополнениями и в интерпретации автора (Gavrilov, 2015).

1 – подводные горы и хребты; 2 – валообразные поднятия в основании вулканических гор; 3 – подводные поднятия (Шатского, Гесса и другие); 4 – краевые валы и океанические склоны глубоководных желобов; 5 – океанические котловины; 6 – радиальные и дуговые каркасные линейменты надплюмового мегасвода северо-западной части Тихого океана; 7 – подводные горы и гайоты с батиметрическим положением вершин не более 2000 м; 8 – границы рудоносных провинций: I – Срединно-Тихоокеанской, II – Восточно-Марианской, III – Огасавара-Гейш, IV – Императорско-Гавайской, V – Лайн; 9 – контур распространения фосфатизированных базальтов внутри ареала карбонатных и брекчированных фосфоритов Срединно-Тихоокеанской провинции; 10 – области практического отсутствия рудоносных гайотов.

ское строение Западно-Тихоокеанской очаговой мега-МЦТ подчеркивает плановый рисунок аномалий магнитного поля, круговой контур крупной гравитационной аномалии в редукции Буге (рис. 6). В ядре свода сконцентрированы основные ареалы пород мелового возраста, экспонированных на дне Тихого океана (Гаврилов, 2022a; Gavrilov, 2015; и др.). Наличие в пределах южного сегмента мега-свода (подводные возвышенности Маркус-Уэйк, Маркус-Неккер и Магеллановы горы) вулканических комплексов, сформированных, с перерывами, в хронологическом диапазоне поздняя юра – поздний миоцен (Мельников, 2005; Геология..., 2020; и др.), вариации возраста вулканических построек Императорского и Гавайского подводных хребтов от 80 до 5 млн лет (Norton, 2000) и другие данные отражают длительный полициклический характер его развития. Параметры поднятия, аномально высокая концентрация палеовулканических построек разного возраста, масштабы, длительность проявления магматических процессов, увеличенные (до 18 км) мощности земной коры в пределах подводных гор указывают на его плюмовую природу.

К другим морфологическим типам очаговых МЦТ дна морей и Тихого океана, связанных с глубинными очаговыми системами, относятся глубоководные котловины и впадины центрального типа (Меланезийская, Западно-Каролинская, Самоа и др.). Один из примеров – Восточно-Марианская котловина, кольцевая форма которой подчеркивается цепью обрамляющих ее с востока подводных вулканических, вулканотектонических

поднятий и хребтов (рис. 7). В отличие от мегасводов, имеющих длительную и сложную историю геологического развития, связанную, как правило, с чередованием тектонических режимов и явлениями полициклического магматизма, глубоководные котловины возникают на этапах деструктивного тектогенеза в условиях повышенной проницаемости литосферы. На начальном этапе их развития иницирующую роль мог играть механизм синдвигового раздвига.

МЦТ подводных поднятий, горных областей представлены кольцевыми системами, группировками палеовулканов, образующих постройки радиусом первые сотни км. На представленной визуализированной ЦМР (рис. 8) хорошо выражены различные по размерам и внутреннему строению очаговые образования различных размеров и порядков, включая линейные группировки палеовулканических форм, трассирующих зоны магмоконтролирующих разрывных нарушений. Прямолинейные и дуговые цепи страто- и щитовых палеовулканов – основные элементы строения подводных хребтов, вулканотектонических поднятий и островных дуг. Серии примеров различных морфологических и генетических типов МЦТ дна Тихого океана можно найти в работах (Кулаков и др., 1990; Гаврилов, 2017, 2022a; Gavrilov, 2015, 2018; и др.).

Есть все основания констатировать, что широкое применение комплексных геоморфологических и космогеологических данных для индикации и идентификации структурных элементов литос-

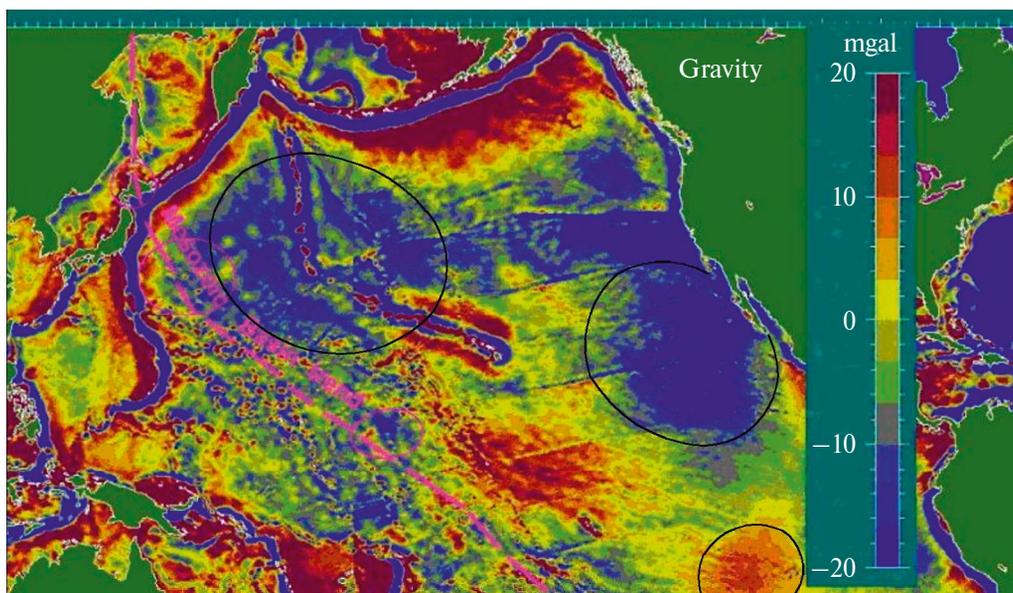


Рис. 6. Карта гравитационных аномалий Тихого океана (Pacific gravity map, 2006.; [https:// Ocean gravity map.gif](https://Oceangravitymap.gif).)

Черными линиями намечены предполагаемые проекции Северо-Западного, Калифорнийского и центральной части Восточно-Тихоокеанского надплюмовых мегасводов.

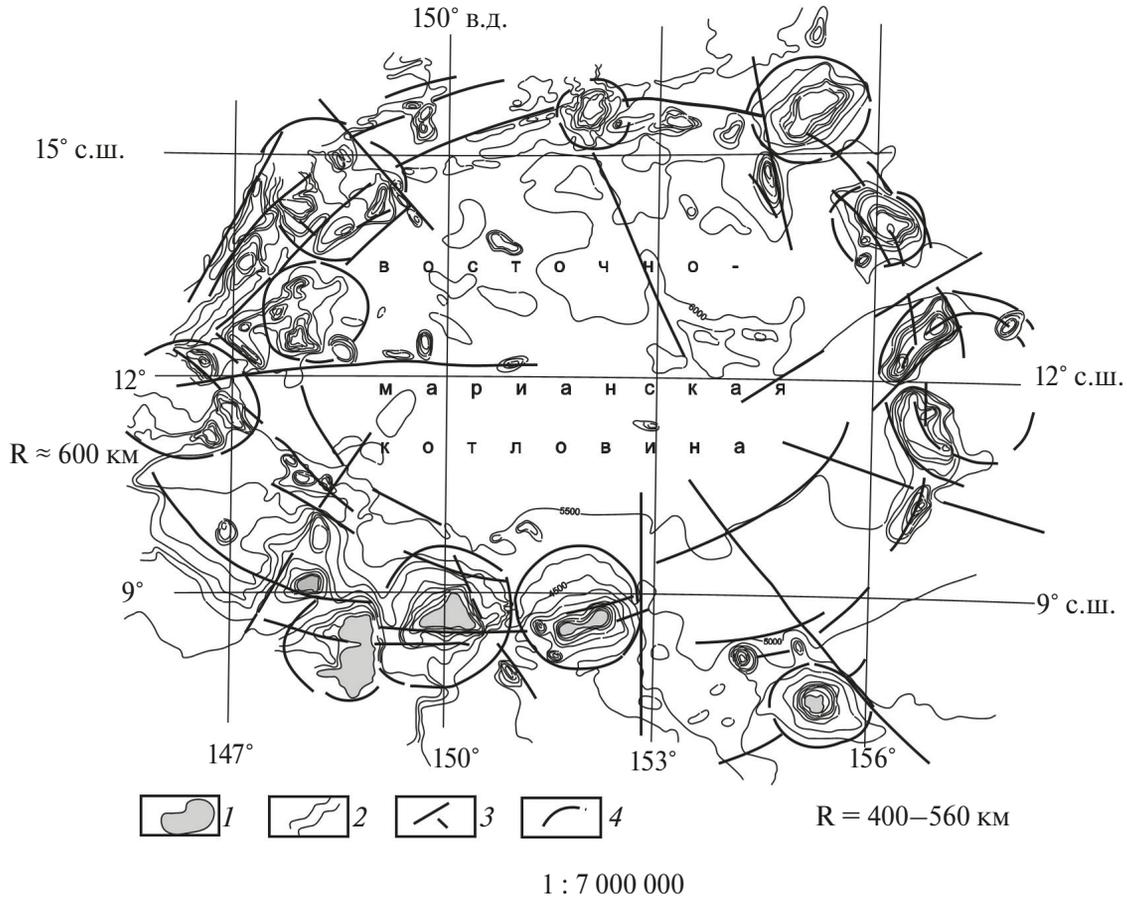


Рис. 7. Морфоструктурная схема Восточно-Марианской глубоководной котловины и обрамляющих ее подводных горных сооружений. 1 – островная суша; 2 – изобаты; 3–4 – разломы, установленные по геоморфологическим и космогеологическим данным: 3 – диаметральные; 4 – дуговые и кольцевые.

феры Земли во многом способствовало широкому распространению идей плюмовой тектоники, развитию учения о кольцевых структурах, формированию концепции очагового тектоморфогенеза. Именно благодаря таким исследованиям намечается, в частности, перспективное направление исследований, связанное с изучением МЦТ, очаговых структур и в целом явлений очаговой геодинамики в пределах дна морей и океанов.

Не менее велика значимость геоморфологических, морфотектонических и космогеологических методов при выделении и определении трансрегиональных, региональных и локальных систем линеаментов, отражающих сети разрывных нарушений исследуемых территорий (Волчанская, 1981; Кац и др., 1986; Кулаков, 1986; Гаврилов, 1993, 2017; и др.). На основе дешифрирования КС выявляются разломы, скрытые под чехлом рыхлых отложений платформенных равнин и межгорных впадин, дна акваторий и речных долин, устанавливаются пространственные, иерархические отношения различных групп блоковых дислокаций, региональных

сетей разломов, оценивается роль протяженных сквозных линеаментов как тектонических реперов, решаются многие другие задачи. Примерами трансрегиональных разломов-линеаментов могут служить глубинные дислокации, которые обеспечили заложение и развитие Катазиатского вулканоплутонического пояса, орогенных поясов Востока Азии, глубоководных желобов и других линейных структурных элементов зон перехода континент – Тихий океан. На востоке Тихоокеанской мегавпадины выделяется целая система субпараллельных мощных зон разломов планетарного ранга: Мендосино, Меррей, Молокаи и др.

В пределах территории ДВ хорошо известны Центрально-, Западно-Сихотэ-Алинские, Южно-Туруингрский и другие длительно живущие региональные разломы. Опыт проведенных работ в различных регионах и тектонических областях привел к возникновению таких направлений исследований, как линеаментная тектоника, металлогения сквозных рудоконцентрирующих структур, линеаментов (Волчанская, 1981; Кац и др., 1986; и др.).

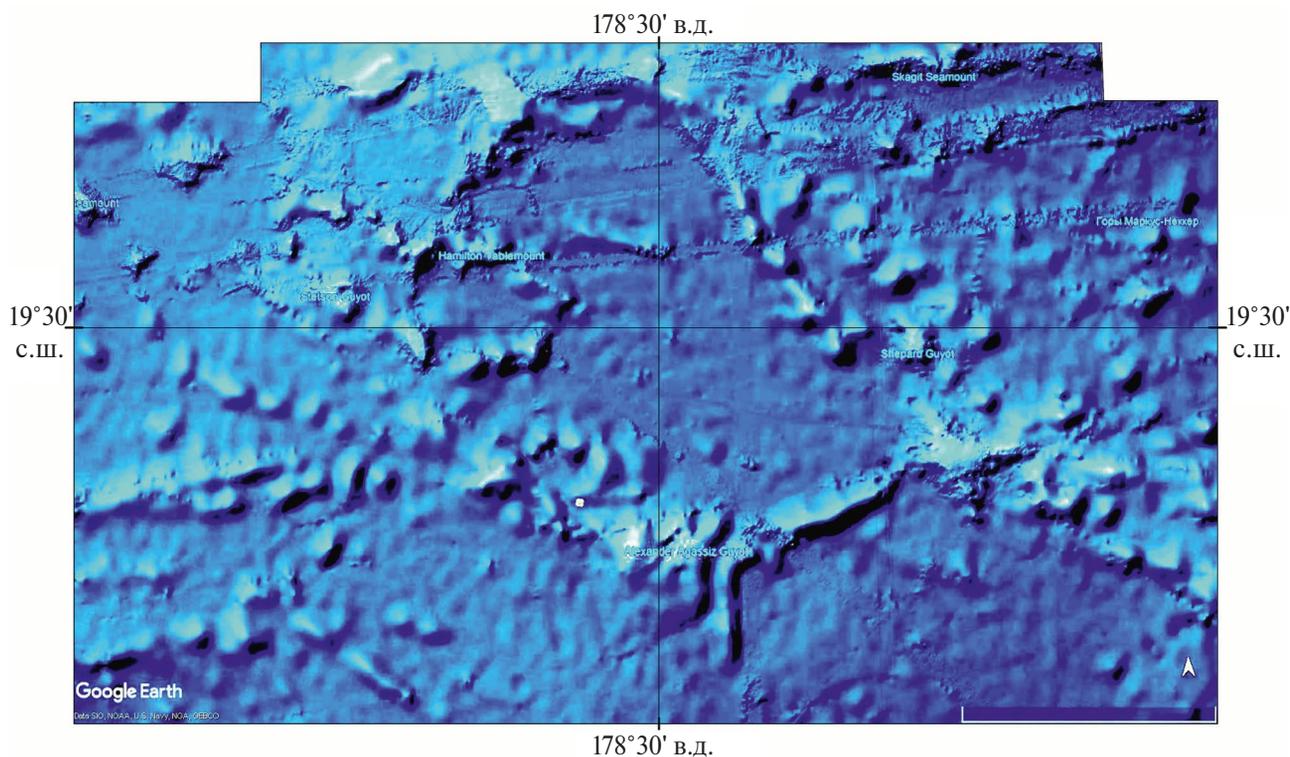


Рис. 8. Одна из МЦТ ($R = 200 - 250$ км) областей поднятий дна Тихого океана (горы Маркус-Неккер). Данные визуализации ЦМР 3D моделирования (GEBCO 2014, Google Earth Pro).

Давно известно, что геоморфологические материалы широко используются при проведении валунных, шлиховых, литохимических поисков рудных объектов. Морфометрические, морфографические, морфоструктурные, морфотектонические, историко-генетические методы анализа рельефа находят применение при прогнозировании и поиске россыпных, элювиальных, осадочных и вулканогенно-осадочных и других генотипов месторождений. Появление материалов дистанционного зондирования из космоса способствовало совершенствованию известных и разработке новых методик морфоструктурных и морфотектонических исследований рудных районов, поясов и областей. Были выдвинуты концепции морфоструктурно-металлогенического анализа, ринговой металлогении, рудоконцентрирующих структур (Волчанская, 1981; Брюханов и др., 1987; Томсон и др., 1992; Гаврилов, 1993; и др.). Разработаны схемы соотношения морфоструктурных и металлогенических таксонов районирования, обоснованы положения о паспортизации рудно-магматических очаговых систем с применением комплекса геоморфологических, геологических, геофизических и космогеологических данных, установлено явление металлогенической асимметрии очаговых рудоносных структур и т.д. Успешно применяется комплекс геоморфологических и космогеологических методов для поиска

и выделения структур, потенциально перспективных на алмазы (Серокуров и др., 2009), залежи углеводородов (Данилова, 2022; Смирнова, 1997; и др.).

Сложно переоценить роль совместного применения методов и материалов геоморфологии, морфотектоники и дистанционного зондирования из космоса при сравнительном изучении рельефа и геологии планет солнечной системы земного типа. Получение новых данных о строении Луны, Марса, Венеры, Меркурия открывает возможности выявления общих и частных закономерностей строения поверхностей, внешних оболочек планет и их спутников, явлений текто- и морфогенеза, вулканизма; позволяет проводить реконструкции древних этапов развития Земли, сопоставлять особенности формирования и развития кольцевых эндогенных структур и астроблем, зон разрывных нарушений и других типов дислокаций, а также решать многие задачи (Кац и др., 1986; Лукашов, 1996; и др.). Все это звенья единого процесса развития планетарных геолого-геоморфологических и космогеологических исследований.

Очевидно, что изучение рельефа – важнейшая составляющая изучения ландшафтных систем и палеогеографических обстановок. Они имеют большое значение при создании палеотектонических построений, при реконструкциях положений

областей денудации и аккумуляции, масштабов, физико-географических условий осадконакопления, горообразования, определения цикличности геологических процессов, при прогнозе и поиске осадочных, вулканогенно-осадочных и других месторождений. Геоморфологическая информация востребована при исследовании явлений эндогенной и экзогенной геодинамики, при решении многочисленных вопросов четвертичной, динамической, инженерной геологии, сейсмологии, при изучении береговых процессов, оценке денудационного среза рудных тел, зон и т.д.

К числу необходимых мероприятий в ходе геолого-съёмочных и поисковых работ относятся: морфометрический и морфографический анализ рельефа; изучение аэрофотоснимков и материалов космических съёмок; оценка геодинамики рельефообразующих процессов, включая признаки неотектонических, сейсмических, вулканических, экзогенных экстремальных явлений; индикация структурных элементов литосферы; определение историко-генетических особенностей эндогенного и экзогенного морфогенеза на разных этапах геологической эволюции и др. Спектр возможных картографических материалов, которые подготавливают на основе геоморфологического и морфотектонического изучения рельефа, включает, помимо общих (морфогенетических) геоморфологических карт, следующие разновидности: морфоструктурные, морфотектонические, неотектонические, инженерно-геоморфологические, палеогеоморфологические, палеогеографические, динамики рельефообразующих процессов, прогнозные, прогнозно-поисковые схемы для экзогенных и эндогенных месторождений полезных ископаемых, залежей углеводородного сырья и др. В качестве частных построений рассматриваются различные морфометрические, морфографические карты, карты линеаментов, МЦТ, остаточного рельефа, береговых процессов, а также продольные, поперечные профили, разрезы и иные построения.

Все это требует от научных сотрудников и работников геологической службы должной квалификации и специализации, которые могут быть получены лишь в ходе соответствующей профессиональной подготовки. В то же время в штате геологических партий, экспедиций и научно-производственных организаций практически исчезли должности геоморфологов. Вследствие этого сократился выпуск вузами страны соответствующих специалистов, резко упали тиражи научной литературы по данной тематике. Достаточно отметить, что тираж единственного в РФ специализированного журнала «Геоморфология» упал в 2022 г. до 22 экз., а новой версии — «Геоморфология и палеогеография» в 2023 г. до 13 экз. На территории ДВ не только давно прекращён выпуск

геоморфологов, но и крайне малочисленны научные подразделения, специалисты, занимающиеся геолого-геоморфологическими, космогеологическими исследованиями. В ряде учебных и научно-производственных организаций Санкт-Петербурга и Москвы, на уровне кафедр и отделов стали тематически объединять геоморфологию и четвертичную геологию, геоморфологию и палеогеографию, что совершенно не соответствует современному уровню развития науки о рельефе нашей планеты. Очевидно, что многие формы рельефа (как объёмные образования) имеют глубинную природу, развиваясь унаследованно десятки и сотни миллионов лет. Морфологический ландшафт многих территорий представляет сложное сочетание гетерогенных и гетерохронных элементов морфоструктурного плана разного порядка. Считать, что все они были сформированы в течение четвертичного периода за 2 млн лет, просто некорректно. Виноваты в сложившейся ситуации и сами геоморфологи, которые вследствие реформирования геологических организаций страны и резкого сокращения финансирования, объёмов геолого-съёмочных и поисковых работ стали заниматься, в основном, исследованиями по географической тематике. Например, в качестве предметной области Ассоциации геоморфологов России указана лишь география. Невольно возникает образ птицы с одним крылом. Как можно изучать рельеф в отрыве от геологического структурно-вещественного субстрата и эндогенных процессов морфогенеза? Очевидно, что подобная, искусственно навязанная односторонность ограничивает возможности отечественной геоморфологии и не способствует широкому применению результатов изучения рельефа в практику геологических исследований и работ.

НЕКОТОРЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Необходимость изменения отношения к синтезу геоморфологической, морфотектонической и космогеологической информации легко проиллюстрировать на ряде примеров региональных и локальных исследований. Подводная возвышенность Маркус-Уэйк, расположенная в южном сегменте Западно-Тихоокеанского мегасвода, была детально изучена сотрудниками ФГУПП ГНЦ «Южморгеология» в ходе работ по оценке залежей минерального сырья в виде кобальтоносных марганцевых корок и конкреций (Мельников, 2005). Несмотря на то, что рудная минерализация концентрировалась вокруг гайотов, в качестве главных рудоконтролирующих структур рассматривались зоны разрывных нарушений и блоковые дислокации. В результате комплексного анализа батиметрических данных и визуализированной ЦМР в пределах этой возвы-

шенности (интервал широт 18–24°) автором была выделена кольцевая очаговая морфоструктура ($R = 300$ км) (рис. 9). Основой для ее выделения послужило упорядоченное (с элементами трансляционной симметрии) размещение гайотов и связанных с ними вулканических центров во внешнем и внутреннем концентриках, что соответствует одному из универсальных типов инфраструктур очаговых систем (Гаврилов, 1993). Параметры, строение и данные о дискретном, но унаследованном проявлении в этом районе базитового магматизма на протяжении 150 млн лет (поздняя юра – поздний миоцен) позволяют связывать ее развитие с пульсационной, но унаследованной деятельностью мантийного диапира. Радиально-концентрический характер размещения и локализации участков скопления рудной минерализации в пределах поднятия однозначно свидетельствуют об определяющей рудоконтролирующей роли выделенной МЦТ.

Применение визуализированных ЦМР дало новую информацию о деталях строения некоторых подводных вулканических поднятий дна Японского моря. Впервые были получены данные о качественных и количественных характеристиках структурных элементов подводных возвышенностей Богорова, Тояма и прилегающих участках дна Центральной котловины.

Установлено, что исследуемые возвышенности представляют собой комплексы палеовулканических построек центрального типа, образующих с разрывными нарушениями и узлами их пересечений единые тектономагматические системы. Определены параметры, морфологические характеристики, особенности внутреннего строения (типы инфраструктур) палеовулканических структур, выявлены пространственные и иерархические (два ранга) системы разрывных нарушений и очаговых образований. Крупные концентрические группировки палеовулканов идентифицированы с проекциями мантийных диапиров. Эти материалы позволяют с новых позиций оценить адекватность существующих моделей формирования и развития окраинно-континентальной впадины Японского моря (Гаврилов, 2022б).

Необходимость нового подхода к изучению рельефа и применению космогеологической информации можно продемонстрировать и на примере такого относительно хорошо изученного региона, как Нижнее Приамурье. Информация, представленная на геоморфологической карте листов N (53) 54 (Геологическая карта..., 1981) в соответствии с установленной легендой (Бойцов и др., 1972), может быть интересна лишь для специалистов по ландшафтному исследованию и четвертичной геологии,

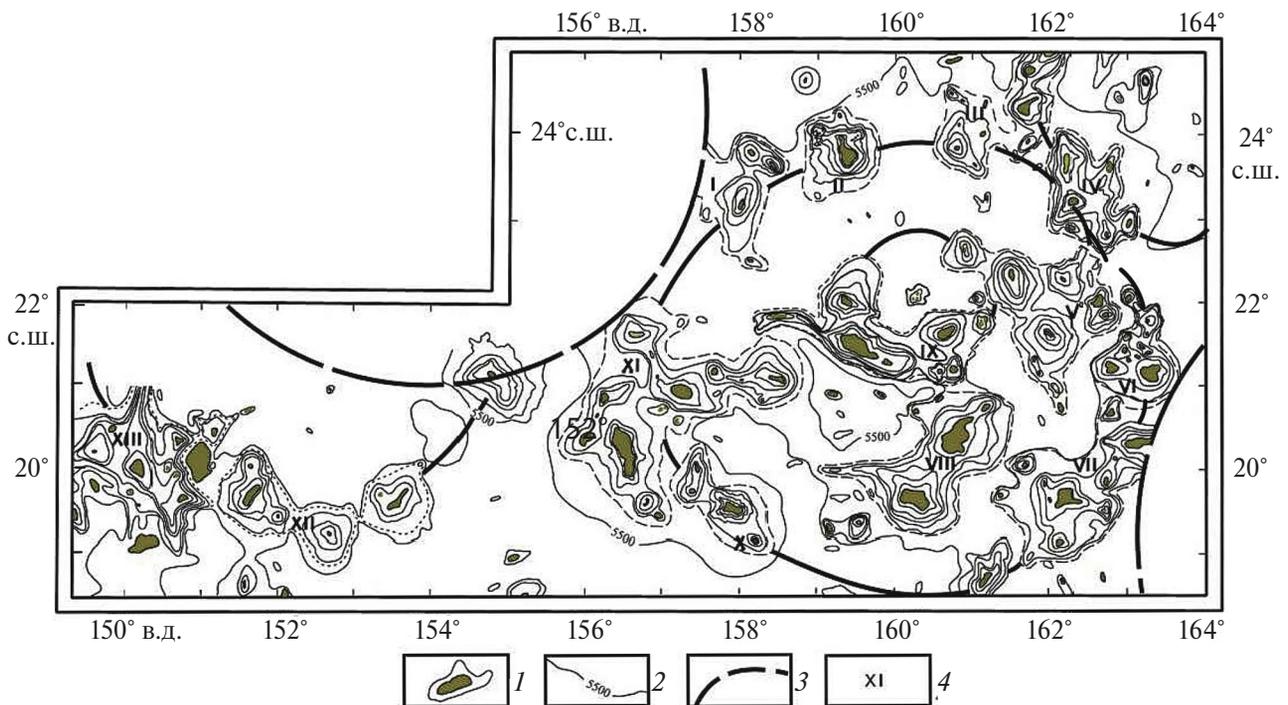


Рис. 9. Схема МЦТ ($R = 300$ км) в пределах подводной возвышенности Маркус-Уэйк. Построена на основе батиметрических данных (Мельников, 2005) и анализа визуализированной ЦМР (Google Earth Pro)

1 – гайоты; 2 – изобаты; 3 – каркасные дуговые и кольцевые разломы; 4 – римские цифры – названия палеовулканов и гайотов (здесь не приводятся).

так как рельеф рассматривается как поверхность, соотносимая с внешними ограничениями геологических тел. Вот один из фрагментов легенды: 1 – тектоногенный рельеф (склоны возвышенностей, обусловленные новейшими, плиоцен-раннечетвертичными пликативными дислокациями); 2 – вулканогенный рельеф (лавовые покровы миоценового возраста); 3–9 – выработанный рельеф: 3 – склоны неоген-четвертичного возраста, образовавшиеся при препарировке пластовых тел; ... 8 – поверхности выравнивания; 9 – экзарационные и денудационно-экзарационные склоны троговых долин и водораздельных гребней позднечетвертичного возраста; 10–17 аккумулятивный рельеф: 10 – аллювиальные равнины и террасы раннечетвертичного-современного возраста и т.д.

Столь же характерны оценки возраста рельефа. Поскольку объектами выступают поверхности геологических тел, их возраст редко выходит за рамки четвертичного периода. В этом кроется очередной парадокс. Строго говоря, с учетом высокой интенсивности экзогенных процессов возраст геоморфологических поверхностей всегда современный, в крайнем случае, голоценовый, реже плейстоценовый. Поэтому во многих случаях без особых доказательств им просто приписывают время образования аккумулятивных геологических тел (террас, вулканических покровов и др.). Мало информативны и схемы геоморфологического районирования, построенные в соответствии с методическими указаниями ВСЕГЕИ (Бойцов и др., 1972). На них показаны районы развития эрозионно-денудационного (высокогорье, среднегорье и т.д.), денудационно-вулканогенного, денудационно-аккумулятивного, аккумулятивного рельефа. Во всех случаях на них содержится минимум данных о структурной и структурно-вещественной основе элементов морфологического ландшафта. При таком подходе отсутствуют предпосылки для индикации гетерохронных элементов структурного и морфоструктурного плана, не определимы механизмы и факторы тектоморфогенеза, не возможен анализ явлений унаследованности, наложенности тектонических форм рельефа, установление их возраста и др. Все это препятствует полноценному использованию данных о рельефе территорий и материалов дистанционного зондирования из космоса для решения задач тектоники, историко-генетических реконструкций, оценки металлогенического потенциала территорий, анализа морфоструктурной позиции, закономерностей локализации эндогенной рудной минерализации. В лучшем случае такие карты можно использовать для поиска россыпей, месторождений сырья для производства строительных материалов в виде глин, песка, щебня и др. Даже рекомендуемое для геологических производственных организаций дешифрирование

КС не даст необходимых результатов, если нет сопутствующих морфоструктурных и морфотектонических построений.

В то же время, комплекс исследований, проведенных в Нижнем Приамурье на основе синтеза геоморфологической, морфотектонической и космогеологической информации, позволил оценить и систематизировать данные о кольцевых и линейных аномалиях рельефа, фототона, соотносимых соответственно с очаговыми структурами и с зонами разрывных нарушений территории (Гаврилов, 1993, 2017). С учетом явления конвергенции определялись дешифровочные, геоморфологические и ландшафтные признаки для индикации очаговых и блоковых структур, накапливались данные о их паспортизации в рамках решения прямой и обратной задач геоморфологии. Для выявления элементов геологического строения использовались рисунки долин водотоков, водоразделов, гипсометрических уступов, перегибов склонов, а также сведения об уклонах, гипсометрических градиентах рельефа, пространственных комбинациях морфометрических аномалий, анализировалось геологическое строение ВУМ, их геофизические характеристики и др. Информационные слои с геоморфологическими и космогеологическими аномалиями совмещались со слоями наземных геологических и геофизических материалов, полученных в результате геолого-съемочных работ.

Представленная морфоструктурная схема Нижнего Приамурья (рис. 10) содержит информацию о главных генотипах рельефообразующих структур (блоки, очаговые формы, разломы), о гипсометрических, морфометрических, морфографических характеристиках, составе, происхождении конформных структурно-вещественных комплексах определенного возраста, пространственной организации очаговых структур и др. С учетом имеющихся геологических и геофизических данных о ВУМ это позволило определить возможные механизмы горообразования, установить пространственно-иерархические соотношения элементов морфоструктурного плана и позиции известных рудопроявлений, месторождений относительно очаговых систем и зон разломов.

В результате средне- и крупномасштабных исследований установлено, что, в отличие от Пильдо-Лимурийского орогенного свода, специфика металлогении Усть-Амурского тектономагматического поднятия, занимающего северный сегмент Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, определяется проявлением здесь в среднем и позднем кайнозое рифтогенно-деструктивных процессов. Именно они привели к формированию грабенных (Акшинский, Николаевский и др.), межгорных впадин и возникновению центров ба-

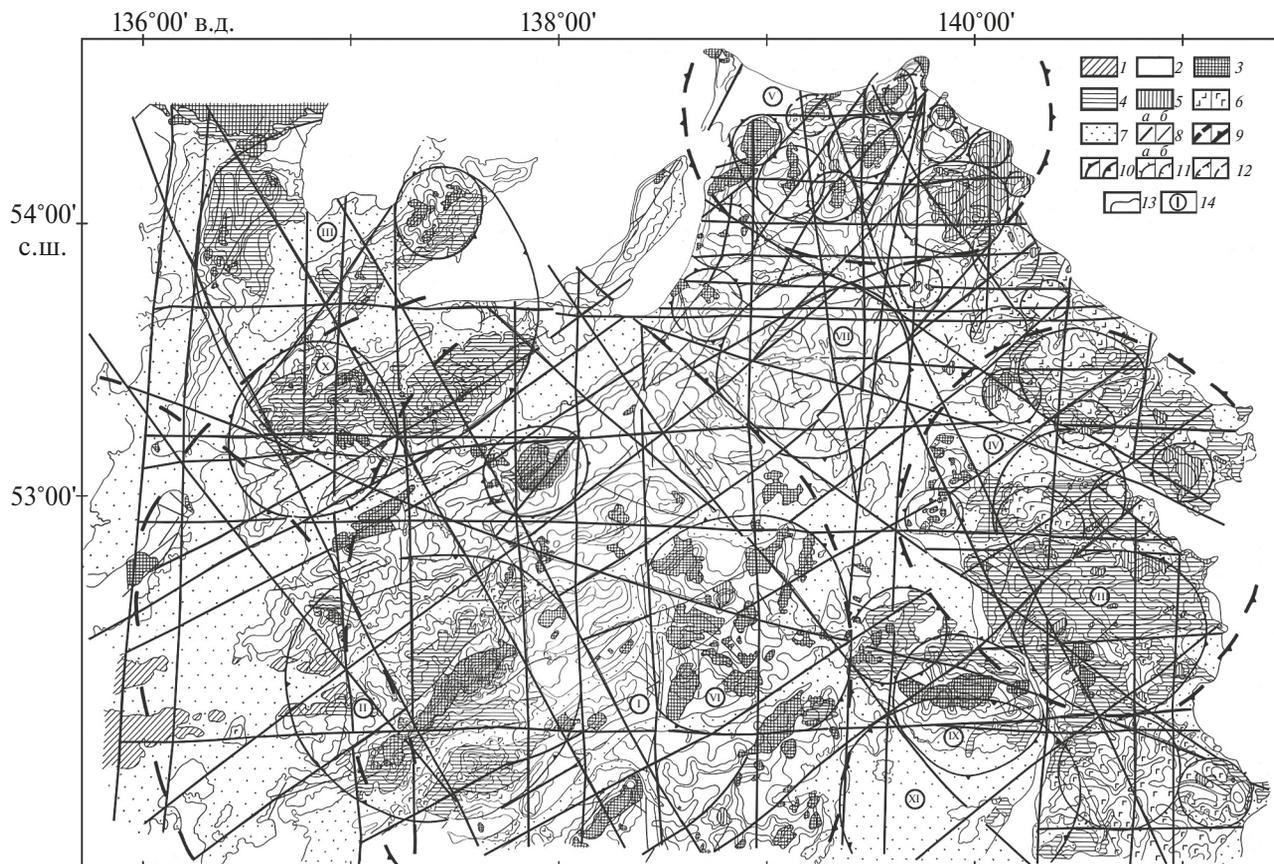


Рис. 10. Морфоструктурная схема территории Нижнего Приамурья (Гаврилов, 1993).

1–2 – осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы разного возраста: 1 – палеозойского, 2 – мезозойско-го; 3–4 – магматические образования позднего мела: 3 – гранитоиды, 4 – эффузивы среднего и кислого состава; 5 – гранитоиды раннего палеогена; 6 – базальтоиды разного возраста (а – эоцена, б – миоцена); 7 – позднекайнозойские рыхлые отложения впадин; 8 – разломы, установленные по данным: а – дешифрирования КС и, б – геологическим; 9–11 – внешние контуры МЦТ разного типа и ранга: 9 – региональных поднятий (а – сводовых, б – тектономагматических), 10 – субрегиональных (а – интрузивно-купольных, б – вулканотектонических депрессий), 11 – локальных вулканических форм (а – положительных, б – отрицательных); 12 – предполагаемые дуговые граничные разломы локальных форм (а – отрицательных, б – прочих); 13 – геологические границы; 14 – римские цифры в кружках – названия основных МЦТ: I – Пильдо-Лимурийская, II – Эвурская, III – Ульбанская, IV – Усть-Амурская, V – Мевачанская, VI – Чаятынская, VII – Джапинская, VIII – Мынская, IX – Пуэрская, X – Омальская, XI – Удыльско-Кизинская.

зальтоидного и контрастного вулканизма эоцен-миоценового возраста при развитии кальдер с дацит-риолитовыми комплексами. Интенсивность деструктивных процессов отразилась на мощности литосферы в пределах впадин, окружающих Усть-Амурское тектономагматическое поднятие, которое соотносится с одноименным рудным районом (Гаврилов, 1993).

Показательно, что малоглубинные золотосеребряные месторождения олигоценного возраста (Бухтянка и Белая Гора) связаны с центрами контрастного вулканизма. Согласно полученным автором данным, Белогорское месторождение приурочено к Коль-Тывленской вулканоструктуре центрального типа ($R = 9$ км), которая распо-

ложена на северной границе Больше-Искинской вулканотектонической депрессии ($R = 20\text{--}25$ км), в узле пересечения крупных зон широтных и меридиональных разломов. Основная рудная минерализация сосредоточена в штокверке Белогорского некка, расположенного в кальдере палеовулканической постройки и сложенного окварцованными, пропилитизированными дацитами и риодацитами.

Отдельные зоны, линзы рудоносных брекчий и более сложные по морфологии тела окварцованных и аргиллизированных пород с рассеянно-вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией связаны с эруптивными каналами и флюидно-эксплозивными структурами, группирующимися в кальдере палеовулкана. Коль-

Тывленская постройка эволюционировала несколько десятков миллионов лет от эоценового базальтового щитового вулкана, в кальдере которого проявился кислый вулканизм, до системы небольших моногенных аппаратов (по бортам кальдеры), сложенных базальтоидами миоценового возраста. По аналогии с морфоструктурной позицией месторождения Белая Гора, Бухтыанское рудное поле локализовано в кальдере Амуро-Акчинской вулканической постройки, характеризующейся аналогичными особенностями развития. За пределами Усть-Амурского поднятия расположены рудные объекты позднемелового и палеоценового возраста, которые сопряжены с вулканотектоническими структурами, вулканоплутоническими и плутоническими куполами, возникшими на конструктивном (орогенном) этапе развития территории (Гаврилов, 1993).

Концентрация рудных объектов в пределах очаговых морфоструктур характерна для многих других районов ДВ. Одним из примеров могут служить выделяемые по геолого-геоморфологическим и геофизическим признакам орогенные сводово-блоковые поднятия центральной части Сихотэ-Алинского рудного пояса, которые в зависимости от параметров сопоставляются с металлогеническими районами или областями. Именно магматические и тектономагматические МЦТ содержат в центральных частях основную массу рудопроявлений и месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации (Середин, 1987). Характерные для ядер сводов крупные массивы гранитоидов, выступы биотитизированных пород складчатого фундамента, приуроченность к ним региональных отрицательных гравитационных аномалий (в редукции Буге), петрохимические особенности магматизма (Сахно, 2001) и другие признаки позволяют определять эти морфоструктуры как длительно развивающиеся горообразующие центры, имеющие мантийную природу. Важнейшая роль МЦТ, соотносимых с очаговыми системами разных глубин заложения, в контроле и в размещении оруденения установлена в Казахстане, в Северной Америке, Австралии и целом ряде других районов мира (Волчанская, 1981; Брюханов и др., 1987; Середин, 1987; Томсон и др., 1992; и др.).

Парадоксально, но в региональных геологических исследованиях и в практической геологии все это находит лишь ограниченное применение. Имеет место явная недооценка информативности рельефа и эффективности комплекса геоморфологических, морфотектонических и космогеологических методов при решении многих геологических задач. Например, согласно существующим инструкциям ВСЕГЕИ в комплекте госгеолкарты-200 должна быть представлена лишь геоморфологическая схема М 1:500 000. Она составляется на основе морфогенетической легенды, которая была разработана еще

в 1970 гг. (Бойцов и др., 1972) в рамках плоскостной концепции геоморфологических исследований. Как уже отмечалось, такие картографические модели несут минимум информации о геологических телах, структурах территорий, не позволяя выявлять скрытые элементы геологического строения, оценивать морфоструктурную позицию рудных объектов и их денудационный срез, решать многие другие задачи на стыке геологии и геоморфологии. В рамках такого подхода столь же формально могут оцениваться и результаты дешифрирования КС, которые могут не заверяться геологическими работами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Недооценка комплексного применения геоморфологической, морфотектонической и космогеологической информации при геологических исследованиях и проведении геолого-съемочных, прогнозно-поисковых работ существенно удорожает их и снижает эффективность.

2. С одной стороны, такое положение, вероятно, обусловлено накоплением противоречий между данными морфоструктурных, морфотектонических исследований, космической геологии и доминирующими в настоящее время неомобистскими моделями тектогенеза, отражая идеологические коллизии между плюмовой тектоникой и тектоникой плит. С другой, связано с несовершенством существующих инструкций и методических указаний об использовании геоморфологической информации в ходе геолого-съемочных и тематических работ, которые были созданы еще 1970 гг. Руководства и легенды к картам базируются на представлениях о двухмерности объектов исследований геоморфологов, что, по мнению автора, не позволяет в полной мере использовать информационный потенциал рельефа.

3. Необходим и принципиально важен переход к изучению форм рельефа и конформных геологических структур, тел в их единстве, как трехмерных, объемных образований. Это дает возможность на новом уровне оценить связи морфоструктурного плана с глубинным строением территорий, установить особое рельефообразующее значение очаговых систем и зон разломов, играющих роль главных энергонесущих элементов литосферы, выявить взаимосвязи тектонических, магматических и метаморфических рельефообразующих явлений на различных уровнях организации геологических сред. В основе такого подхода лежит синтез геоморфологии и морфотектоники, паритет терминов “морфоструктура” и “геоморфоструктура”.

4. Целесообразность и эффективность такого комплексного подхода к решению различных гео-

логических задач определяются: а) высокой информативностью рельефа при индикации структурных элементов и геодинамических режимов литосферы; б) возможностью верификации тектонических моделей, в частности, горообразования; в) созданием предпосылок для обобщения разнородных данных о рельефе, геологической, геофизической информации и материалов дистанционного зондирования из космоса; г) результативностью применения обобщенных данных при историко-генетических реконструкциях, оценке палеогеографических особенностей геологического развития территорий; д) экономией времени и средств при определении структурных, гипсометрических, энергетических, палеогидрологических, палеоландшафтных и других факторов формирования и условий сохранности месторождений различных рудных формаций.

5. Современную геоморфологию в комплексе с морфотектоникой, методами дистанционного зондирования из космоса и компьютеризации необходимо рассматривать как одну из базовых дисциплин для геологического картографирования суши, дна морей, океанов, сравнительно планетологических исследований, проведения работ, нацеленных на прогноз, поиск месторождений различных полезных ископаемых, а также решение других задач.

6. Дальнейший прогресс наук о рельефе планеты (геоморфология + морфотектоника) связан с необходимостью подготовки геоморфологов как на географических, так и на геологических факультетах вузов с учебными курсами эндогенной, структурной, поисковой, инженерной, морской геоморфологии, палеогеографии, морфоструктурного анализа, морфотектоники, неотектоники, динамической, космической геологии, сравнительной планетологии и другими дисциплинами, позволяющими максимально широко применять информацию о рельефе на современном уровне для решения различных геологических проблем.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы, регистрационный номер: 124022100082-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бойцов М.Н., Ганешин Г.С., Плотникова М.И., Селиверстов Ю.П., Соловьев В.В., Чемяков Ю.Ф. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям / Под ред. Ю.Ф. Чемякова. Л.: Недра, 1972. 384 с.

Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З., Зверев А.Т., Кац Я.Г., Макарова Н.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д. Кольцевые структуры континентов Земли. М.: Недра, 1987. 184 с.

Бугаков П.Ю., Касьянова Е.Л., Черкас М.В. Создание геоморфологической 3D карты // Вестник СГУГиТ. Т. 22. № 4. С. 102–112.

Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 240 с.

Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенетического анализа. Ч. II. Владивосток: Дальнаука, 1993. 141–326 с.

Гаврилов А.А. Некоторые парадоксы неомобилистских палеогеодинамических моделей и реконструкций (юг Дальнего Востока) // Отечественная геология. 2009. № 4. С. 53–61.

Гаврилов А.А. Морфотектоника окраинно-континентальных орогенных областей (юг Дальнего Востока и прилегающие территории). Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 312 с.

Гаврилов А.А. Актуальные теоретические вопросы геоморфологических и морфотектонических исследований. Владивосток: Дальнаука, 2022а. 324 с.

Гаврилов А.А. Новые данные о строении подводных возвышенностей Богорова, Тояма и прилегающих участков дна Японского моря (по результатам геоморфологических и космогеологических исследований) // Исследование Земли из космоса. 2022б. № 3. С. 17–29.
DOI: 10.31857/S0205961422030058.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Геологическая карта СССР М 1: 1000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N – (53), 54. Отв. ред. С.А. Салун. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 112 с.

Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли // Геоморфология. 1970. № 1. С. 19–28.

Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.

Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. 2000. № 4. С. 3–37.

Данилова Е.А. Радиально-концентрические структуры фундамента древней платформы и условия возникновения очагов генерации углеводородов: реконструкция по сейсмическим данным // Геотектоника. 2022. № 3. С. 36–49.
<https://doi.org/10.31857/S0016853X22030043>

Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцев Э.Д. Основы линейментной тектоники. М.: Наука, 1986. 140 с.

Красный Л.И. Основы учения о блоковой (геоблоковой) делимости литосферы // Геологический журнал. 1993. № 3. С. 4–13.

Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 175 с.

Кулаков А.П., Ермошин В.В., Ищенко А.А., Никонова Р.И. Мегаморфоструктура в районе Магеллановых гор (запад Тихого океана) // Вестник ДВО АН СССР. 1990. № 4. С. 68–75.

Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л.: Недра, 1987. 256 с.

Лукашов А.А. Рельеф планетных тел. Введение в сравнительную геоморфологию. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1996. 110 с.

Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ Южморгеология, 2005. 230 с.

Плетнев С.П., Мельников М.Е., Съедин В.Т., Седышева Т.Е., Авдонин А.В., Анохин В.М., Захаров Ю.Д., Пунина Т.А., Смирнова О.Л. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.

- Романовский Н.П.* Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 1999. 166 с.
- Салун С.А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.
- Сахно В.Г.* Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 237 с.
- Середин В.В.* Сводово-глыбовые структуры Тихоокеанского орогенного пояса. М.: Недра, 1987. 181 с.
- Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В.* Дистанционная оценка алмазоносного Потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48–52.
- Смирнов Л.Е.* Трехмерное картографирование. Л.: ЛГУ, 1982. 104 с.
- Смирнова М.Н.* Нефтегазоносные кольцевые структуры и научно-методические аспекты их изучения // Геология нефти и газа. 1997. № 9. С. 1–6.
- Соловьев В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа территории СССР. М 1:10 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
- Спирidonov А.И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Недра, 1985. 183 с.
- Сухов В.И.* Металлогеническое районирование территории Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 7–20.
- Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т., Курчатов А.М., Середин В.В., Селиверстов В.А., Танаева Г.А.* Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 272 с.
- Уфимцев Г.Ф.* Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.
- Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5–34.
- Худяков Г.И.* Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Norton I.O.* Global hotspot reference frames and plate motion // The history and dynamics of global motions. AGU Geophys. Monograph. 2000. № 121. P. 339–357.
- Gavrilov A.A.* The Darwin Rise and geomorphologic-geological indication of focal systems on the Pacific ocean floor // New Concepts in Global Tectonics Newsletter, 2015. V. 3. № 2. P. 196–207.
- Gavrilov A.A.* Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their Investigations // NCGT Journal. 2018. V. 6. № 2. P. 172–202.
- Wessel P.* A reexamination of the flexural deformation beneath the Hawaiian Islands // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 12177–12190.
- Pacific gravity map, 2006 (<https://Oceangravitymap.gif>).
<https://ocean3dprojects.org/tag/ocean3d-ocean3dprojects>.

The Integrate Geomorphological, Morphotectonics Investigations Using Remote Sensing Data from Space as the Basis for the Efficiency Increasing of Geological Works

A. A. Gavrilov¹

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

The underestimation of the integrated application of geomorphological, morphotectonic information and materials of space remote data during a geological research, the geological survey and predictive-prospecting work significantly reduces their effectiveness. The imperfection of the geomorphological researches methodology focused on the study of territories relief as a collection of surfaces of geological bodies is one of the possible reasons for this. Perspectives opens the transition to the research of landforms and geological structures, bodies in their unity, as three-dimensional, volumetric objects. Fundamentally new opportunities for studying the geology of the seas and oceans bottom are associated, in particular, with the visualization of digital 3D relief models created on the basis of the global bathymetric database GEBCO 2014 (<http://Ocean3dprojects...>), regional echo-depth-sounder metering's maps, altimetry materials and remote sensing of the Earth from space. The topicality of such investigations is also due to the fact determined that plate tectonics cannot explain many features of the structure of the Earth and individual regions relief. A number of examples show that modern geomorphology combined with methods of remote sensing from space and computerization should be considered as one of the necessary disciplines for geological mapping and work aimed at solving various geological problems. The further common development of the planet relief sciences (geomorphology + morphotectonics) determines the need to train geomorphologists at both geographical and geological faculties of universities.

Keywords: morphotectonics, morphostructural analysis, digital 3D relief models, space geology, focal geodynamics, plume tectonics

REFERENCES

- Boytsov M.N., Ganeshin G.S., Plotnikova M.I., Seliverstov Yu.P., Solov'ev V.V., Chemekov Yu.F.* Metodicheskoe rukovodstvo po geomorfologicheskim issledovaniyam / Pod. red. Yu. F. Chemekov [Methodological Guide to Geomorphological Researches / Ed. Yu. F. Chemekov]. Leningrad: Nedra, 1972. 384 p. (In Russian.)
- Bryukhanov V.N., Bush V.A., Glukhovskiy M.Z., Zverev A.T., Kats Ya.G., Makarova N.V., Sulidi-Kondrat'ev E.D.* Koltsevye struktury kontinentov Zemli [Ring structures of Earth's continents]. Moscow: Nedra, 1987. 184 p. (In Russian.)
- Bugakov P.Yu., Kasyanova E.L., Cherkas M.V.* Sosdanie geomorfologicheskoy 3D karty [Creation of a geomorphological 3D map] // Bulletin of SGUGiT. V. 22. № 4. P. 102–112. (In Russian.)
- Danilova E.A.* Radial'no-kontsentricheskie struktury fundamenta drevnei platform i usloviya vozniknoveniya ochagov generatsii uglevodorodov: rekonstruktsiya po seismicheskim dannym [Radially concentric structures of the ancient platform basement and conditions of the hydrocarbon generation centers origin: reconstruction according to seismic data] // Geotektonika. 2022. № 3. P. 36–49. (In Russian). <https://doi.org/10.31857/S0016853X22030043>
- Gavrilov A.A.* Problemy morfostrukturno-metallogenicheskogo analiza. Kn. II. [Problems of morphostructural-metallogenic analysis. Book II.]. Vladivostok: Dal'nauka. 1993. 141–326 p. (In Russian.)
- Gavrilov A.A.* Nekotorye paradoksy neomobilisticheskikh paleogeodinamicheskikh modelei i rekonstruktsii (Yug Dal'nego Vostoka) [Some paradoxes of neomobilistic paleogeodynamic models and reconstructions (the Far East South)] // Otechestvennaya geologiya. 2009. № 4. P. 53–61. (In Russian.)
- Gavrilov A.A.* The Darwin Rise and geomorphologic-geological indication of focal systems on the Pacific ocean floor // New Concepts in Global Tectonics Newsletter. 2015. V. 3. № 2. P. 196–207.
- Gavrilov A.A.* Morfotektonika okrainno-kontinentalnykh orogennykh oblastei (Yug Dal'nego Vostoka i priliegaiushchie territorii) [Morphotectonics of marginal-continental orogenic regions (the Far East South and adjacent territories)]. Vladivostok: POI FEB RAS. 2017. 312 p. (In Russian.)
- Gavrilov A.A.* Ring structures of the Pacific Ocean bottom and some problems with their investigations // NCGT Journal. 2018. Iss. 6. № 2. P. 172–202.
- Gavrilov A.A.* Aktualnye teoreticheskie voprosy geomorfologicheskikh i morfotektonicheskikh issledovaniy [Actual theoretical questions of geomorphological and morphotectonic researches]. Vladivostok: Dal'nauka, 2022a. 324 p. (In Russian.)
- Gavrilov A.A.* Novye dannye o stroenii podvodnykh vozvyshebnostey Bogorova, Toyama i priliegachshikh uchastkov dna Yaponskogo moraya (po rezultatam geomorfologicheskikh i kosmogeologicheskikh issledovaniy) [New data on the structure of Bogorov, Toyama underwater uplands and adjacent areas of the Sea of Japan bottom (based on the results of geomorphological and cosmogeological investigations)] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2022b. № 3. P. 17–29. (In Russian). DOI: 10.31857/S0205961422030058.
- Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii / Pod. red. A.I. Khanchuka. [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East] / Ed. A.I. Khanchuk. Vladivostok: Dal'nauka, 2006. Book. 1. 572 p. (In Russian.)
- Geologicheskaya karta SSSR M 1: 1000 000 (novaya seriya). (1981). Ob'yasnitelnaya zapiska. [Geological map of the USSR. Scale 1:1000 000 (new series). Explanatory note]. Sheets N – (53), 54 / Ed. S.A. Salun. Leningrad: VSEGEI, 1981. 112 p. (In Russian.)
- Gerasimov I.P.* Tri glavnykh tsikla v istorii geomorfologicheskogo etapa razvitiya Zemli [Three main cycles in the history of the geomorphological stage Earth development] // Geomorfologiya. 1970. № 1. P. 19–28. (In Russian.)
- Glubinnoe stroenie i metallogeniya Vostoka Azii [Deep structure and metallogeny of East Asia] / Ed. A.N. Didenko, Yu.F. Malyshev, B.G. Saksin. Vladivostok: Dalnauka, 2010. 332 p. (In Russian.)
- Grachev A.F.* Mantiinye plумы i problemy geodinamiki [Mantle plumes and problems of geodynamics] // Physics of the Earth. 2000. № 4. P. 3–37. (In Russian.)
- Kats Ya.G., Poletaev A.I., Rumyantseva E.D.* Osnovy lineamentnoi tektoniki [Fundamentals of lineament tectonics]. Moscow: Nauka, 1986. 140 p. (In Russian.)
- Khanchuk A.I.* Paleogeodinamicheskii analiz formirovaniya rudnykh mestorozhdenii Rossiiskogo Dal'nego Vostoka [Paleogeodynamic analysis of ore deposits formation of the Russian Far East] / Rudnye mestorozhdeniya kontinentalnykh okrain. Vladivostok: Dal'nauka, 2000. P. 5–34. (In Russian.)
- Khudyakov G.I.* Geomorfotektonika Yuga Dal'nego Vostoka [Geomorphotectonics of the Far East South]. Moscow: Nauka, 1977. 256 p. (In Russian.)
- Krasny L.I.* Osnovy ucheniya o blokovo (geoblokovo) delimosti litosfery [Fundamentals of the lithosphere block (geoblock) separability doctrine] // Geologicheskii zhurnal. 1993. № 3. P. 4–13. (In Russian.)
- Kulakov A.P.* Morfostruktura Vostoka Azii (Morphostructure of the East Asia). Moscow: Nauka, 1986. 175 p. (In Russian.)
- Kulakov A.P., Yermoshin V.V., Ishchenko A.A., Nikonova R.I.* [Megamorphostructure of the Magellan Mountains district (of the Pacific Ocean West)] // Vestnik DVO RAN. 1990. № 4. P. 68–75. (In Russian.)
- Lastochkin A.N.* Morfodinamicheskii analiz [Morphodynamic analysis]. Leningrad: Nedra. 1987. 256 p. (In Russian.)
- Lukashov A.A.* Rel'ef planetarnykh tel. Vvedenie v sravnitel'nyu geomorfologiyu [Relief of planetary bodies. Introduction to comparative geomorphology]. Moscow: Mosc. Univer. Publ., 1996. 110 p.
- Melnikov M.E.* Mestorozhdeniya kobaltonosnykh margantsevykh korok [Cobalt-rich manganese crust deposits]. Gendzhik: FGUGP GNTS Yuzhmorgeologiya, 2005. 230 p.
- Norton I.O.* Global hotspot reference frames and plate motion // The history and dynamics of global motions. AGU Geophys. Monograph. 2000. № 121. P. 339–357.
- Pletnev S.P., Melnikov M.E., Sedin V.T., Sedysheva T.E., Avdonin A.V., Anokhin V.M., Zakharov Yu.D., Punina T.A., Smirnova O.L.* Geologiya gaiotov Magellanovykh gor (Tikhii okean). [Geology of the Magellan Mountains Gayots (Pacific Ocean)]. Vladivostok: Dal'nauka, 2020. 200 p. (In Russian.)
- Romanovskiy N.P.* Tikhookeanskii segment Zemli: glubinnoe stroenie, granitoidnye rudno-magmaticheskie sistemy [The

- Earth's Pacific segment: deep structure, granitoid ore-magmatic systems]. Khabarovsk: ITiG DVO RAN, 1999. 166 p. (In Russian).
- Salun S.A.* Tektonika i istoriya razvitiya Sikhote-Alinskoi geosinklinalnoi skladchatoi sistemy. [Tectonics and the history of the Sikhote-Alin geosynclinal fold system]. Moscow: Nedra, 1978. 183 p. (In Russian).
- Sakhno V.G.* Poozdnevezozoysko-kaynozoykiy kontinentalny vulkanizm Vostoka Azii [Latemesozoic-Cenozoic continental volcanism of East Asia]. Vladivostok: Dalnauka, 2001. 237 p.
- Seredin V.V.* Svodovo-glybovyte struktury Tikhookeanskogo orogennogo poyasa [Arch-block's structures of the Pacific Orogenic Belt]. Moscow: Nedra, 1987. 181 p. (In Russian).
- Serokurov Yu.N., Kalmykov V.D., Gromtsev K.V.* Distantionnaya otsenka almazonosnogo potentsiala severo-zapadnogo regiona Rossii [Remote estimation of the diamond-bearing potential of the Russian northwestern region] // Otechestvennaya geologiya. 2009. № 1. P. 48–52. (In Russian).
- Smirnov L.E.* Trekhmernoe kartografirovanie (Three-dimensional mapping). Leningrad: Len. Gos. Univer., 1982. 104 p. (In Russian).
- Smirnova M.N.* Neftegasonosnye kol'tsevyte struktury i nauchno-metodicheskie aspekty ikh izucheniya. [Oil and gas bearing ring structures and scientific-methodological aspects of their study] // Geologiya nefiti i gasa. 1997. № 9. P. 1–6. (In Russian).
- Soloviev V.V.* Struktury tsentralnogo tipa territorii SSSR po dannym geologo-morfologicheskogo analiza. Ob'yasnitelnaya zapiska k karte morfostruktur tsentralnogo tipa territorii SSSR. (Structures of the central type of the USSR territory according to data of geological-morphological analysis. Explanatory note to the map of central type morphostructures of the USSR territory). M 1:10 000 000. Leningrad: VSEGEI, 1978. 110 p. (In Russian).
- Spiridonov A.I.* Geomorfologicheskoe kartografirovanie (Geomorphological mapping). Moscow: Nedra, 1985. 183 p. (In Russian).
- Sukhov V.I.* Metalloginicheskoe raionirovanie territorii Lal'ne-go Vostoka Rossii [Metallogenic zoning of the Russian Far East territory] // Tikhookeanskaya geologiya. 2000. V. 19. № 5. P. 7–20. (In Russian).
- Thomson I.N., Kravtsov V.S., Kochneva N.T., Kurchavov A.M., Seredin V.V., Seliverstov V.A., Tanaeva G.A.* Metallogeniya orogenov [Metallogeny of orogenes]. Moscow: Nedra, 1992. 272 p. (In Russian).
- Ufimtsev G.F.* Tektonicheskii analiz reliefa (na primere Vostoka SSSR) [Tectonic relief analysis (on the the USSR East example)]. Novosibirsk: Nauka, 1984. 183 p. (In Russian).
- Volchanskaya I.K.* Morfostrukturnye zakonomernosti razmeshcheniia endogennoi Mineralizatsii [Morphostructural regularities of the endogenous mineralization distribution]. Moscow: Nauka, 1981. 240 p. (In Russian).
- Wessel P.* A reexamination of the flexural deformation beneath the Hawaiian Islands // J. Geophys. Res. 1993.V. 98. P. 12177–12190.
- Pacific gravity map, 2006 ([https:// Ocean gravity map.gif.](https://OceanGravityMap.gif))
<https://ocean3dprojects.org/tag/ocean3d-ocean3dprojects>