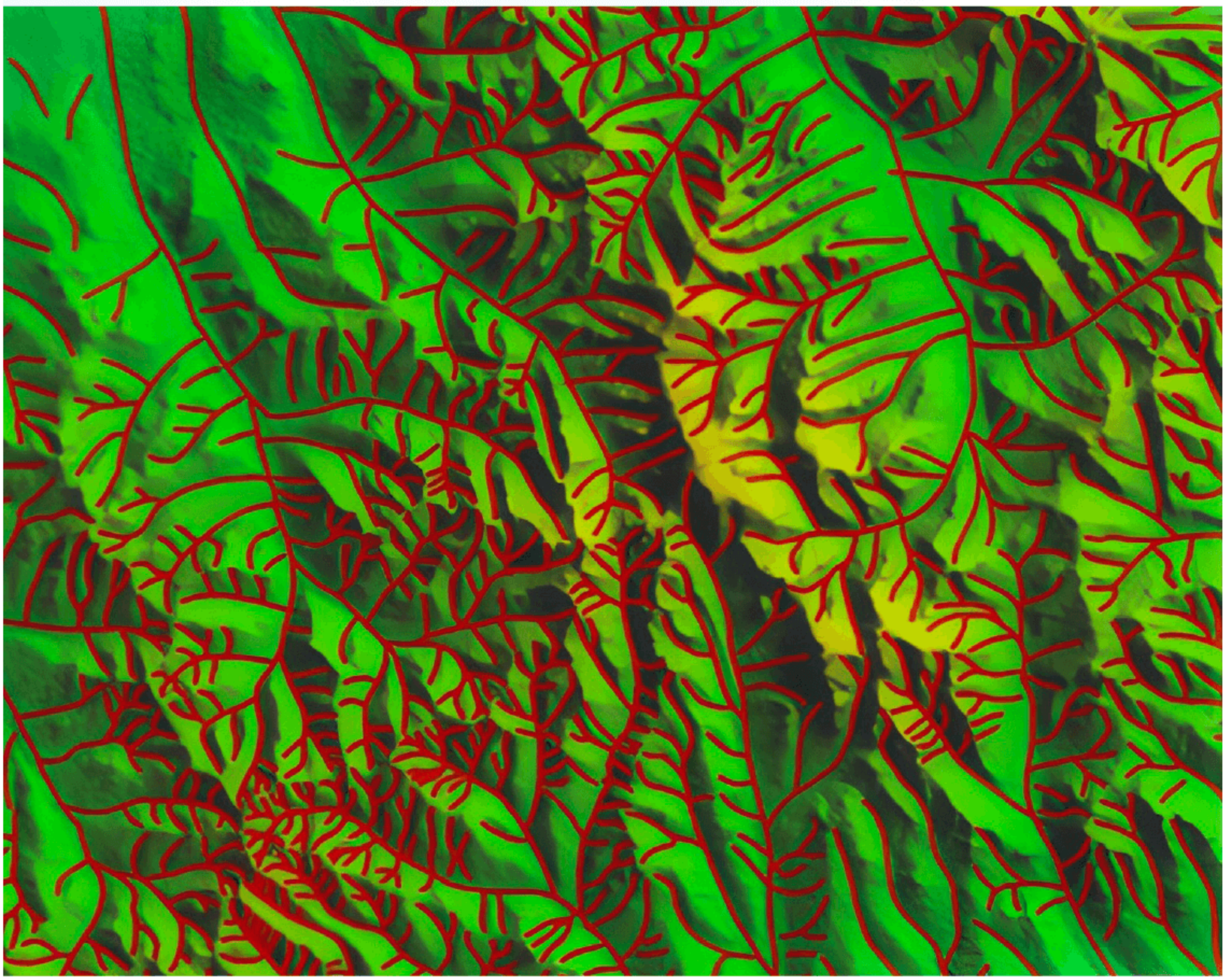
RJ of ES

Russian Journal of Earth Sciences

Vol. 25
Issue 3



Russian Journal of Earth Sciences

Methodological Aspects of Predictive Mineragenic Studies Using Earth Remote Sensing Data

V. A. Petrov*, S. A. Ustinov, and V. A. Minaev

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, Moscow, Russia
* **Correspondence to:** Vladislav Petrov, drvladpetrov@mail.ru

Abstract: The article considers methodological aspects of allocation and substantiation of exploration areas for scarce types of ore minerals taking into account the concept of mineral systems and using Earth remote sensing data with the application of geoinformation and neural network technologies using the example of the Argun metallogenic zone in South-Eastern Transbaikalia. Of the entire range of areas of fundamental and exploratory scientific research, the main attention within the framework of predictive and mineragenic studies is paid to solving the following problems: 1) allocation of lineaments (fault zones) based on processing of digital elevation models; 2) determination of hydraulically active fault structures for the period of ore formation based on tectonophysical reconstructions; 3) analysis of multispectral characteristics of pre-ore, ore-accompanying and post-ore metasomatites based on statistical processing of Landsat-8 satellite data; 4) assessment of fluid-dynamic settings of deposit formation based on data on the composition, properties and genesis of mineral-forming fluids. 5) creation of weight of evidence models based on statistical algorithms for processing data on the dynamics of ore-genetic processes. The feasibility of using such an approach for setting up predictive mineragenic studies on scarce types of strategic mineral raw materials in areas with complex climatic and landscape conditions is shown.

Keywords: South-Eastern Transbaikalia, Argun metallogenic zone, digital elevation model, remote sensing of the Earth, predictive mineragenic studies, strategic metals, lineaments, tectonophysics, mineral systems, ore deposits, geoinformation system.

Citation: Petrov, V. A., S. A. Ustinov, and V. A. Minaev (2025), Methodological Aspects of Predictive Mineragenic Studies Using Earth Remote Sensing Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3001, EDN: YYJLYL, https://doi.org/10.2205/2025es001002

1. Introduction

For the reproduction and development of the mineral resource base (MRB) of the country's economy, it is necessary to scientifically substantiate the formulation of tasks for evaluation and exploration work, as well as the formulation of geological assignments for the discovery of deposits of scarce types of strategic mineral resources. The main role in the allocation and justification of exploration areas belongs to predictive-minerogenic studies (PMS) on a scale of 1:200,000–1:50,000, which should be classified as a new type of medium-scale regional work aimed at identifying promising areas suitable for exploration [*Mashkovtsev and Petrov*, 2023]. In terms of their objectives, PMS correspond to the previously existing general searches on a scale of 1:50,000, but in their goal-setting and methodological approaches they differ significantly from them, since they are aimed at identifying a certain geological and industrial type of deposits. This is associated with the creation of geological and genetic models of deposits based on the mineral systems approach.

The identification of structural and formational settings favorable for the localization of ore deposits is directly related to the determination of the causes and patterns, as well as the paths and conditions for the movement of ore-bearing solutions. It should be noted that this issue was formulated as one of the most important in the theory and practice of the study of ore deposits back in the middle of the last century [*Betechtin et al.*, 1953]. In the

Research Article

Received: 25 November 2024
Accepted: 13 February 2025
Published: 20 March 2025

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

chapter "On the causes of the movement of hydrothermal solutions" of this outstanding scientific work, Academician A. G. Betechtin determined that this "... issue should attract the serious attention of our geologists studying ore deposits. In general, we must achieve real ideas about the causes and directions of movement of ore-bearing solutions, since they are very important for solving a number of practical problems associated with the development of ore deposits, especially in the rational direction of exploration work." These words have not lost their relevance even today due to the need to improve methods of predicting and searching for "hidden" mineralization, as well as planning geological exploration work (GEW) in areas with complex climatic and landscape conditions, for example, in the Arctic zone of the Russian Federation.

At present, there is no approved research algorithm that would allow one to reliably determine the paths of movement of ore-bearing solutions. At the same time, one of the most complex and poorly studied factors is the fluid-dynamic environment of ore formation, especially in terms of the hydrodynamic connection between the deep (ore-supplying) and near-surface (ore-distributing and ore-hosting) structures of mineral-forming deposit systems. In one of the latest reports on this issue [*Chi et al.*, 2022], three types of systems are considered: magmatic-hydrothermal, structurally controlled hydrothermal with undefined fluid sources, and hydrothermal associated with sedimentary basins. A number of examples, including uranium deposits of ancient structural unconformities (unconformity-related deposits), show the role of the so-called "arterial" (let's call them ore-supplying) faults along which the "pumping" of ore-bearing solutions from the lower to the upper parts of mineral-forming systems occurs, including due to the valve hydrodynamic mechanism of the flow of intra-fault ore-bearing fluids and the participation of seismo-geodynamic and thermo-convective processes in ore genesis [*Sibson*, 2019]. For example, in the field of uranium geology, these developments in the hydrodynamics of mineral-forming systems reflect the currently occurring significant changes in the algorithm for substantiating geological exploration from the "classical" descriptive structural-formational classification of the IAEA, containing 15 types, 37 subtypes and 14 classes of uranium deposits, to geological-genetic models of deposits (models of uranium mineral systems) [*International Atomic Energy Agency*, 2020] with an emphasis on identifying the genesis, composition and properties of ore-bearing fluids.

The concept of mineral systems was first proposed in [*Wyborn et al.*, 1994] as a multi-disciplinary approach aimed at analyzing "all geological factors that control the formation and preservation of mineral deposits, with particular attention to the processes of mobilization of ore components from their source, transportation and accumulation in a more concentrated form and preservation in subsequent geological history." The methodology of mineral systems is used in the analysis of the conditions of formation of ore deposits of various genetic types in various geodynamic settings.

In application to uranium metallogeny, it was formulated in [*Skirrow et al.*, 2009] for grouping mineral systems by parameters that "emphasized common features in the processes of uranium deposit formation," with special attention to the conditions of uranium transport by aqueous fluids, since "aqueous fluids participated in the formation of almost all large uranium deposits..., and differences in the geological settings of fluid generation and migration routes predetermined the diversity of uranium deposit types." The currently accepted and used systematization of the parameters of mineral systems of ore deposits, including uranium deposits, concretizes the well-known paradigm "source→transport→deposition" with an emphasis on fluid mass transfer processes. Along with this, the practice of applying the mineral-system approach has shown that one of the unresolved fundamental problems of uranium ore formation is the frequently observed mixing of ore-forming fluids of magmatic, metamorphic and meteoric nature in mineral systems. For example, not only magmatic and magmatic-hydrothermal fluids, but also meteoric and sea waters participate in the formation of large-tonnage deposits of the volcanogenic type, related to systems associated with magmatism. This "links" uranium-

bearing volcanogenic mineral systems (magmatic) with sedimentary and near-surface systems, including calcretes, sandstone-type deposits and structural unconformities.

In our work we are guided by the hypothesis that hydrothermal systems that existed in the geological past have preserved evidence of their development in the form of fluid conductors, which, taking into account the level of erosion, are reflected in the modern relief. In this regard, the most important sources of information, given the significant area of exploration, are multi-scale cartographic materials and Earth remote sensing (ERS) data, for the collection, processing, analysis and interpretation of which geoinformation systems (GIS) are used. The procedure for solving the tasks set is briefly considered in [*Petrov et al.*, 2024]. Developing this direction of predictive mineragenic research, the proposed article considers in more detail the algorithm for creating a regional predictive and prospecting model for the location of ore objects in the Argun metallogenic zone (southeastern Transbaikalia) using geographic information and neural network technologies.

2. Identification of Lineaments (Fault Zones) Based on Processing of Digital Elevation Models

The objective of fundamental and exploratory scientific research in the context of predicting the location of ore deposits is to determine the patterns of structure and area distribution of such elements of the hydrothermal paleosystem as sources of ore substance and the framework of fault-fracture structures, which determined the migration paths and concentration of ore-bearing solutions from the source to the ore deposition zone. The guiding hypothesis is that the hydrothermal system that existed in the geological past has preserved evidence of the presence of fluid conductors in the modern relief. To determine the spatial position of faults, standard geological maps and detailed digital elevation models (DEMs) are used, forming the basis for lineament analysis.

A special method of integrated GIS lineament analysis [*Ustinov and Petrov*, 2016] has been developed and tested in the laboratory of geoinformatics of the IGEM RAS, which has recently been supplemented with neural network technology tools. It is known that the term "lineament" was introduced into scientific literature by the American geologist W. Hobbs in 1904 to denote linear relief elements and geological structures elongated in a certain direction: rectilinear negative forms, exposed rectilinear slopes, scarps and benches, rectilinear sections of small watercourses, axial lines of watersheds, etc. Lineaments play an important role in predicting the location of mineral deposits.

Let us consider an example of lineament analysis conducted for the territory of southeastern Transbaikalia (a fragment of the State Geological Map M-50 – Borzya), conducted on the basis of a detailed DEM. The results of the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) with a spatial resolution of 30 m/pixel were used as the DEM.

The method of automatic extraction of lineaments based on the neural network approach, developed in the laboratory of geoinformatics of the IGEM RAS, includes several key stages [*Grishkov et al.*, 2023]. The first stage is the author's method of data preparation, which helps to ensure the quality of the training sample and minimize the impact of noise. The second stage consists of developing an algorithm for vectorizing the results of the neural network, which allows for easy export of the results (lineaments) to the GIS. At the third stage, a method is used to minimize the noise component of the training sample and optimize the choice of synaptic weighting coefficients by further training the neural network using simulated data reflecting various conditions of lineament localization. To verify the obtained results, a spatial comparison is carried out between the linear structures extracted by the neural network and the lineaments identified by the operator (Figure 1).

On the rose diagrams, it can be seen that against the background of the dominance of sublatitudinal structures established manually, structures of other directions appear, identified by the neural network, but not by the operator. This indicates that with the help of the neural network, a more accurate structural plan of the territory is formed than by the deterministic actions of the operator, even with extensive experience in deciphering lineaments.

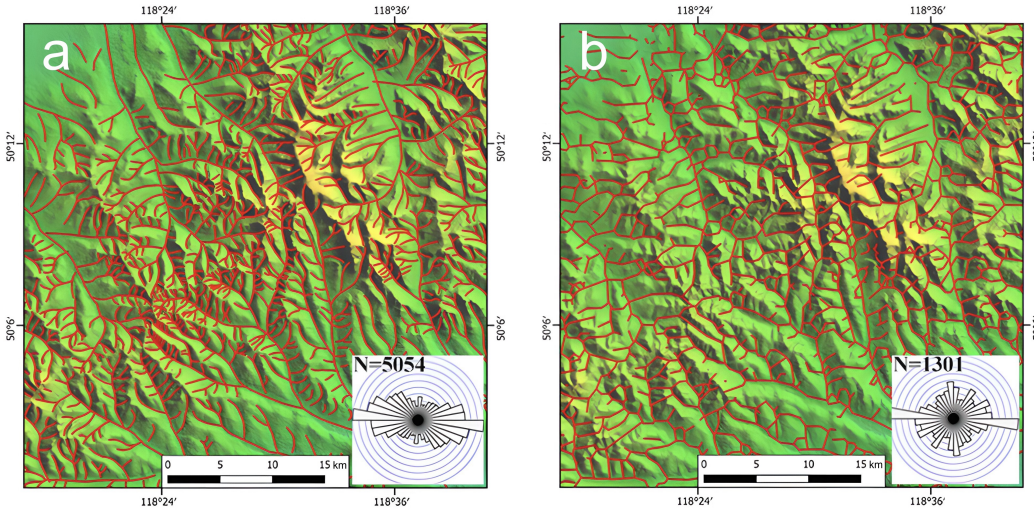


Figure 1. Structural plan of lineaments on the DEM of one of the sections of the Argun metallogenic zone, identified manually (a) and by a neural network (b). N is the direction to the north, N is the number of lineaments [*Grishkov et al.*, 2023].

3. Determination of Hydraulically Active Fault Structures During the Period of Ore Formation Based on Tectonophysical Reconstructions

Following the lineament analysis, the structure of the stress-strain field (SSF) of the pre-ore, ore and post-ore stages of the territory's development is reconstructed. For this purpose, a set of tectonophysical field and laboratory methods and tools is used, a summary of which is given in [*Rebetsky et al.*, 2017].

To reconstruct the parameters of the SSF and the kinematics of fault structures at the ore stage, the tectonophysical models (approaches) of V. Riedel [*Riedel*, 1929], M. V. Gzovsky [*Gzovsky*, 1975], V. I. Smirnov [*Smirnov*, 1976] and P. L. Hancock [*Hancock*, 1985] were analyzed. A comparative analysis showed the advisability of using the P. L. Hancock model, which includes the most complete scheme of secondary structures observed in shear zones before the formation of a master fault and after its formation (Figure 2).

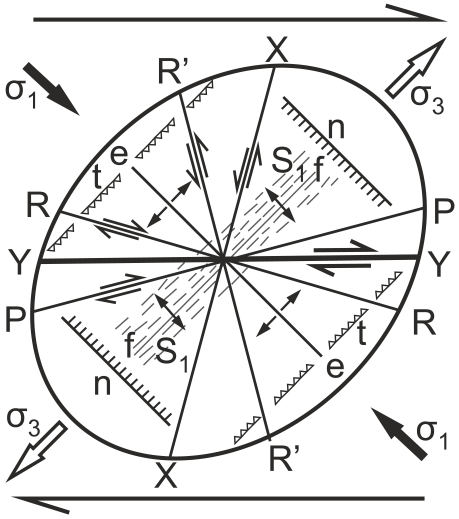


Figure 2. Systems of echelon structural elements formed in a strike-slip fault zone by pure shear [*Hancock*, 1985]: Y – main shear, R and R' – conjugate Riedel shears, X, P – secondary shears, e – tensile cracks, n – normal faults, t – reverse faults, f – folds, S_1 – cleavage, σ_1 – axis of maximum compression, σ_3 – axis of maximum extension.

A detailed description of the procedure for using this model is given in the work [*Minaev et al.*, 2024]. Here we will only note that for the interpretation of the orientations and kinematics of the identified lineaments according to the P. L. Hancock model, in the laboratory of geoinformatics of the IGEM RAS created the Lineament Stress Calculator software (author A. D. Svecherevsky). The developed script allows for the automatic analysis of linear vector data, determining and classifying various types and scales of fracture systems based on their geometric and spatial characteristics.

Numerous calculated and in situ obtained data show that hydraulically active and fluid-permeable faults have a certain orientation in the field of acting stresses and deformations. Based on the reconstruction of the orientation of the axis of the main compressive and shear stresses of the ore stage, segments of fault zones (lineaments) are identified that, in a setting of regional compression, are under conditions of local extension (transtension). Such hydraulically active (arterial, according to [*Sibson*, 2019]) fault segments are characterized by the so-called "tendency to shear" ($\mu = \tau/\sigma_n$, where τ is the shear stress, σ_n is the effective normal stress), the values of which are equal to 0.6 on average [*Zoback et al.*, 2002].

Based on reconstructions of the orientation of the axis of the main compressive forces of the stage of ore-generating late Mesozoic tectonomagmatic activation (TMA) in the region [*Petrov et al.*, 2013a] and the calculation of the tendency to shift, reflecting the maximum hydraulic permeability of lineaments and confirmed faults in the stress and deformation field that was active at this stage of tectogenesis, a model was constructed in the GIS environment of the project that makes it possible to predict the location of mineralized zones that are most promising for setting up exploratory structural and mineralogical-geochemical work (Figure 3).

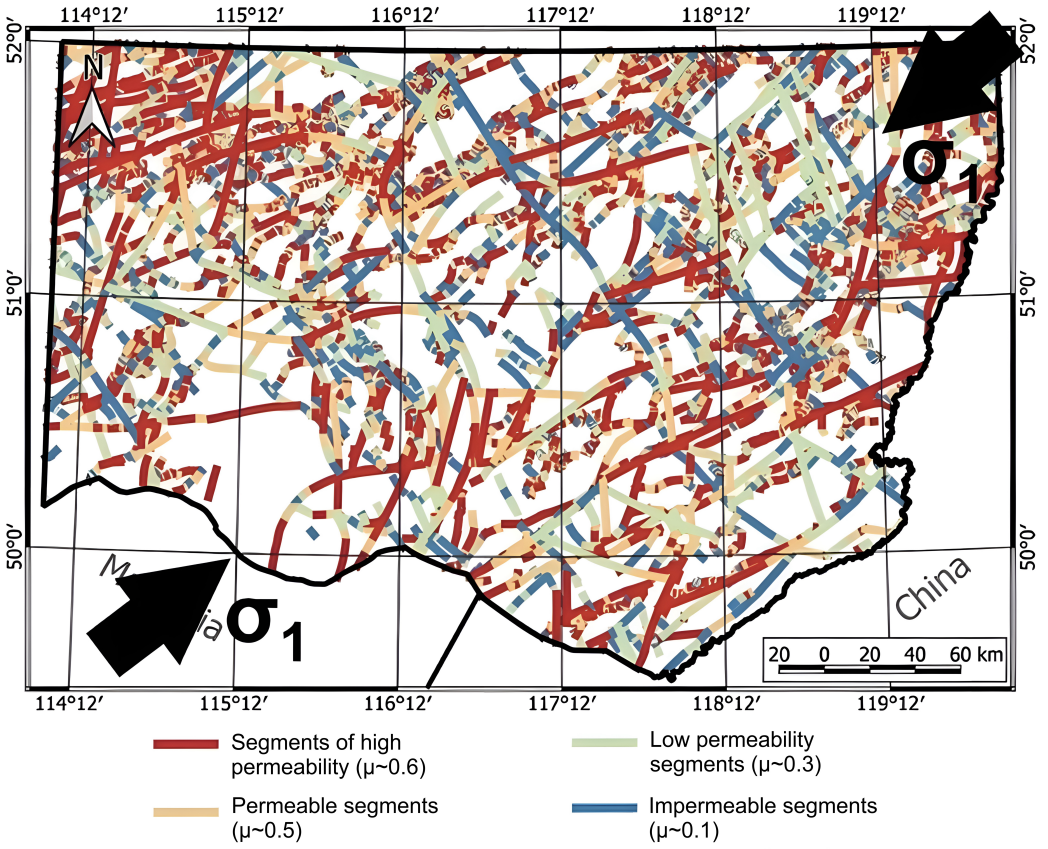


Figure 3. Visualization of segments of fault structures, to varying degrees predisposed to shear (transtension) at the stage of ore-generating late Mesozoic tectonomagmatic activation in southeastern Transbaikalia. σ_1 is the axis of maximum compression.

4. Analysis of Multispectral Characteristics of Pre-ore, Ore-Accompanying and Post-ore Metasomatites Based on Statistical Processing of Landsat-8 Satellite Data

The identified fault-fracture (arterial) structures and their intersection nodes, as a rule, represent a volume of geological space where long-term circulation of fluids of various genesis took place with the formation of pre-ore, ore-accompanying and post-ore metasomatites with specific spectral characteristics. To analyze these characteristics, an algorithm for statistical processing of Landsat-8 satellite data developed in the Geoinformatics Laboratory of IGEM RAS is used, including the method of principal component analysis (PCA), minimum noise fraction (MNF) and independent component analysis (ICA) [*Nafigin et al.*, 2022]. The results of statistical data processing are compared with such mineral components of metasomatites as minerals of the oxide/hydroxide group containing transition iron ions (Fe^{3+} and Fe^{3+}/Fe^{2+}; a group of clay minerals containing Al–OH and Fe, Mg–OH; minerals containing divalent iron ion (Fe^{2+}). Multispectra associated with vegetation are also processed, and pseudo-color RGB composites are generated and interpreted, which reflect the distribution and multiplication of mineral components of metasomatites.

To construct a scheme of the potential of territories for the discovery of solid minerals, the integration of informative thematic layers is carried out using a fuzzy logic model. An example of the localization of areas promising for the implementation of geostructural and mineralogical-geochemical mapping within the framework of regional predictive-minerogenic studies is shown in Figure 4.

5. Evaluation of Fluid-Dynamic Conditions of Deposit Formation Based on Data on the Composition, Properties and Genesis of Mineral-Forming Fluids

A striking example of the combination in space and time of mineral systems associated with volcanoplutonic complexes are the deposits of the Streltsovskoye ore field in the southeastern Transbaikalia, localized in the caldera of the same name of the late Mesozoic stage of tectogenesis [*Petrov et al.*, 2022]. The location here of coeval ore mineralization and the same type of ore-accompanying metasomatites at different hypsometric levels of the geological section in rocks of different origin (basement granites and caldera-filling volcanics) introduces significant uncertainties into genetic models in terms of determining the depth of ore formation. For its approximate assessment, one can use data on the range of pressure changes in fluid inclusions (FI) from their maximum to minimum values, taking into account the restrictions on the physically limiting values of this interval, which are specified by the values of lithostatic and hydrostatic fluid pressure [*Prokof'ev and Pek*, 2015].

However, this approach does not always give positive results, especially in cases where: 1) the mineral-forming system functioned for a long time (for example, according to data [*Sheahan et al.*, 2016], at the Kianna deposit in the Athabasca Basin (Canada), the telescoped flow of ore-bearing solutions into a single structural trap occurred over about 1 billion years); 2) several highly productive uranium sources at different depths take part in ore genesis [*Pek et al.*, 2020]; 3) the mineral-forming system developed and functioned in an environment of thermoconvective circulation of fluids against the background of seismic geodynamic processes [*Petrov*, 2017; *Zlobina et al.*, 2020]. In this regard, there is a need to search for and use structural markers to reconstruct fluid-dynamic regimes at various stages of tectonic genesis.

The formation of transcrustal (arterial) fluid-conducting channels is a multistage process and in many ways not fully understood. Numerous geological and geophysical data indicate that fault-fissure channels permeable to hydrothermal ore-bearing solutions have specific structural features at different depths of ore-forming fluid-magmatic systems. Establishing the nature of changes in the structure of such a channel along its entire length is undoubtedly an important task. However, an equally, and perhaps even more important task (from the point of view of fundamental and applied aspects) is the reconstruction of the spatio-temporal relationship between the deformation of rock massifs, their fluid permeability and mineral formation in the fissure-pore volume of the ore deposition zone.

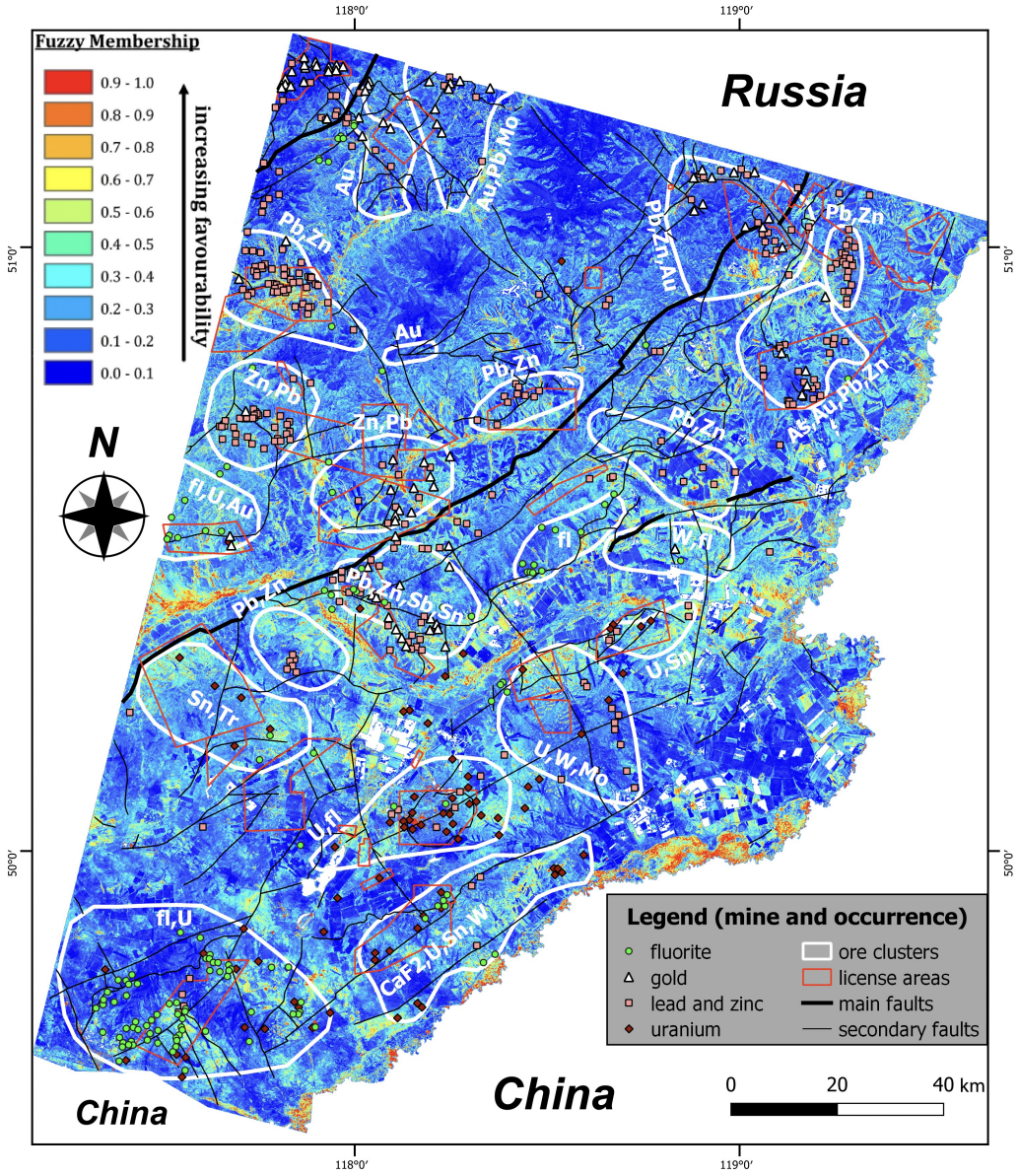


Figure 4. Distribution scheme of clusters promising (gradation from 0 (blue) to 1 (red) according to the fuzzy logic model) for ore mineralization (Au, U, Mo, Pb-Zn, Sn, W, Ta, Nb, Li, fluorite) in the territory of southeastern Transbaikalia), created on the basis of GIS modeling using fuzzy logic algorithms (according to [*Nafigin et al.*, 2022]).

One of the rational ways to solve this problem is to reconstruct the dynamics of the formation of deformation microstructures depending on the parameters of the stress and deformation field in combination with the determination of the properties of paleofluids that are fixed (sealed) in microstructures as secondary FI. Secondary inclusions are those that form after the crystallization of the host mineral has been completed. FI chains are grouped into systems, which indicates the duration of the process of fluid passage through the rock matrix against the background of oriented stress [*Lespinasse et al.*, 2005].

These systems, which we call "fluid inclusion planes" (FIP), are used as indicators of the evolution of ore-forming hydrothermal systems, since they are formed in rock-forming minerals as rupture microcracks, which, depending on the stage of tectonic development of the rock massif, accumulate fluids of different composition and properties [*Petrov et al.*, 2013b]. FIPs visually differ in thin sections from other types of microcracks, and the crystallographic features of minerals have virtually no effect on their orientation. Therefore,

the possibilities for studying FIPs are usually high, which is especially characteristic of quartz, which demonstrates the rate of inclusion formation in the pre-ore, ore and post-ore stages of mineral formation that is most consistent with geological time.

The spatial orientation of the FIPs changes with the restructuring of the stress field [*Lespinasse*, 1999]. At the initial stages of deformation, tensile microcracks oriented perpendicular to the axis of least compression σ_3 are formed in the rocks (it is assumed that compressive stresses are positive: $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). The vector of maximum permeability of the structures lies in the $\sigma_1\sigma_2$ plane, along which fluids migrate. Over time and as a result of changes in the tectonic environment, fluid-conducting microcracks experience compression and close, "sealing" the PFSF of the first generation. A change in the tectonic environment leads to a new stage of deformation, which inevitably affects the orientation of the PFIS of the second generation, and a change in the thermobaric and physicochemical conditions affects the composition and properties of the inclusions. In the case of a new stage of deformation, PFSF of the third generation are formed, etc. As a rule, planar systems of each subsequent generation intersect systems of previous generations (Figure 5).

The chronology of the formation of the FIPs and their spatial parameters (strike, angle of incidence) can be established by the classical method of microstructural analysis (the universal Fedorov table) or with the help of special computer software. It was developed in the laboratory of geoinformatics of the IGEM RAS for statistical analysis of two-dimensional digital images of thin sections made from oriented rock samples [*Ustinov and Petrov*, 2018].

In addition to spatial parameters, the software allows calculating the main filtration (aperture, porosity, permeability) characteristics of rocks. The composition and properties of FI (temperature, pressure, salinity, content of H_2O, CO_2, CH_4, N_2, etc.) associated with physicochemical processes in the fluid-rock system are revealed using microthermometric measurements and Raman spectroscopy. Determining the orientation of paleostress axes at regional and local levels using a set of tectonophysical field and laboratory methods and tools [*Rebetsky et al.*, 2017] completes the procedure for recreating the tectonic history of the studied objects from regional to local levels, as well as reconstructing the migration paths of fluids.

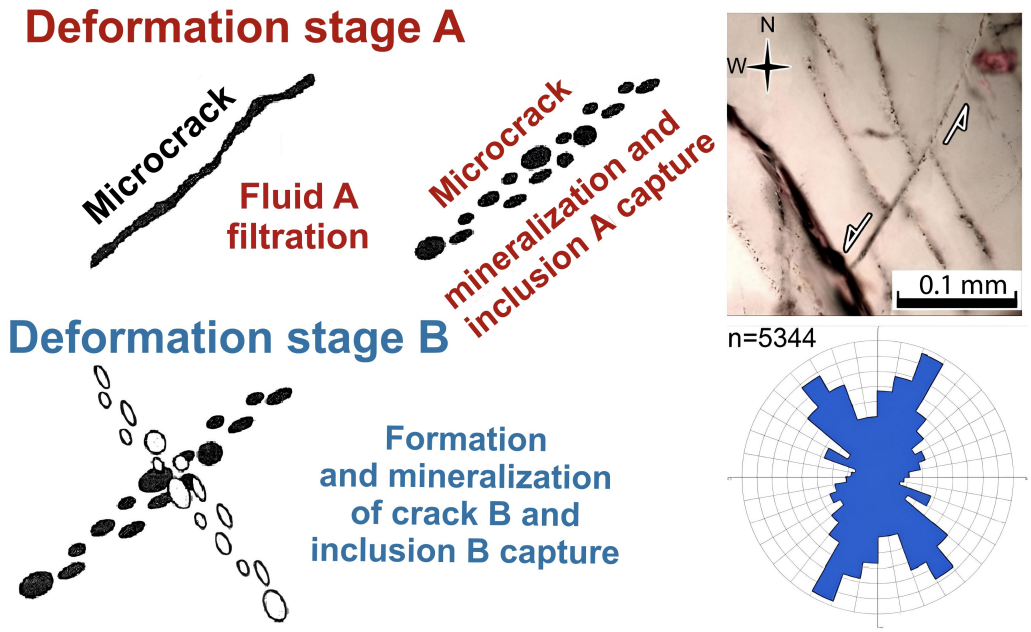


Figure 5. Scheme of formation of generations of the PFIS of different orientations with a change in the deformation plan (according to [*Lespinasse*, 1999]) and an example of the relationships of generations of the PFIS in an oriented thin section, where the NW-SE strike system, formed primarily, is intersected with an offset by the NE-SW strike system. A rose diagram of the PFIS (*n* is the number) in this thin section is shown.

Thus, the combination of methods of structural geology, microstructural analysis of fluid inclusion planes and thermobarogeochemistry with the use of data on geodynamics and fault tectonics allows us to reconstruct the routes and conditions of migration of ore-bearing hydrothermal solutions, establish the chronology of fluid permeability of rocks, determine the dynamics of changes in thermobaric and physicochemical conditions of ore formation at various stages of tectogenesis. We believe that this approach, tested in practice, should be included in the scientific and methodological support of predicting and mineragenic studies in order to identify spatiotemporal patterns in the formation of mineral systems of ore deposits.

6. Creation of Weight of Evidence Models Based on Statistical Algorithms for Processing Data on the Dynamics of Ore-Genetic Processes

The evolution of ore-bearing geological structures of the Argun metallogenic zone (southeastern Transbaikalia) is considered by us in the context of the change in geodynamic regimes of the Proterozoic, Caledonian and Hercynian tectonomagmatic cycles, as well as during the late Mesozoic intraplate TMA, which led to the formation of subalkaline magmatites of the Shakhtama complex with Au-, Cu–Mo-, Pb–Zn–Ag-metallogenic specialization, volcanoplutonic complexes of caldera structures with Mo–U, Pb–Zn and fluorite ores, and rare metal granites of the Kukulbey complex with the Sn–W–Li–Ta spectrum [*Petrov et al.*, 2017].

Important tasks within the framework of the GIS project creation for the location of uranium-bearing mineral systems in the Argun metallogenic zone were the establishment, formalization and standardization of quantitative parameters of the selected structural criteria. They represent heterogeneous data, including the position and orientation of linear structures of various ranks, central-type structures [*Ustinov et al.*, 2024], spatial-geometric and spatial-density parameters of these structures, areas of their dynamic influence and tectonophysical parameters reflecting the kinematics of displacements and the style of deformations during the period of ore formation. For each criterion, a membership function was determined that characterizes the range of parameter values from 0 to 1. This is necessary in view of the fact that the quantitative values of the criteria are in different intervals, sometimes differing from each other by orders of magnitude. Accordingly, the membership function allows for the "normalization" of the obtained values and their correct comparison with each other. Based on an expert assessment, analysis of literary and statistical data, weighting factors were determined for each criterion. They are used to take into account the "importance" of each criterion in assessing the probability of the presence of an ore object.

The result of this work is a comprehensive structural weight of evidence prediction and exploration model of the territory of southeastern Transbaikalia (Figure 6), for the creation of which spatial information on the morphogenetic parameters of discovered and verified fault structures, the results of the tectonophysical interpretation of their kinematics, as well as substantiated weighting coefficients were used.

This model creates a basis for designing predictive mineralogical studies for various types of minerals and can easily be supplemented with specialized information on geophysical and geochemical fields and other data depending on the type of ore mineralization being sought.

Regarding the placement of uranium-bearing mineral systems, the created model was modified taking into account the specifics of predicting and searching for uranium deposits. In particular, the results of airborne gamma-spectrometric surveys and measured uranium contents in bedrock obtained during field studies and laboratory analyses of rock sample collections were used. The accuracy of the predictive model for uranium-bearing mineral systems based on comparison with reference uranium ore objects was 80%. As a result, the most promising areas for uranium were identified using the created model, and the main proposals for setting up predictive and mineragenic studies were scientifically substantiated and formulated.

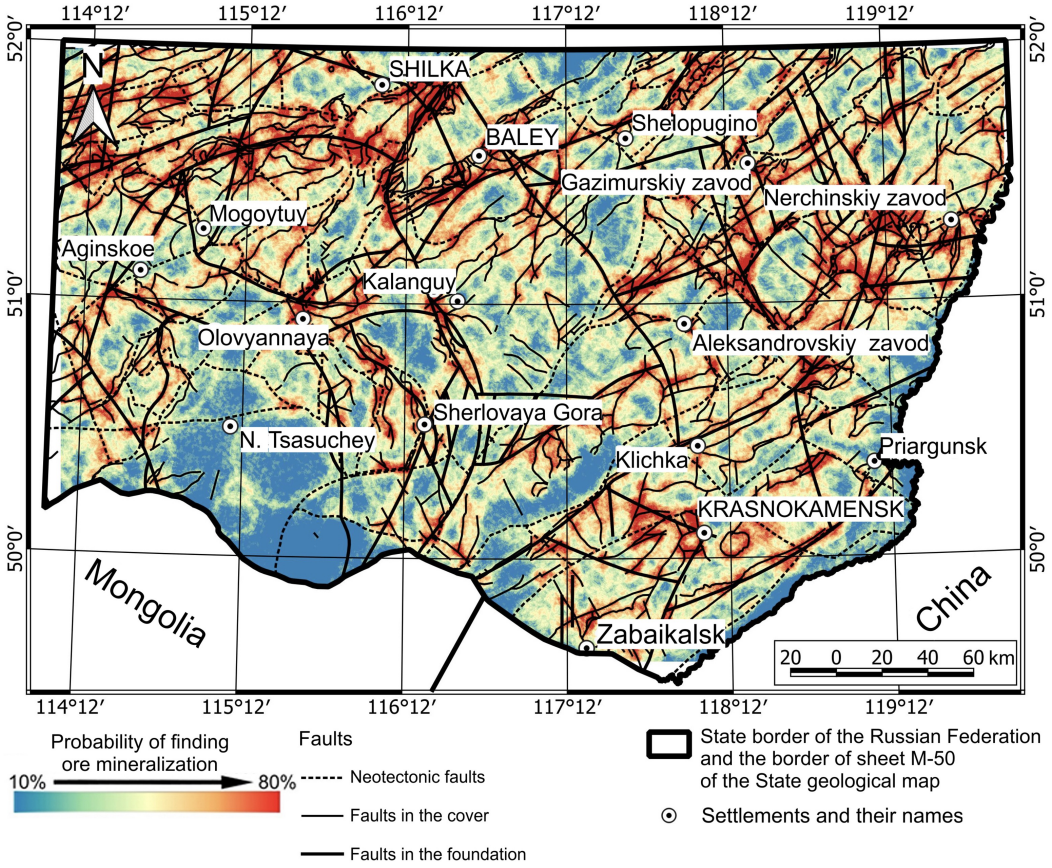


Figure 6. Weight of evidence predictive and exploration model of mineral deposit systems (Au, U, Mo, Pb–Zn, Sn, W, Ta, Nb, Li, fluorite) for the territory of southeastern Transbaikalia (map M-50). A database of 1239 deposits and ore occurrences was used.

An important tool for verifying the regional predictive and exploration model, in addition to the reconstructed structural and tectonic setting, is the analysis of the formation time of mineral systems of deposits in the Argun metallogenic zone. In the work of B. L. Rybalov [*Rybalov*, 2000], based on a generalization of materials on the metallogeny of southeastern Transbaikalia, a conclusion was made that all the late Mesozoic deposits developed here form three evolutionary series: gold–molybdenum (170 ± 5–150 ± 5 Ma), rare metal–polymetallic–uranium (140 ± 5–130 ± 5 Ma) and fluorine–gold–silver (120 ± 5–110 ± 5 Ma). Ore deposits of these series are concentrated in certain metallogenic belts and tectonic blocks.

Modern GIS technologies allow visualization of these conclusions. For this purpose, work was carried out on the selection of 1239 deposits and ore occurrences of the southeastern Transbaikalia (geological map M-50) to link the rows identified by B. L. Rybalov with the formation of a thermal map of the location of objects (Figure 7).

Comparative analysis of the structures of heat maps and the weight of evidence predictive and exploration model shows their good convergence. Moreover, a comparative analysis of the distribution of the density of ore objects of the evolutionary series identified by B. L. Rybalov and the distribution scheme of clusters promising for ore mineralization created on the basis of statistical methods for processing the multispectral characteristics of ore-accompanying metasomatites and GIS modeling using fuzzy logic algorithms also show good convergence. Based on this, it can be concluded that the predictive and exploration model of mineral systems of ore deposits in the Argun metallogenic zone is verified both by spatial and temporal parameters. Along with this, the coincidence in space of areas with the maximum density of ore objects belonging to different evolutionary series may indicate

the presence of nodes of long-term circulation of metalliferous fluids with the formation of mineral-forming systems of deposits with complex ores.

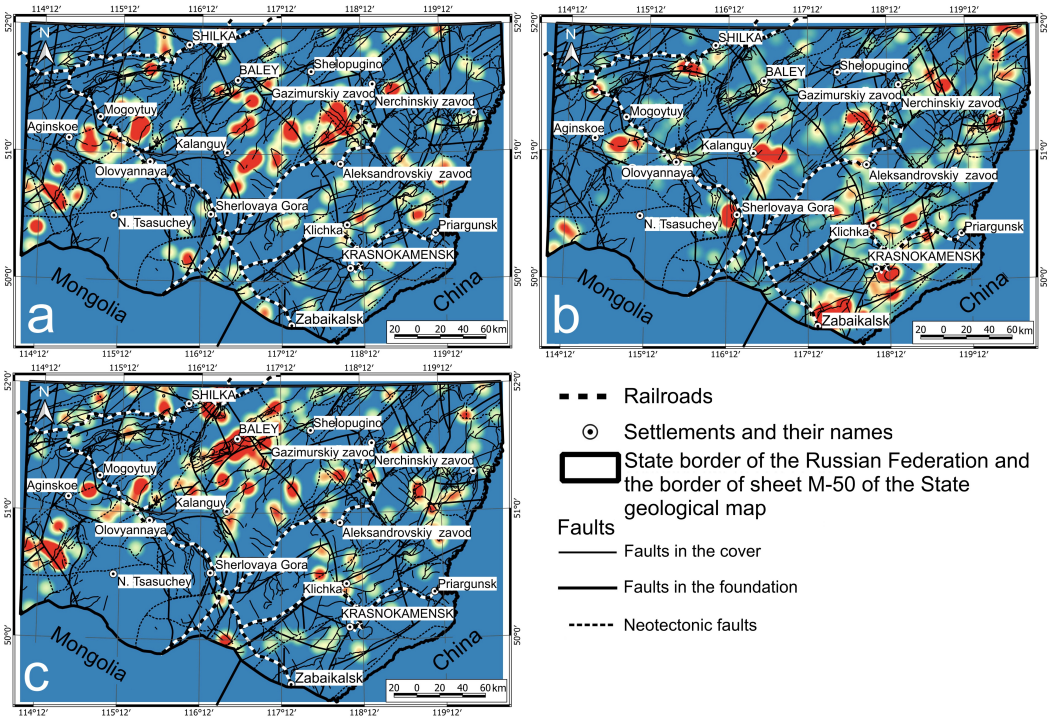


Figure 7. Heat maps of the location of ore objects of the gold–molybdenum (a), rare metal–polymetallic–uranium (b) and fluorine–gold–silver (c) series. The maps reflect the spatial density of mineralization (the number of ore objects per area unit according to S. S. Smirnov). Red areas are the maximum density (closeness) of ore objects, blue areas are the absence of objects. For visualization, the number of ore objects in a window with a radius of 10 km was considered.

7. Conclusion

Conceptual tasks that determine the basis of the technological architecture of GIS projects of ore-forming (mineral) systems of ore deposits, including uranium deposits of leading geological and genetic types, are associated with ensuring prompt access to information and implementing the capabilities of specialists to effectively work with geodata. The high level of theoretical tasks determines high requirements for software, mathematical and linguistic support of the system based on the theory of functioning of information (including GIS) systems. In particular, the operations of functioning of these systems are supported by such technologies as spatial-three-dimensional and four-dimensional (space-time) modeling of the objects under study. The main principles of construction of these systems are: 1) integration when combining information resources and 2) information interaction using a single multi-user software and hardware environment.

As a basis for the functioning of GIS projects for predictive-mineragenic studies, we use the principles of integration and information interaction of cartographic description and signs of manifestation of ore-forming (mineral) systems of mineral deposits. For example, signs of ore-supplying, ore-distributing and ore-bearing fault structures are uranium-specialized volcanoplutonic complexes and hydrothermal-metasomatic changes in rocks controlled by faults within them [*Andreeva et al.*, 2020].

Taking into account the prospects for discovering new deposits for the purpose of reproduction and development of the mineral resource base of scarce types of strategic mineral raw materials, it is necessary to conduct predicting and mineragenic studies aimed at identifying the features of the tectonic structure of the areas as a whole, conducting geodynamic reconstructions, assessing the stress state of rock massifs and the kinematics

of movements in the zones of major faults in the pre-ore, ore and post-ore stages. In this context, work has been carried out for the territory of southeastern Transbaikalia to create an organizational structure of a territorially centralized and thematically distributed database, including all available geological and geophysical information.

Based on the models of ore-forming systems, a GIS project was created, which collected and analyzed extensive data on geology, metallogeny, geodynamics, tectonics, mineralogy, geochemistry and structural-geological features of southeastern Transbaikalia. A comprehensive GIS analysis established that the known deposits and ore occurrences of the region are localized in areas where zones of maximum density of linear structures (lineaments, faults, cracks) and areas of optimal values of the coefficient of tendency to shear dislocations (transtension) are combined. The obtained results made it possible to create a structural weight of evidence predictive and exploration model reflecting the most promising areas for predictive and mineragenic studies on a scale of 1:200,000–1:50,000 in the Argun metallogenic zone. The expediency and prospects of using this model are confirmed by good convergence with the spatial distribution schemes of three evolutionary series of ore deposits of the late Mesozoic age, as well as with the distribution schemes of multispectral characteristics of ore-accompanying metasomatites, compiled from the materials of remote sensing of the Earth. This approach is expedient to use for setting up predictive-minerogenic studies on scarce types of strategic mineral raw materials in other regions, including territories with complex climatic and landscape conditions.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the state assignment of IGEM RAS.

References

Andreeva, O. V., V. A. Petrov, and V. V. Poluektov (2020), Mesozoic Acid Magmatites of Southeastern Transbaikalia: Petrogeochemistry and Relationship with Metasomatism and Ore Formation, *Geology of Ore Deposits*, *62*(1), 69–96, https://doi.org/10.1134/s1075701520010018.

Betechtin, A. G., F. I. Wolfson, A. N. Zavaritsky, et al. (1953), *The main problems in the study of magmatic ore deposits*, 615 pp., Publishing house of the USSR Academy of Sciences, Moscow (in Russian).

Chi, G., D. Xu, C. Xue, et al. (2022), Hydrodynamic Links between Shallow and Deep Mineralization Systems and Implications for Deep Mineral Exploration, *Acta Geologica Sinica - English Edition*, *96*(1), 1–25, https://doi.org/10.1111/1755-6724.14903.

Grishkov, G. A., I. O. Nafigin, S. A. Ustinov, et al. (2023), Developing a Technique for Automatic Lineament Identification Based on the Neural Network Approach, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, *59*(10), 1271–1280, https://doi.org/10.1134/s0001433823120101.

Gzovsky, M. V. (1975), *Fundamentals of Tectonophysics*, 536 pp., Nauka (in Russian).

Hancock, P. L. (1985), Brittle microtectonics: principles and practice, *Journal of Structural Geology*, *7*(3–4), 437–457, https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3.

International Atomic Energy Agency (2020), *Descriptive Uranium Deposit and Mineral System Models*, 328 pp., IAEA, Vienna.

Lespinasse, M. (1999), Are fluid inclusion planes useful in structural geology?, *Journal of Structural Geology*, *21*(8–9), 1237–1243, https://doi.org/10.1016/s0191-8141(99)00027-9.

Lespinasse, M., L. Desindes, P. Fratczak, and V. Petrov (2005), Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust, *Chemical Geology*, *223*(1–3), 170–178, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.05.009.

Mashkovtsev, G. A., and V. A. Petrov (2023), Ways to improve the scientific and methodological foundations of prospecting for solid minerals, in *Collection of reports of the scientific and practical conference "Actual problems of prospecting geology". November 22-24, 2022*, pp. 195–208, FGBU "VIMS", Moscow (in Russian).

Minaev, V. A., S. A. Ustinov, V. A. Petrov, et al. (2024), Regional Remote Sensing Analysis of Fault Tectonics of the Kola Peninsula and Its Role in Ore Formation, *Russian Journal of Earth Sciences*, *24*, ES3010, https://doi.org/10.2205/2024es000918 (in Russian).

Nafigin, I. O., V. T. Ishmukhametova, S. A. Ustinov, et al. (2022), Geological and Mineralogical Mapping Based on Statistical Methods of Remote Sensing Data Processing of Landsat-8: A Case Study in the Southeastern Transbaikalia, Russia, *Sustainability*, *14*(15), 9242, https://doi.org/10.3390/su14159242.

Pek, A. A., V. I. Malkovsky, and V. A. Petrov (2020), Mineral System of the Streltsovka Caldera Uranium Deposits (East Transbaikalia), *Geology of Ore Deposits*, *62*(1), 31–48, https://doi.org/10.1134/s1075701520010055.

Petrov, V. A. (2017), Seismogeodynamics and tectonophysics of the hydrothermal ore formation, *Exploration and protection of mineral resources*, (11), 37–42 (in Russian), EDN: YTHJTD.

Petrov, V. A., M. Lespinasse, V. V. Poluektov, et al. (2013a), Stress-time context of fault permeability at the Krasnokamensk Area SE Transbaikalia, *Journal of Physics: Conference Series*, *416*, 012,018, https://doi.org/10.1088/1742-6596/416/1/012018.

Petrov, V. A., S. A. Ustinov, V. V. Poluektov, and V. Y. Prokofiev (2013b), Reconstructing Ways and Conditions of Migration of Ore-Bearing Hydrothermal Solutions: Geostructural and Thermobarogeochemical Approach, *Russian Foundation for Basic Research Journal*, (1(77)), 27–32 (in Russian), EDN: ZXKFZB.

Petrov, V. A., O. V. Andreeva, V. V. Poluektov, and D. V. Kovalenko (2017), Tectonomagmatic cycles and geodynamic conditions of formation of the ore-bearing systems in the Southern Argun' Region, *Doklady Earth Sciences*, *472*(2), 159–162, https://doi.org/10.1134/s1028334x17020179.

Petrov, V. A., A. A. Pek, and V. I. Malkovsky (2022), Uranium Sources and Fluid Transport in Volcanic Mineralized Systems: an Example of Streltsovka Caldera, Russia with Reflection on Dornot, Mongolia, *Journal of Volcanology and Seismology*, *16*(6), 472–497, https://doi.org/10.1134/s0742046322060045.

Petrov, V. A., S. A. Ustinov, V. A. Minaev, et al. (2024), Geoinformation technologies in forecasting and mineragenic researches, *Prospect & protection of mineral resources*, (2), 25–35, https://doi.org/10.53085/0034-026x_2024_2_25 (in Russian).

Prokof'ev, V. Y., and A. A. Pek (2015), Problems in estimation of the formation depth of hydrothermal deposits by data on pressure of mineralizing fluids, *Geology of Ore Deposits*, *57*(1), 1–20, https://doi.org/10.1134/s1075701515010043.

Rebetsky, Y. L., L. A. Sim, and A. V. Marinin (2017), *From slickensides to tectonic stresses. Methods and algorithms*, 234 pp., GEOS (in Russian).

Riedel, W. (1929), Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, *30*, 354–368.

Rybalov, B. L. (2000), Evolutionary series of late Mesozoic ore deposits of Eastern Transbaikalia, *Geology of Ore Deposits*, *42*(4), 377–388 (in Russian).

Sheahan, C., M. Fayek, D. Quirt, and C. W. Jefferson (2016), A Combined Ingress-Egress Model for the Kianna Unconformity-Related Uranium Deposit, Shea Creek Project, Athabasca Basin, Canada, *Economic Geology*, *111*(1), 225–257, https://doi.org/10.2113/econgeo.111.1.225.

Sibson, R. H. (2019), Arterial faults and their role in mineralizing systems, *Geoscience Frontiers*, *10*(6), 2093–2100, https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.01.007.

Skirrow, R. G., S. Jaireth, D. L. Huston, et al. (2009), *Uranium mineral systems: processes, exploration criteria and a new deposit framework*, 44 pp., Geoscience Australia Record 2009/20.

Smirnov, V. I. (1976), *Geology of useful minerals*, 688 pp., Nedra (in Russian).

Ustinov, S. A., and V. A. Petrov (2016), Use of Detailed Digital Relief Models for the Structural and Lineament Analysis (On Example of the Urtuysky Granite Massif, SE Transbaikalia), *Geoinformatika*, (2), 51–60 (in Russian), EDN: WBKJRP.

Ustinov, S. A., and V. A. Petrov (2018), Theoretical Basics and Opportunities of the Special Technique of Microstructural Analysis Application, *Advances in modern natural science*, (10), 125–131 (in Russian), EDN: VKLEVC.

Ustinov, S. A., V. A. Petrov, V. A. Minaev, et al. (2024), Detection and Interpretation of Central Type Structures within the Territory of Southeastern Transbaikalia for Prediction of Ore-Forming Systems, *Geology of Ore Deposits*, *66*(4), 345–375, https://doi.org/10.1134/s107570152460018x.

Wyborn, L. A. I., C. A. Heinrich, and A. L. Jaques (1994), Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria, in *1994 AuslMM Annual Conference, Darwin 5-9 August 1994*, pp. 109–115.

Zlobina, T. M., V. A. Petrov, V. Y. Prokofiev, et al. (2020), Seismogenic Nature of Fluid-Dynamic Structural Parageneses of the Uryakh Gold Ore Field (Northeastern Transbaikalia), *Geology of Ore Deposits*, *62*(4), 261–287, https://doi.org/10.1134/s1075701520040066.

Zoback, M. D., J. Townend, and B. Grollimund (2002), Steady-State Failure Equilibrium and Deformation of Intraplate Lithosphere, *International Geology Review*, *44*(5), 383–401, https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.5.383.

Russian Journal of Earth Sciences

Вариационно-комбинаторный подход при решении обратных задач геофизики в рамках теории дискретного потенциала. Случай геологических сред со сложной структурой

И. Э. Степанова[*,1], **И. И. Колотов**[2]

[1]Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2]Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, физический факультет, Москва, Россия
* **Контакт:** Инна Эдуардовна Степанова, e-mail: tet@ifz.ru

В работе описывается методика применения вариационно-комбинаторного подхода при решении обратных линейных и нелинейных задач геофизики в рамках теории дискретного потенциала. Информация, получаемая благодаря дистанционному зондированию Земли и планет, носит исключительно дискретный характер, несмотря на поистине огромные массивы данных. Комбинаторные методы дискретной математики позволяют, если можно так выразиться, организовать «селективный отбор» информации о физических полях: аналитические аппроксимации строятся только по тем значениям элементов поля, которые могут быть надежно идентифицированы как полезный сигнал, а не случайная или систематическая помеха.

Ключевые слова: комбинаторный подход, дискретный потенциал; геологическая структура; интегральные представления.

Цитирование: Степанова, И. Э., И. И. Колотов Вариационно-комбинаторный подход при решении обратных задач геофизики в рамках теории дискретного потенциала. Случай геологических сред со сложной структурой // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3002. — DOI: 10.2205/2025es001000 — EDN: QYNSZG

1. Введение

В работе [*Stepanova and Kolotov, 2024b*] мы показали, как методы дискретной математики могут быть применены при обработке больших и сверхбольших массивов геофизических данных. Поскольку количество получаемой благодаря спутниковому зондированию Земли и планет информации за последние несколько лет многократно возросло (можно сказать, что наблюдается в некотором смысле «неконтролируемый» всплеск числа измерений различных физических величин), то без предварительного отбора и сортировки данных интерпретировать их бессмысленно: количество не перейдет без дополнительных усилий со стороны исследователя в качество. В указанной выше работе мы изложили сущность нового алгоритма работы с геофизическими данными, сделав упор на разбиении исходной выборки на блоки, соответствующие характеру решаемой задачи. В настоящей статье приводятся результаты дальнейших исследований в области комбинаторного анализа и последующего решения различных обратных задач геофизики в рамках теории дискретного потенциала [*Арсанукаев, 2004; Страхов и др., 1996*]. Изложенные в работе методы и подходы могут быть полезны при построении аналитических моделей физических полей Земли и планет Солнечной системы. В свою очередь, модели полей имеют важное значение для содержательной геологической интерпретации различных геофизических данных.

https://elibrary.ru/QYNSZG

Получено: 9 октября 2024 г.
Принято: 17 февраля 2025 г.
Опубликовано: 24 марта 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Применявшийся нами метод линейных интегральных представлений [*Раевский и Степанова, 2015; Stepanova and Kolotov, 2024a; Stepanova and Strakhov, 2002a,b*] теперь будет играть вспомогательную роль: он будет выступать в качестве средства контроля получаемых результатов, а также для того чтобы находить эквивалентные по внешнему полю двумерные распределения масс. Двумерные распределения источников (мы их рассмотрим на семействе плоскостей и будем использовать декартову систему координат во всех случаях) – это своеобразное изображение реального трехмерного объекта, полученное с помощью сечения этого объекта некоторой плоскостью (ориентация которой заранее неизвестна и считается параметром задачи, подлежащим определению). В принципе, метод интегральных представлений может применяться и в трехмерном варианте, но при тестировании новой методики предпочтительнее как бы делать «срезы» исследуемого источника поля.

Методика первичной сортировки, описанная нами в [*Stepanova and Kolotov, 2024b*], может дополняться новыми концептуальными положениями и алгоритмами. Однако слишком сложным и громоздким процесс, если можно так выразиться, «полуколичественного» анализа данных быть не должен. Поэтому важно формализовать на языке математики процедуру фильтрации полученной информации о реальных физических полях таким образом, чтобы свести к минимуму произвол в выборе тех или иных характеристик как самих полей, так и их источников. Для этого можно применить комбинаторную схему с фиксированным числом возрастаний и убываний некоторых величин из исследуемого массива данных. Что касается источников гравитационного, магнитного и других полей, то при классификации такого рода объектов можно анализировать их геометрические свойства. В дальнейшем мы будем описывать все геофизические явления единообразно: определим единое для источников и физических полей сеточное пространство, систему координат в этом сеточном пространстве, норму элементов, операторы, действующие на сеточном пространстве и т.п. Поскольку любое сеточное пространство идентифицируется после задания шагов сетки и начала координат, то, фактически, все операции над векторами сеточного пространства можно свести к сложению, вычитанию и умножению на элементы основного поля (над которым это пространство определено). Именно по этой причине функции целочисленного аргумента играют большую роль при решении обратных задач в рамках теории дискретного потенциала.

В. Н. Страхов доказал в [*Страхов, 1977*], что существует несчетное множество эквивалентных по внешнему гравитационному полю трехмерных непрерывных распределений масс, не отличающихся какой бы то ни было симметрией. Для выделения единственного решения линейной (а тем более – нелинейной) задачи геофизики необходим достаточно гибкий алгоритм, который, однако, не должен быть слишком затратным (имеется в виду время вычислений различных величин на компьютерах, требуемая для этого оперативная и постоянная память и т.п.). В некоторых случаях единственного решения и не требуется (когда достаточно построения метрологических аппроксимаций потенциальных полей), но всегда важно установить, какие данные являются критически необходимыми для создания аналитической модели поля, а какие – избыточными.

1.1. Применение комбинаторного подхода при первичной сортировке данных

Набор данных об элементах физических полей Земли или планет представляет собой дискретное множество $X = \{x_1, x_2, \ldots, x_v\}$, состоящее из v элементов. Элементы такого множества – значения компонент векторного поля (а также функций от компонент) в точках некоторой сети наблюдений. На значения $x_1, x_2, \ldots, x_v$ обычно накладывается ряд ограничений, обусловленных как характером поставленной обратной геофизической задачи, так и способами получения информации об объектах.

Каждая точка из набора должна характеризоваться тремя координатами: либо сферическими, либо декартовыми. В последнем случае рассматривается планетоцентрическая система координат.

При первичной сортировке данных наблюдений могут применяться алгоритмы работы с блок-схемами и (b,v,r,k,λ)-конфигурациями [*Сачков, 1977*].

Методы комбинаторного анализа позволяют оценить число точек наблюдения, которые содержатся в том или ином подмножестве всего ансамбля. Например, если разбить полигон на r областей и задаться вопросом о том, какие значения компонент поля или значения функции от этих элементов встречаются во всех областях рассматриваемого полигона, то по значениям нумератора (или производящей функции, [*см. Сачков, 1977*]) можно будет судить о количестве таких данных.

Если изначально разбить все окружающее планету пространство на зоны, удаленные от фиксированного центра на различные расстояния, то свойства данных наблюдений удобно будет описывать в терминах нумератора в коммутативном несимметричном базисе [*Сачков, 1977*]. В некоторых зонах измерения могут отсутствовать, в то время как в отдельных областях может быть сосредоточено достаточно большое число данных.

Благодаря различным конструкциям, применяемым в комбинаторике (например, производящей функции или нумератору) можно представить себе степень неоднозначности решения обратной задачи, сформулированной в рамках некоторой математической модели геофизического поля.

Структурно-параметрический подход, который применялся нами при решении различных обратных геофизических задач, предполагает, что каждому геологическому объекту соответствует тот или иной эквивалентный по внешнему полю носитель масс [*Stepanova and Strakhov, 2002a,b*]. Комбинаторные методы дискретной математики позволяют формализовать это требование в том смысле, что различные носители взаимно-однозначно соответствуют блокам, на которые разбито некоторое дискретное множество точек X. С каждым блоком, в свою очередь, связан парциальный вектор в общем векторе значений физической величины [*Stepanova and Kolotov, 2024b*] (мы считаем при этом, что принцип суперпозиции физических полей справедлив):

$$\begin{aligned} &X = \left(\mathbf{x}_{\alpha_1};\mathbf{x}_{\alpha_2};\dots\mathbf{x}_{\alpha_n}\right), \quad \mathbf{x}_{\alpha_k} = \left(x_{i_1}, x_{i_2},\dots, x_{i_{\alpha_k}}\right) \subset X, \\ &\alpha_1+\alpha_2+\dots+\alpha_n = m, \quad \alpha_j \in \Lambda_j, \alpha_j \geq 0, \alpha_j \in \mathbb{Z}. \end{aligned} \tag{1}$$

В работе [*Stepanova and Kolotov, 2024b*] мы подробно описали процесс отбора данных и выделения набора критически важных для «реконструкции» геологической среды свойств $A_1, A_2, \dots, A_N$. Важно отметить, что к набору свойств могут относиться и сведения о характере получения данных: тип прибора, время измерения, точность измерения и т.д. Известно, что магнитное поле планеты взаимодействует с Солнечным ветром, поэтому «ночные» и «дневные» выборки неравнозначны с точки зрения построения математической модели внутреннего магнитного поля той или иной планеты Солнечной системы.

Будем считать, что алгоритм сортировки информации был применен к выборке из L элементов (содержащей компоненты гравитационного, магнитного и других полей). Сеть наблюдений, может быть как регулярной, так и нерегулярной.

Основные геометрические свойства сети наблюдений определены на первом этапе сортировки данных. К этим свойствам можно отнести границы полигона, гладкость кривой, описывающей границу (для плоских областей) и поверхности, охватывающей полигон, – для трехмерных задач. Кроме того, в каждой подобласти нужно знать степень контрастности поля (величину модуля векторного поля в каждой точке, модуль градиента поля и т.п.).

Далее, при одноэтапном процессе отбора данных, предлагалось выбрать для каждой подобласти 10 процентов минимальных по модулю значений, выделить из общего набора точки для контроля качества аппроксимации, а затем строить аналитические аппроксимации полей по некоторым выборкам (последовательно исключая или включая в набор для аппроксимации «плохие» и, соответственно, «хорошие» элементы.

В настоящей статье мы рассматриваем двухуровневый процесс интерпретации геофизических данных. Поэтому первый этап заканчивается делением всего набора данных на блоки, структура и количество которых зависят от характера решаемой обратной задачи.

Задание (b,v,r,k,λ)-конфигурации как раз и позволяет достичь целей первого этапа сортировки данных. Опишем алгоритм разбиения множества данных наблюдений на блоки.

Если нам известны L значений некоторой физической величины, измеренной на некотором полигоне, то числа (b,v,r,k,λ) будут иметь следующий смысл:

1. v характеризует расстояние от данной точки до выделенного фиксированного центра (например, центра подобласти);
2. r точек находятся на одном и том же расстоянии v от выделенного центра.
3. b – «отвечает» углу ϑ в сферической системе координат: у нас имеется столько различных значений этого угла;
4. k – точек лежит на конусе, характеризующемся фиксированным значением угла ϑ; $vr = bk$;
5. точки, соответствующие различным v, встречаются попарно ровно на λ конусах.

При необходимости, сферические координаты можно заменить декартовыми (в планетоцентрической системе координат): все математические выкладки становятся существенно проще.

Если в N точках наблюдений измеряется M значений некоторой физической величины (например, три компоненты вектора магнитной индукции и три компоненты гравитационного поля), то r в данном случае – число некоторых опорных точек, или, центров которыми они, эти величины, должны обладать примем: а) некоторый диапазон расстояний точки наблюдения от фиксированного центра; б) модуль вектора магнитной индукции (или некоторый диапазон модулей); в) модуль гравитационного поля (или также диапазон его изменения). Массив точек измерений будет теперь состоять из блоков. Если различных расстояний от точки до какого-либо центра исследования имеется v, внутри s-го блока может находиться ровно k элементов, то всего точек, таким образом структурированных, будет $vr = bk = N_1 \le N$.

Необходимо подчеркнуть, что мы не стараемся охватить все результаты измерений, равно как и описать все свойства геологической среды и изучаемых полей. Это невозможно. Но ключевые параметры полигонов, среды, полей, создаваемых (неизвестными!) источниками, при комбинаторном подходе могут быть выявлены.

Как на первом этапе сортировки данных, так и на втором можно рассматривать перестановки элементов последовательности измерений с r возрастаниями и s убываниями.

Убываниями в последовательности $a_1, a_2, \ldots, a_N$ называются пары элементов $a_j > a_{j+1}$.

Перед первым элементом a_1, равно как и после последнего элемента a_N возрастаний нет.

Для числа перестановок с r возрастаниями и s убываниями справедлива следующая рекуррентная формула [*Сачков, 1977*]:

$$A(r,s) = (r+1)A(r,s-1) + (s+1)A(r-1,s), \quad N-1 = r+s.$$

В качестве «возрастаний» и «убываний» могут выступать самые разные характеристики как полей, так и полигонов (частей полигонов). Например, если на первом этапе сортировки данных мы выяснили, что имеется некоторое количество «оврагов» и «холмов» на карте изолиний какой-либо компоненты поля, то можно разбить весь полигон на подобласти с фиксированным числом таких поднятий и спусков. Кроме того, важным моментом является следующий (и именно он играет решающую роль при постановке вариационных задач в рамках предлагаемого нами подхода для многосвязных областей).

Если мы хотим проинтерпретировать только те данные, которые получены в заданной подобласти всего полигона, и не должны включать в выборку для аппроксимации элементы, содержащиеся в некотором множестве подобластей, то указанные «выброшенные» подобласти как раз и можно ранжировать по возрастанию площади или объема.

Результатом первого этапа сортировки данных из набора (1) можно считать выделение крупных геологических структур, разбиение всего полигона на отдельные районы для исследований, выявление областей с «нетипичным» поведением физических полей (разломов, прогибов, зон вулканической активности и т.п.). Аппроксимацию по всему ансамблю данных можно выполнить, но относительная точность модели в точках с минимальным по модулю элементом поля будет невысока.

1.2. Второй этап интерпретации данных наблюдений в рамках комбинаторного подхода

Второй этап интерпретации данных – это, фактически, работа с каждым отдельным блоком, а также сравнение результатов аппроксимации в пограничных областях (областях пересечения двух и более блоков). Подчеркнем: алгоритм деления данных на блоки не предполагает нулевое пересечение любых двух различных подобластей. Те блоки, которые удалось вычленить из общего набора данных, могут, в свою очередь, сложной геометрией. Именно по этой причине необходима «экспертиза» каждого отдельного сегмента данных. На первом этапе интерпретации мы можем получить сложные конструкции как вследствие большого объема информации, относящейся к тому или иному геологическому объекту или району исследования, так и вследствие морфологических особенностей изучаемого региона или самого элемента поля. Второй этап можно, следовательно, считать в некотором смысле продолжением процедуры сортировки и интерпретации, начатой на первом этапе, но рассмотрение всех процессов при этом происходит в другом масштабе: мы движемся от глобального варианта аппроксимаций полей к локальному. Однако в действительности все оказывается не совсем так просто и однозначно: геологические объекты разной мощности нельзя представлять себе как своеобразную «матрешку», хотя такой подход в математике довольно широко распространен. Цель наших исследований – определить основные критерии «качества» выборки с точки зрения построения адекватной реальности модели физического поля, а также поиск оптимальных сетей наблюдений («шаблонов»), которые позволили бы в большинстве случаев дать представление о возможных источниках поля. Поскольку в локальном варианте все функции зависят от декартовых координат и начало координат не фиксировано, то мы оказываемся в ситуации, когда можно линейной заменой переменных перевести любой полигон в некоторый эталонный. Можно было бы считать эталоном куб со стороной 1 и одной вершиной, расположенной в начале координат, но мы будем работать и с другими шаблонами сетей наблюдения сеть (чтобы наши модельные расчеты несли в себе геофизическое содержание).

Поскольку наиболее информативными являются результаты измерения вблизи поверхности планет, то нам кажется целесообразным разбиение пространства в непосредственной близости от планеты на большее число зон, нежели вдали от нее.

Такого рода данные целесообразно делить на группы элементов, которые отличаются угловыми координатами. Для каждой из групп находится наилучшее приближение к измеренному полю, при этом строятся аппроксимации элементов поля при различных конфигурациях узлов наблюдений. Безусловно, все разбиения элементов на группы мы охватить не можем: число таких конфигураций при больших L огромно. Однако конфигурации, важные для каждого конкретного случая постановки обратной задачи, следует проанализировать.

Как на первом, так на втором этапах интерпретации информации о физических полях Земли и планет можно рассматривать области, в которых в нескольких местах имеет место так называемый выход на нормальное поле: аномалии наблюдаются вблизи нескольких центров (их и можно принять за центры блоков, на которые разбивается

область), затем модуль элемента поля плавно убывает до нуля, а потом снова начинает расти. Такого рода области пространства мы назовем многосвязными областями (по аналогии с двумерными многосвязными областями). Более строгое математическое определение нам не требуется, поскольку вариационные постановки мы будем изучать в некоторой канонической области, представляющей собой прямоугольный параллелепипед с несколькими вырезанными из него параллелепипедами меньшего размера. Для такого рода объектов известна резольвента оператора Лапласа, и именно поэтому мы можем обосновать корректность применения метода матричной прогонки при поиске решений линейных обратных задач геофизики. Помимо этого, постановка задач в трехмерных «многосвязных» областях позволяет лучше представлять себе, как решаются обратные задачи геофизики смешанного типа: когда в одном или нескольких слоях бесконечного простирания присутствуют локальные неоднородности (включения). Таким образом, рудные и структурные обратные задачи гравиметрии можно объединить в один «кластер», если вмещающие слои считать прямоугольными параллелепипедами большого размера. Напомним читателю, что мы работаем в сеточном пространстве, где все определяется шагами сетки по каждому из направлений и понятие «бесконечности» не следует понимать в узком смысле.

Мы будем искать эквивалентные по внешним полям сеточные массы или сеточные магнитные моменты с использованием различных регуляризирующих алгоритмов [*Тихонов и др., 1990*], поскольку задачи такого типа являются некорректно поставленными в подавляющем большинстве случаев. Метод матричной прогонки можно применить также для отыскания сеточного поля по известному распределению сеточных масс.

На втором этапе можно «прогнать» алгоритм деления данных на блоки [*Stepanova and Kolotov, 2024b*] еще раз, выявляя более мелкие неоднородности (неоднородности локального характера). При этом на втором этапе желательно уже работать с региональными и локальными данными о полях. Нормальную (или региональную) компоненты поля нужно исключить, используя результаты интерпретации первого этапа. Напомним читателю, что аппроксимацию элемента поля можно строить и на первом этапе интерпретации, после первичной сортировки данных. Мы получим матрицу СЛАУ, к которой редуцируется обратная геофизическая задача, с не очень хорошими свойствами (СЛАУ может быть плохо обусловленной), но некоторое приемлемое для практических целей приближение к нормальному или региональному полю так найти можно [*Раевский и Степанова, 2015; Stepanova and Strakhov, 2002a,b*].

Речь идет об областях, подлежащих более детальному изучению: в них нужно взять больше элементов из выборки, чем в других зонах. Если же мы сформулируем вариационную постановку сразу для всего массива разнородных и разноточных данных (зачастую еще и зависящих от времени), то качество приближенного решения в интересующей нас области может оказаться неудовлетворительным по причине неоднозначности решения обратной задачи.

2. Вариационная постановка для определения гравитационного поля. Декартова система координат. Многосвязные области

В [*Арсанукаев, 2004; Страхов и др., 1996*] приводятся основные формулы теории дискретных гравитационного и магнитного потенциалов, а также примеры постановок вариационных задач по определению гравитационного и магнитного полей в сеточных пространствах.

Аналогами операторов Лапласа и Пуассона сеточном пространстве $X_n^{(S)}$ (n измерений) являются следующие выражения:

$$\begin{aligned} &\Lambda\left\{V_S(x^{(S)})\right\} = 0; \\ &\Lambda\left\{V_S(x^{(S)})\right\} = -\frac{GC_n m_S(x^{(S)})}{H^{n-2}}, \quad H = \left(\prod_{k=1}^{n} h_k\right)^{\frac{1}{n}}, \quad m_S(x^{(S)}) = H^n \rho(x^{(S)}). \end{aligned} \tag{2}$$

В (2) Λ – выбранный конечноразностный аналог оператора Лапласа, а $m_S(x^{(S)}) = H^n \rho(x^{(S)})$ – значения сеточных масс, порождающих сеточное гравитационное поле; h_k – шаг по k-ому направлению в декартовой системе координат; G – гравитационная постоянная; C_n – константа, зависящая от размерности пространства, в трехмерном пространстве: $C_3 = 4\pi$.

Оператор Лапласа в (2) будем считать заданным на шаблоне «крест» [*Самарский и Николаев, 1978*]. Тогда для трехмерного сеточного пространства будем иметь:

$$\begin{aligned} &\Lambda^+(V_S(x^{(S)})) = -3\left(\sum_{p=1}^{3} C_p\right) V_S\left(x^{(S)}\right) + \sum_{p=1}^{3}\left\{V_S(x^{(S)} - h_p e_p) + V_S(x^{(S)} + h_p e_p)\right\} = 0, \\ &C_p = \frac{H^3}{h_1 h_2 h_3}, \quad H = \sqrt[3]{h_1 h_2 h_3}, \quad x^{(S)} = \left(x_1^{(s)}, x_2^{(S)}, x_3^{(S)}\right), \quad x_p^{(S)} = k h_p, \quad -K \le k \le +K; \\ &h_p = \text{const}, \quad p = 1,2,3; \quad \left|x_p^{(S)}\right| \le d_p = K h_p, \quad p = 1,2,3. \end{aligned} \tag{3}$$

Трехмерное сеточное пространство (т.е. неограниченное множество точек $x^{(S)} = \left(x_{\ 1}^{(S)}, x_{\ 2}^{(S)}, \ldots, x_{\ n}^{(S)}\right)^T$, $x_k^{(S)} = p h_k$; $-\infty < p < +\infty$, $p = 0, \pm 1, \pm 2, \ldots$; $h_k = \text{const}$, заменяется ансамблем, или семейством, расширяющихся компактов, представляющих собой прямоугольные параллелепипеды $\left|x_p^{(S)}\right| \le d_p = K_n h_p$, $p = 1,2,3$; здесь d_p, K_n и $h_p, p = 1,2,3$, – некоторые положительные константы, причем $K_n \to \infty$ при $n \to \infty$,

Как видно из соотношений (2)–(3), дискретный потенциал – это некоторая сеточная функция, определенная, вообще говоря, во всем трехмерном сеточном пространстве. Там, где есть источники поля, эта функция удовлетворяет уравнению Пуассона (в правой части которого как раз и стоят источники сигнала); в дополнительной к носителю масс области дискретный потенциал – гармоническая функция (в конечно-разностном, разумеется, смысле). Граничные условия и характер изменения дискретного потенциала на бесконечности неизвестны.

Для выделения из несчетного множества решений уравнения (2) или (3) оптимального в некотором смысле вектора мы поступим следующим образом.

Сначала определим некоторую сеточную область, в которой будем искать дискретный потенциал – D_S. Вектора сеточного пространства принадлежат этой области: $x^{(S)} \in D_S$. Далее, рассмотрим $E(D_S)$ – эвклидову норму в сеточной области D_S; $\Phi(\mathbf{t}, \mathbf{z})$ – неотрицательный функционал на векторах одинаковой размерности $\mathbf{t}$ и $\mathbf{z}$. Допустим также, что носители масс содержатся в некотором подмножестве точек сеточного пространства: $\xi^{(S)} \in J_S$. $\Phi(\mathbf{t}, \mathbf{z})$ часто представляет собой квадрат эвклидовой нормы разности между значениями дискретного потенциала $V_S(x^{(S)})$ и значениями в тех же точках заданной функции $g_S(x^{(S)})$.

Примем, что для рассматриваемых нами полей справедлив принцип суперпозиции (для гравитационного поля он справедлив всегда, а для магнитного – в случае слабых полей). Тогда можно представить дискретный потенциал в следующем виде:

$$V_S\left(x^{(s)}\right) = \sum_{\xi^{(S)} \in J_S} m_S(\xi^{(S)}) \Omega_n^{(S)}(x^{(s)} - \xi^{(S)}). \tag{4}$$

Фигурирующее в (4) сеточное фундаментальное решение оператора Лапласа $\Omega_n^{(S)}(x^{(s)})$ определяется из соотношений:

$$\Delta\left(\Omega_n^{(S)}(x^{(s)})\right) = -\frac{C_n}{H^{n-2}} e\left(x^{(S)}\right), \tag{5}$$

$$e\left(x^{(S)}\right) = \begin{cases} 1, & x_{(S)} = 0, \\ 0. & \left|x^{(S)}\right| > 0. \end{cases} \tag{6}$$

В (4) J_S есть совокупность векторов координат $\xi^{(S)}$ тех узлов сетки, в которых имеются ненулевые сеточные массы; иначе говоря, J_S – это сеточный носитель источников поля. Мы подчеркивали в [*Stepanova and Kolotov, 2024b*], что для однозначной разрешимости задачи (5)–(6) можно задать граничные условия первого или второго рода в некоторой совокупности узлов сетки.

В качестве границы возьмем границу «эталонного» куба K_{et} с центром в начале координат и стороной 200 км.

$$\Omega_n^{(S)}(x^{(s)})\Big|_{x^{(S)}\in\Gamma K_{et}} = \Omega_{n,c}(x^{(s)}), \tag{7}$$

где $\Omega_{n,c}(x^{(s)})$ – континуальное решение уравнения Лапласа; ΓK_{et} – граница эталонного куба.

Помимо задания граничных условий (7), можно рассмотреть и некоторый функционал качества, которому должен удовлетворять сеточный аналог фундаментального решения уравнения Лапласа. Мы выбрали следующий:

$$F\left[\Omega_3^{(S)}\left(x^{(S)}\right)\right] = \sum_{x^{(S)}\in S^3_{+++}} \left(\frac{\Omega_3^{(S)}\left(x^{(S)}\right) - \Omega_{3,c}\left(x^{(S)}\right)}{\Omega_{3,c}\left(x^{(S)}\right)}\right)^2 = \min, \tag{8}$$

где $\Omega_{3,c}\left(x^{(S)}\right)$ – значения континуального фундаментального решения уравнения Лапласа в точках сеточной области. В (8) $S^3{}_{+++} = \left\{x^{(S)} : x_1^{(S)} \geq 0, x_2^{(S)} \geq 0, x_3^{(S)} \geq 0, x_1^{(S)} \leq x_2^{(S)} \leq x_3^{(S)}\right\}$.

В силу симметрии сеточного фундаментального решения, достаточно найти его в этой области (т.е. в части первого координатного октанта):

$$\Omega_3^{(S)}(x^{(S)}) \equiv \Omega_3^{(S)}\left(x_1^{(S)}, x_2^{(S)}, x_3^{(S)}\right) = \Omega_3^{(S)}\left(\left|x_1^{(S)}\right|, \left|x_2^{(S)}\right|, \left|x_3^{(S)}\right|\right) = \Omega_3^{(S)}\left(\left|x_{i_1}^{(S)}\right|, \left|x_{i_2}^{(S)}\right|, \left|x_{i_3}^{(S)}\right|\right),$$

$$(i_1, i_2, i_3) \in S_3,$$

где S_3 –группа перестановок трех индексов.

Таким образом, для определения гравитационного потенциала, создаваемого распределением масс в J_S, мы должны решить систему уравнений (5)–(7) или (5), (6), (8), а затем вычислить потенциал по формуле (4). Если речь идет об обратной линейной задаче гравиметрии, то ее можно сформулировать так.

Найти распределение масс в J_S по известному дискретному гравитационному потенциалу $V_S\left(x^{(s)}\right)$, если сеточное фундаментальное решение удовлетворяет соотношениям (5), (6), (8) или (5)–(7). Гравитационный потенциал при этом представляется в виде суммы (5).

Замечание. Вместо гравитационного потенциала можно, безусловно, рассмотреть и его сеточные производные.

Фактически, при решении задач геофизики в рамках теории дискретного потенциала нет необходимости решать систему (2) (или, более подробно, (3)) с некоторыми граничными условиями. Принцип суперпозиции позволяет определять дискретные потенциалы по формуле (4) при условии, что найдено сеточное фундаментальное решение из (5)–(7) или (5), (6), (8). Нужно еще отметить, что, в отличие от континуального случая, поиск пространственного распределения значений некоторого элемента дискретного поля не является прямой задачей, даже если есть точная информация о величине и локализации источников, поскольку для значений сеточного фундаментального решения в узлах сети (см. (4)), нет аналитического выражения. Пока неясно, можно ли дать точную оценку приближения сеточного фундаментального решения к континуальному аналогу на бесконечности. Поэтому очень важно установить, при каких условиях и в каких пространственных областях указанное сеточное фундаментальное решение определяется однозначно.

Сеточное фундаментальное решение было вычислено А. Н. Левашовым в эталонном кубе с точностью $\eta = 1 \times 10^{-8}$.

Решение задач (2)–(3) или (5)–(7) можно искать с помощью метода прогонки. В указанном методе матрицы систем линейных алгебраических уравнений имеют трехдиагональный или блочно-трехдиагональный вид (если постановка рассматривается в трехмерном сеточном пространстве). Более того, если мы покажем, при каких условиях метод матричной прогонки применим, то тем самым мы конструктивно опишем способ нахождения единственного решения систем (2)–(3) или (5)–(6) при дополнительных граничных условиях.

Дифференциально-разностному оператору в (2) соответствует при решении краевых задач схема матричной прогонки [*Самарский и Николаев, 1978*] следующего вида:

$$\begin{array}{ll}
-\mathbf{Y}_{k-1} + \mathbf{C}_k \mathbf{Y}_k + \mathbf{Y}_{k+1} = \mathbf{F}_k, & 1 \le k \le N_3 - 1, \\
\mathbf{CY} = \left(\Lambda \mathbf{y}_1, \Lambda \mathbf{y}_2, \ldots, \Lambda \mathbf{y}_{N_2-1}\right), & \mathbf{Y} = \left(\mathbf{y}_1, \mathbf{y}_2, \ldots, \mathbf{y}_{N_2-1}\right), \\
\mathbf{y}_j = \left(y_{1,j}, y_{2,j}, \ldots, y_{N_1-1,j}\right), & 1 \le j \le N_2 - 1, \\
\Lambda \mathbf{y}_j = \left(\Lambda_1 y_{1,j}, \Lambda_1 y_{2,j}, \ldots, \Lambda_1 y_{N_1-1,j}\right), & \\
\Lambda_1 y_{i,j} = 2y_{i,j} - C_3^2 y_{\bar{x}_1 x_1; i,j} - C_3^2 y_{\bar{x}_2 x_2; i,j}, & 1 \le i \le N_1 - 1; 1 \le j \le N_2 - 1.
\end{array} \tag{9}$$

В (9) через $\mathbf{Y}_k$ обозначен блочный вектор значений сеточной функции в слое, соответствующем значению третьей координаты $x_3^{(S)} = kh_3$, $1 \le k \le N_3 - 1$. Правые части $\mathbf{F}_k$ при изменении индекса $1 \le k \le N_3 - 1$ – это значения некоторой сеточной функции в соответствующих точках в случае уравнения Пуассона и нули, если мы рассматриваем уравнение (6), константа C_3^2 определяется в (2) (точнее говоря, это – квадрат C_3). К уравнениям (8) необходимо добавить граничные условия с тем, чтобы возникла постановка краевой задачи. Мы рассмотрим граничные условия первого рода:

$$\mathbf{Y}_0 = \mathbf{F}_0, \mathbf{Y}_{N_3} = \mathbf{F}_{N_3}.$$

Необходимо сделать важное замечание: соотношение (3) – это конечно-разностный аналог уравнения Пуассона, заданный в неограниченной сеточной области, фактически – во всем сеточном пространстве. Для однозначной разрешимости такого рода уравнений, как мы подчеркивали выше, необходимо задать граничные условия, причем в тех точках, где это возможно сделать. Поэтому нужно определиться со свойствами сеточных областей, в которых мы в дальнейшем будем рассматривать краевые задачи для конечно-разностных аналогов уравнений Лапласа и Пуассона. Введем следующие обозначения:

$$\begin{array}{l}
\omega_3 = (ih_1, jh_2, kh_3),\ 1 \le i \le N_1 - 1,\ 1 \le j \le N_2 - 1,\ 1 \le k \le N_3 - 1; \\
\omega = (ih_1, jh_2),\ 1 \le i \le N_1 - 1,\ 1 \le j \le N_2 - 1; \\
\gamma_3 = (0, jh_2, kh_3) \bigcup (N_1, jh_2, kh_3) \bigcup (ih_1, 0, kh_3) \bigcup (ih_1, N_2, kh_3) \bigcup (ih_1, jh_2, 0) \bigcup (ih_1, jh_2, N_3), \\
1 \le i \le N_1 - 1,\ 1 \le j \le N_2 - 1,\ 1 \le k \le N_3 - 1; \\
\gamma = (0, jh_2) \bigcup (N_1, jh_2) \bigcup (ih_1, 0) \bigcup (ih_1, N_2),\ 1 \le i \le N_1 - 1,\ 1 \le j \le N_2 - 1.
\end{array} \tag{10}$$

Таким образом, мы задали равномерные сетки в трехмерном и двумерном пространствах (ω_3, ω), а также в (10) обозначили границы соответствующих областей.

Формулы матричной прогонки имеют вид:

$$\begin{array}{lll}
\alpha_{k+1} = (\mathbf{C}_k - \mathbf{A}_k \alpha_{k-1})^{-1} \mathbf{B}_k, & k = 1, 2, \ldots, N_3 - 1, & \alpha_1 = \mathbf{C}_0^{-1} \mathbf{B}_0; \\
\beta_{k+1} = (\mathbf{C}_k - \mathbf{A}_k \alpha_{k-1})^{-1} (\mathbf{F}_k + \mathbf{A}_k \beta_k), & k = 1, 2, \ldots, N_3, & \beta_1 = \mathbf{C}_0^{-1} \mathbf{F}_0; \\
\mathbf{Y}_k = \alpha_{k+1} \mathbf{Y}_{k+1} + \beta_{k+1}, & k = N_3 - 1, N_3 - 2, \ldots, 0, & \mathbf{Y}_{N_3} = \beta_{N_3+1},
\end{array} \tag{11}$$

причем алгоритм (11) корректен, если матрицы $(\mathbf{C}_k - \mathbf{A}_k \alpha_{k-1})^{-1}$ не вырождены для $k = 1, 2, \ldots, N_3$.

Матрицы $\mathbf{C}_k$ могут иметь разную размерность. В частности, если сеточная область представляет собой параллелепипед с несколькими вырезами (вырезы – также прямоугольные параллелепипеды), блочная матрица $\mathbf{C}_k$ выглядит так:

$$
\begin{bmatrix}
1 \le k \le k_1 : {}_{N_1} \begin{cases} D_n & -E_n & 0_n & \dots \\ \dots & & & ; \\ 0_n \dots & -E_n & D_n & \end{cases} \\
k_1+1 \le k \le k_2 : \begin{cases} D_n & -E_n & \dots 0_n & \\ -E_n & D_n - E_n \dots & & \\ 0_n \dots & & , 1 \le i \le I_1; & \\ 0_{n\times n} \dots & -G_n & F_n - G_{n'} \dots 0_{n'\times n}, & i = I_1+1; \\ 0_{n'\times n} \dots & -R_{n'} & T_{n'} \quad -R_{n'} \dots 0_{n'\times n}, & I_1+2 \le i \le I_2-1; \\ 0_{n'\times n} \dots & -G_{n'} & F_n \quad -G_n \dots 0_{n\times n}, & i = I_2; \\ D_n & -E_n & 0_n & \\ -E_n & D_n - E_n \dots & & \\ 0_n \dots & & , I_2+1 \le i \le N_1 & \end{cases} \\
k_2 \le k \le N_3 : {}_{N_1} \begin{cases} D_n & -E_n & 0_n & \dots \\ & \dots & & ; \\ 0_n \dots & -E_n & D_n & \end{cases} \\
D_n = \begin{pmatrix} 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 0 & \dots 0 \\ -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & \dots 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ & & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} \end{pmatrix}_{n\times n}, E_n = \begin{pmatrix} \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & 0 & \dots 0 \\ 0 & \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & \dots 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0 & \dots & 0 & \frac{h_3^2}{h_1^2} \end{pmatrix}_{n\times n}, \\
F_n = \begin{pmatrix} 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 0 & \dots 0 \\ -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & \dots 0 \\ \dots & 0 & 1 & \dots \\ & & & 1 \\ & & & \dots \\ & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & & 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} \end{pmatrix}_{n\times n}, G_n = \begin{pmatrix} \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & 0 & \dots 0 \\ 0 & \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & \dots 0 \\ \dots & \dots & 0 & \dots \\ & & & \dots 0 \\ & \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & \\ & 0 & \frac{h_3^2}{h_1^2} & \end{pmatrix}_{n\times n} \\
n' = N_2 - (J_2 - J_1); \quad n = N_2.
\end{bmatrix}, \tag{12}
$$

$$
T_{n'} = \begin{pmatrix} 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 0 & \dots 0 \\ -\frac{h_3^2}{h_2^2} & 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & \dots 0 \\ \dots & 0 & 1 & \dots \\ & & & 1 \\ & & & \\ & -\frac{h_3^2}{h_2^2} & & 2+\frac{h_3^2}{h_2^2}+\frac{h_3^2}{h_1^2} \end{pmatrix}_{n'\times n'};
$$

$$
R_{n'} = \begin{pmatrix} \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & 0 & \dots 0 \\ 0 & \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & \dots 0 \\ \dots & \dots & 0 & \dots \\ & & & \dots 0 \\ & \frac{h_3^2}{h_1^2} & 0 & \\ & 0 & \frac{h_3^2}{h_1^2} & \end{pmatrix}_{n'\times n'}.
$$

В (12) учтено, что внутри сеточной области, состоящей из N_3 горизонтальных слоев есть один «вырез» при $k_1 \le k \le k_2$ (т.е. внутри большого параллелепипеда находится параллелепипед меньшего размера, который не содержит пунктов наблюдений). На каждом полном горизонтальном слое сеточной области имеется N_1 «подслоев» вдоль оси $0X$ (строк); N_2 «подслоев» – вдоль оси $0Y$ (столбцов). В том месте, где находится лакуна, из строки удаляются J_2-J_1 столбцов. Лакуна находится в строках с номерами от I_1+1 до I_2. В матрицах, обозначенных через F_n и G_n на диагонали стоят, соответственно, J_2-J_1 дробей $\frac{h_3^2}{h_1^2}$ и нулей, в то время как в матрицах $T_{n'}$ и $R_{n'}$ – на диагонали стоят по две дроби и два нуля, которые отражают тот факт, что на границе прорези заданы условия Дирихле. Размерности матриц $T_{n'}$ и $R_{n'}$ равны $n' \times n'$. Таким образом, при каждом $1 \le k \le N_3$ матрица $\mathbf{C}_k$ – это блочная трехдиагональная матрица размера $N_1 \times N_1$ (по числу строк!), блоки которой – квадратные или прямоугольные матрицы, количество строк в которых равно числу элементов в соответствующей строке (т.е. совпадает с числом столбцов). Те строки, где не хватает элементов из-за наличия «прорези», имеют длину $n' = N_2 - J_2 + J_1$. Строкам с номерами $I_1+1,\dots,I_2$ отвечают специфические матрицы, F_n и G_n, поскольку мы рассматриваем задачу Дирихле в параллелепипеде с вырезом.

Аналогичную (12) структуру имеют и матрицы (блочные трехдиагональные, состоящие из нулевых и единичных блоков разной размерности) $\mathbf{A}_k$, $\mathbf{B}_k$, $k_1+1 \le k \le k_2$.

$\mathbf{A}_k$ «отбирает» элементы с предыдущего слоя, а $\mathbf{B}_k$ – с последующего. Поэтому блочные векторы $\mathbf{Y}_{k\ -1}$ и $\mathbf{Y}_{k+1}$ могут иметь различные размерности: либо $N_1 \times N_2$, либо $(N_1 - I_2 + I_1) \times N_2 + n' \times (I_2 - I_1)$.

В [*Самарский и Николаев, 1978*] показано, что при $\mathbf{C}_k = \mathbf{C}$, $A_{N_3} = B_0 = 0$, $C_0 = C_{N_3} = E$, $B_k = A_k = E$, $1 \le k \le N_3$, а квадратная матрица $\mathbf{C}_k$ задана в (9), условия корректности алгоритма (11) принимают вид

$$\left\|\mathbf{C}^{-1}\right\| = \max_l \left|\lambda_l(\mathbf{C}^{-1})\right| = \frac{1}{\min_l |\lambda_l(\mathbf{C})|} \le 0{,}5. \tag{13}$$

В (13) максимум и минимум берется по собственным значениям матрицы $\mathbf{C}^{-1}$ и $\mathbf{C}$ соответственно. Из определения матрицы $\mathbf{C}$ можно получить, что при замене $\lambda_{l_s} = 2 + C_3^2 \lambda^{(1)}_{l_{1,s}} + C_3^2 \lambda^{(2)}_{l_{2,s}}$, $l_s = (l_{1,s}, l_{2,s})$, $s = 1,\dots,L$, задача по поиску собственных значений λ_l для оператора

$$\begin{aligned}
&\Lambda_1 y_{i,j} = 2y_{i,j} - C_3^2 y_{\bar{x}_1 x_1;i,j} - C_3^2 y_{\bar{x}_2 x_2;i,j} = \lambda_l y_{i,j}, \quad 1 \le i \le N_1^s - 1; 1 \le j \le N_2^s - 1,\\
&y_{k,0} = y_{k,N_2^s} = y_{0,j} = y_{N_1^s,j} = 0, \quad s = 1,\dots,L.
\end{aligned}$$

сводится к следующей задаче на собственные значения в многосвязной области [*Gudkova et al., 2020*]:

$$\begin{aligned}
&\Lambda y(x) + \lambda_l y(x) = 0,\ x = (x_1, x_2) \in \omega, \Lambda = \Lambda_x + \Lambda_y,\\
&y(x) = 0, x = (x_1, x_2) \in \gamma;\\
&y_{ij} = y(x_{1,i}, x_{2,j}); \quad x_{1,i} = ih_1, x_{2,j} = jh_2;\\
&\Lambda_x \mu^{(1)}_{l_1} + \lambda^{(1)}_{l_1} \mu^{(1)}_{l_1} = 0, \quad 1 \le i \le N_1 - 1,\\
&\Lambda_y \mu^{(2)}_{l_2} + \lambda^{(2)}_{l_2} \mu^{(2)}_{l_2} = 0, 1 \le j \le N_2 - 1,\\
&\mu^{(1)}_{l_1}(0) = \mu^{(1)}_{l_1}(N_1) = 0 = \mu^{(2)}_{l_2}(0) = \mu^{(2)}_{l_2}(N_2),\\
&\lambda^{(\alpha)}_{l_\alpha} = \frac{4}{h_\alpha^2} \sin^2\Big(\frac{l_\alpha \pi}{2N_\alpha}\Big) = \frac{4}{h_\alpha^2} \sin^2\Big(\frac{l_\alpha \pi h_\alpha}{2d_\alpha}\Big), l_\alpha = 1, 2, \dots, N_\alpha - 1,\\
&\mu^{(1)}_{l_1}(i) = \sqrt{\frac{2}{d_1}} \sin\Big(\frac{l_1 \pi i}{N_1}\Big), l_1 = 1,\dots,N_1 - 1;\\
&\mu^{(2)}_{l_2}(j) = \sqrt{\frac{2}{d_2}} \sin\Big(\frac{l_2 \pi j}{N_2}\Big), l_2 = 1,\dots,N_2 - 1;\\
&y_{ij} = \mu_l(i,j) = \mu^{(1)}_{l_1}(i) \cdot \mu^{(2)}_{l_2}(j),\\
&\Lambda_x y_{ij} = \frac{1}{h_1^2}\Big[y_{i+1,j} - 2y_{ij} + y_{i-1,j}\Big], \Lambda_y y_{ij} = \frac{1}{h_2^2}\Big[y_{i,j+1} - 2y_{ij} + y_{i,j-1}\Big].
\end{aligned} \tag{14}$$

Само же собственное значение равно

$$\lambda_l = 2 + C_3^2 \cdot \sum_{\alpha=1}^{2} \lambda_{l_\alpha}^{(\alpha)}. \tag{15}$$

Для каждого из параллелепипедов (в частном случае – кубов), определяющих многосвязную область, собственные значения и собственные функции (14)–(15) имеют вид:

$$\begin{aligned}
&\lambda_{l_{\alpha,s}}^{(\alpha)} = \frac{4}{h_\alpha^2}\sin^2\left(\frac{l_{\alpha,s}\pi}{2N_{\alpha,s}}\right) = \frac{4}{h_\alpha^2}\sin^2\left(\frac{l_{\alpha,s}\pi h_\alpha}{2d_{\alpha,s}}\right), l_{\alpha,s} = 1,2,\ldots,N_{\alpha,s}-1,\\
&\mu_{l_{1,s}}^{(1)}(i) = \sqrt{\frac{2}{d_{1,s}}}\sin\left(\frac{l_{1,s}\pi i}{N_1}\right), l_{1,s} = 1,\ldots,N_{1,s}-1;\\
&\mu_{l_{2,s}}^{(2)}(j) = \sqrt{\frac{2}{d_{2,s}}}\sin\left(\frac{l_{2,s}\pi j}{N_{2,s}}\right), l_{2,s} = 1,\ldots,N_{2,s}-1; \quad s = 1,\ldots,L.
\end{aligned} \tag{16}$$

Поэтому для всей многосвязной области собственными функциями и собственными значениями будут только те объекты (16), для которых выполняются соотношения: $\frac{l_{\alpha,s}}{N_{\alpha,s}} = \text{const}, \quad \alpha = 1,2,3; \quad s = 1,\ldots,L.$ Например, если отношение стороны маленького куба к стороне большого (вмещающего) куба равно $1/3$, то собственными функциями будут только те, у которых $\frac{l_{\alpha,s}}{N_{\alpha,s}} = \frac{1}{3}, \quad \alpha = 1,2,3; \quad s = 1,\ldots,L.$ Заметим, что шаги сетки $h_\alpha, \alpha = 1,2,3,$ для многосвязной области во всех компонентах связности одинаковые для данного направления.

В (16) через $y(x)$ обозначена сеточная функция двух аргументов, определенная на двумерной сетке $x = (x_1, x_2) \in \omega$ (см. (10)). При этом в каждом слое $x_3 = kh_3, 1 \le k \le N_3,$ рассматривается «своя» задача на собственные значения конечно-разностного оператора вида (14). Из (16) становится ясно, что $\lambda_l > 2$, поэтому алгоритм матричной прогонки является для задачи (5)–(7) корректным, и мы можем утверждать, что справедлива следующая

Теорема 1. *Фундаментальное решение сеточного аналога уравнения Лапласа в трехмерном случае определяется условиями (5)–(7) в многосвязной области, представляющей собой прямоугольный параллелепипед с вырезами, однозначно.*

Подчеркнем, что корректность алгоритма матричной прогонки означает, что решение задачи (5)–(7) не только существует, но и единственно – следовательно, обоснованным становится алгоритм вычисления дискретного потенциала по формуле (4) (прямая задача гравиметрии). В свою очередь, процесс интерпретации данных о таком потенциале приобретает характер четко определенной процедуры: фундаментальное решение в формуле (4) принимает известные значения в точках сети наблюдений, никакого произвола (связанного с выбором конечно-разностной аппроксимации оператора Лапласа) больше нет.

Как мы указывали выше, можно найти значения сеточного фундаментального решения оператора Лапласа в некоторой эталонной области, а затем с помощью линейной замены переменных перевести рассматриваемый полигон внутрь этого эталона. После того как мы убедимся в том, что все значения сеточного фундаментального решения в (8) нам известны, можно сформулировать обратную линейную задачу гравиметрии по поиску сеточных масс.

Точнее, получим следующие условия: найти распределение $m_S(\xi^{(S)}), \xi^{(S)} \in J_S$, если в некоторой сеточной области D_S известны значения дискретного потенциала $V_S(x^{(S)}), x^{(S)} \in D_S$, и выполняются соотношения (4).

3. Результаты математического эксперимента

Предлагаемый в статье подход к решению обратных линейных и нелинейных задач геофизики был апробирован на модельных примерах. Мы решали задачу по определению сеточных масс в заданных узлах сети наблюдений, при условии, что сеточное фундаментальное решение определялось в одном большом эталонном кубе (со стороной 200 км). Области же задания узлов наблюдений были «многосвязными»: они располагались либо в верхнем, либо в нижнем полупространстве и представляли собой прямоугольные параллелепипеды с вырезанными частями. Если вырезы находились в верхнем полупространстве (условно говоря, над землей), то такая постановка может соответствовать задаче с пробелами в наборах данных. Если же вырезанные области содержали носители масс, то можно говорить об определении поля «под землей», вблизи источников. Подчеркнем, в данной работе метод матричной прогонки применялся для поиска сеточного фундаментального решения в «целом» кубе. Теорема 1 гарантирует, что значения дискретного потенциала однозначно восстанавливаются в многосвязной области при известных распределениях источников и значениях потенциала на границах всех параллелепипедов, входящих в определение многосвязной области. В дальнейшем мы планируем провести математический эксперимент по решению задач в некоторых эталонных многосвязных областях.

В модельном примере №1 аномальное гравитационное поле создавалось набором из четырнадцати прямых призм, нижние основания которых расположены на глубине 3 км под землей, а высоты призм варьировались от 400 метров до 1,1 километров. Плотность породы в призмах чередовалась: она составила 0,7 г/см^3 и −0,5 г/см^3, соответственно. Участок съемки имел размеры 250×250 км, рельеф местности выбирался ровным (перепад высот не превышал 250 метров). В поперечнике призмы были приблизительно 26 км. Поле призм, как и в работах [*Stepanova and Kolotov, 2024a,b*], вычислялось непосредственно, как для континуального аналога, а также аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных на нескольких горизонтальных плоскостях (от 2 до 10), залегающих на глубинах от 100 метров до 1 км. Карта изолиний гравитационного поля призм приведена на рис. 1. Мы решили вариационную задачу (6)–(7), (9) в эталонном кубе и нашли значения дискретного потенциала в точках многосвязных областей (включая границу) по (4). Помимо этого, мы посчитали значения потенциала на нескольких горизонтальных плоскостях в верхнем полупространстве, используя решение обратной задачи, полученное с помощью метода модифицированных S-аппроксимаций (для контроля). В качестве входной информации при применении метода S-аппроксимаций, как было указано выше, мы брали значения вертикальной производной потенциала в точках некоторого плавного рельефа. Значения самого потенциала не могут быть использованы для нахождения эквивалентного по внешнему полю распределения масс на горизонтальных плоскостях (в силу особенностей методики: интегралы в методе S-аппроксимаций расходятся при таком выборе ядра).

Во втором модельном примере участок съемки имел размеры 125×125 км. Призм было три, плотность породы одной призме была равна −1,5 г/см^3, в двух других – 1,2 г/см^3 (со знаком «+»). Поперечники призм были приблизительно равны 30 км. На рис. 2 показано гравитационное поле, создаваемое распределением масс во втором модельном примере.

Поля призм сначала были просуммированы и рассмотрены нами на большем полигоне. Первый этап интерпретации заключался в том, чтобы с помощью метода линейных интегральных представлений (модифицированных S-аппроксимаций) разделить поля, создаваемые каждой из групп призм в отдельности. Таким образом, мы получили два блока данных. В каждом из блоков было по 12 000 точек.

На втором этапе интерпретации данных мы разделили поля, создаваемые каждой из призм в отдельности, также с помощью метода линейных интегральных представлений [*Раевский и Степанова, 2015; Gudkova et al., 2020; Stepanova and Strakhov, 2002a,b*]. Таким образом, блоки у нас представляли собой те подмножества данных

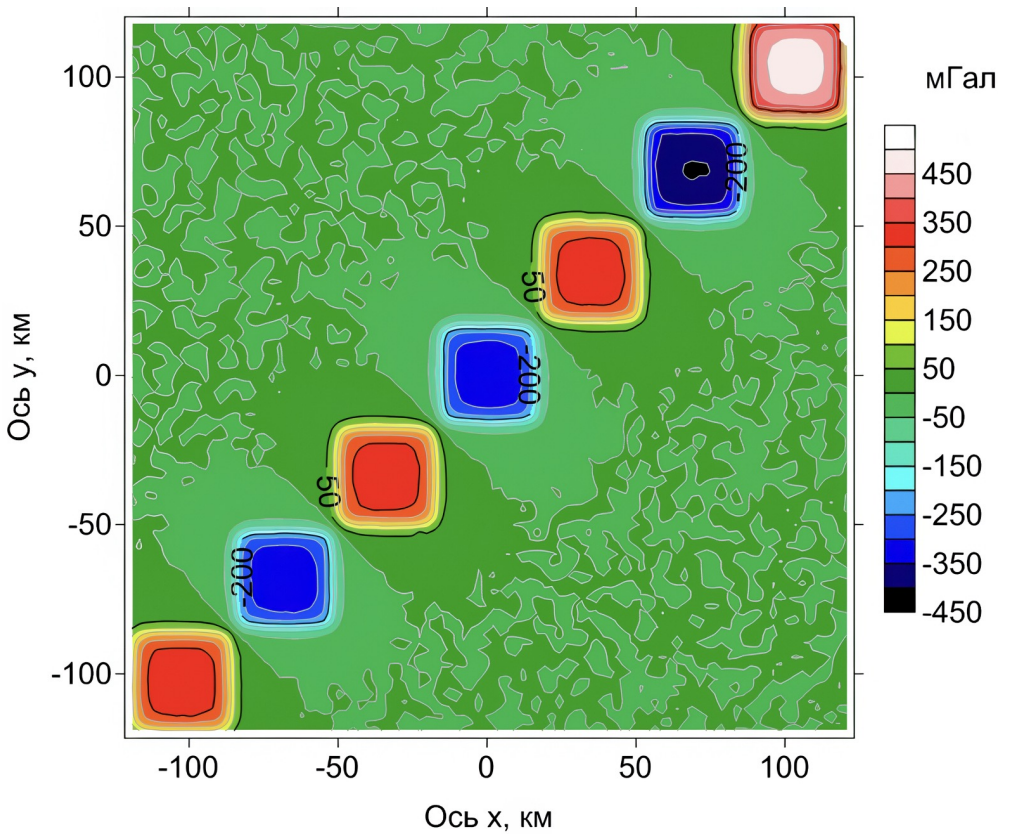


Рис. 1. Гравитационное поле в модельном примере №1. $N = 12\,000$.

из всего ансамбля, которые соответствовали конкретной призме. Затем мы как бы окружили каждую призму параллелепипедом, стороны которого были больше сторон призмы на 200–300 метров (в зависимости от расстояния между призмами и их высоты). В кубе с центром в начале координат и стороной 200 км мы выделили ряд многосвязных областей. При этом поля призм, подвергшихся удалению из ансамбля, также исключались из вектора правой части СЛАУ, к которой сводилось решение обратной задачи для уравнения (4).

Многосвязные области строились так: в верхнем полупространстве, точнее говоря, в пересечении куба со стороной 300 с центром в начале координат и верхнего полупространства, мы «вырезали» параллелепипеды, являющиеся отражением охватывающих прямые призмы аналогов. Затем мы поставили задачу для получившейся области. В нижнем полупространстве мы поставили такую же задачу для нижней части эталонного куба с вырезанными параллелепипедами. Мы вырезали в первом примере 3, 5 и 14 призм. Во втором – каждую по отдельности и все сразу. Точность определения сеточных масс $\eta = \dfrac{\left\|m_S(\xi^{(S)}) - m_{calc}(\xi^{(S)})\right\|_{E(J_S)}}{\left\|m_S(\xi^{(S)})\right\|_{E(J_S)}}$, в первом модельном примере составила:

1. при удалении трех и пяти призм в верхнем полупространстве – $\eta = 10^{-6}$;
2. при удалении всех призм – $\eta = 2{,}1 \times 10^{-3}$.

Здесь $m_S(\xi^{(S)})$ – заданные значения масс, а $m_{\text{calc}}(\xi^{(S)})$ – найденные из решения системы (5), при условии, что сеточное фундаментальное решение удовлетворяет в эталонном кубе (6)–(8).

Для второго модельного примера мы получили следующие значения относительной точности восстановления сеточных масс:

1. при удалении одной призмы – $\eta = 10^{-5}$;
2. при удалении всех трех призм – $\eta = 4{,}6 \times 10^{-4}$.

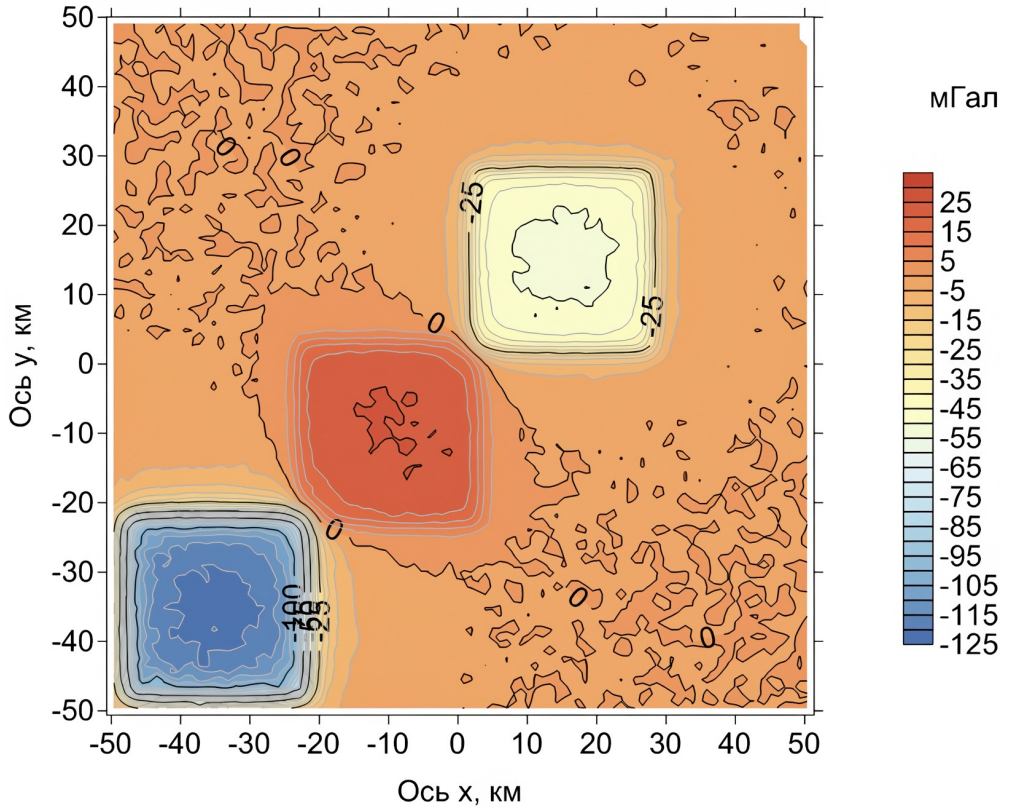


Рис. 2. Карта изолиний гравитационного поля в модельном примере №2. $N = 12\,000$.

Понижение точности можно объяснить тем, что уменьшается контрастность поля, если рассматриваются только те области, где имеет место выход на нормальное поле.

Третий пример применения описанной двухэтапной интерпретации данных в рамках комбинаторного подхода и теории дискретного потенциала можно охарактеризовать как полусинтетический. «Сырые» данные магнитного поля Марса можно найти на сайте Системы Планетных данных (http://pds-geosciences.wustl.edu). Мы взяли массив данных о магнитном поле Марса и перевели сферические координаты в декартовы и преобразовали последние так, чтобы полигон в своем сечении в плоскости $X0Y$ совпал с квадратом – 130×130 км (карта изолиний радиальной компоненты магнитного поля Марса приводится на рис. 3). Затем для значений радиальной компоненты магнитного поля мы нашли эквивалентное по внешнему полю распределение сеточных источников (магнитных моментов) в эталонном кубе. Подчеркнем, мы построили метрологическую аппроксимацию компоненты магнитного поля, поскольку априорной информации об источниках реального поля у нас нет. Многосвязные области, в которых рассматривались постановки (6)–(8), были теми же самыми, что и для двух предыдущих модельных примеров. Для первого модельного полигона мы получили относительную точность определения сеточных магнитных моментов $\eta = 10^{-6}$. Для второго полигона относительная точность восстановления сеточных магнитных моментов в узлах сети наблюдений, попадающих в призмы, оказалась ниже – $\eta = 3{,}4 \times 10^{-5}$. Это связано с тем, что во втором случае мы вырезали больший «кусок» из области задания элемента поля.

Как мы уже отмечали в [*Раевский и Степанова, 2015; Stepanova and Strakhov, 2002a,b*], распределение источников, полученное в результате решения нами вариационной задачи полностью соответствует карте изолиний поля. Таким образом, наш подход позволяет восстановить «изображение» источников по данным о физическом

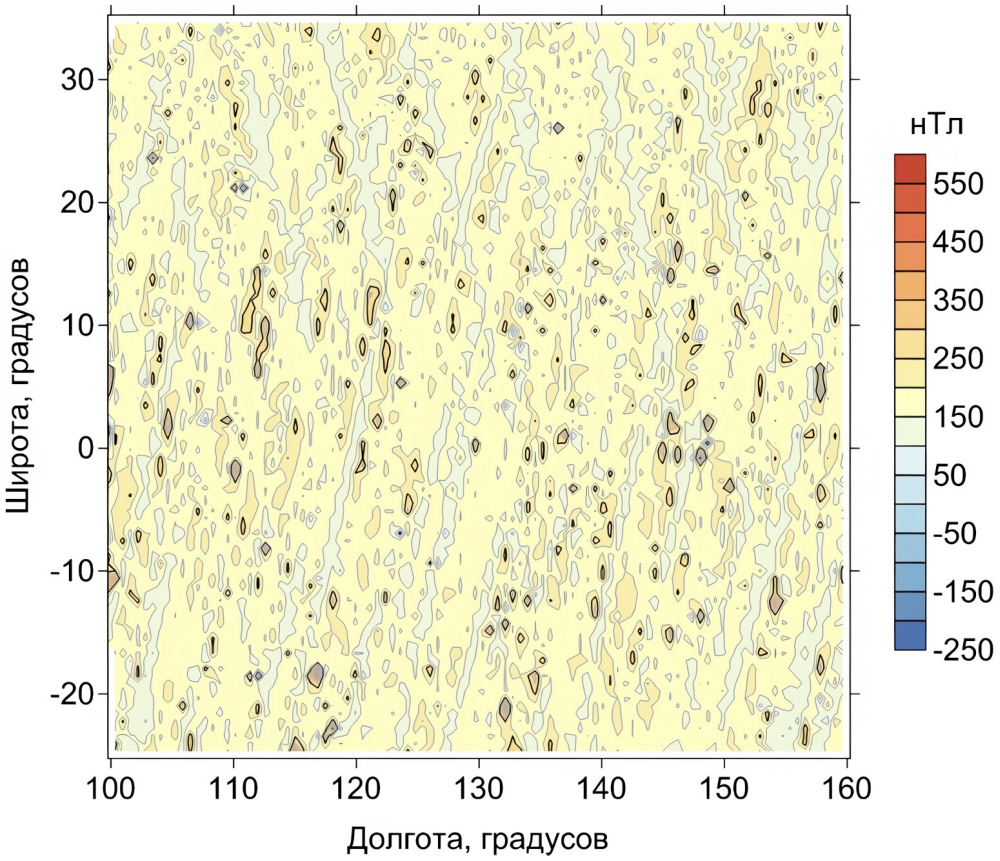


Рис. 3. Магнитное поле Марса на высоте $h = 150$ км от поверхности планеты. $N = 12\,000$.

поле, создаваемом ими на некотором рельефе. Относительная точность аппроксимации аномального поля составила $\Delta{=}10^{-10}$. Под относительной точностью аппроксимации Δ мы понимаем следующее: $\Delta = \frac{\|A\mathbf{z}-\mathbf{f}_\delta\|_E}{\|\mathbf{f}_\delta\|_E}$, здесь обозначения имеют тот же смысл, что в (13), $\|f_\delta\|_E$ – эвклидова норма вектора.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН.

Список литературы

Арсанукаев З. З. Вычисление пространственных элементов аномальных полей с использованием методов теории дискретных гравитационных полей // Физика Земли. — 2004. — № 11. — С. 47—69. — EDN: OXLZFV.

Раевский Д. Н., Степанова И. Э. О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода S-аппроксимаций // Физика Земли. — 2015. — № 2. — С. 55—66. — DOI: 10.7868/S000233371502009X.

Самарский А. А., Николаев Е. С. Методы решения сеточных уравнений. — Москва : Наука, 1978. — 592 с.

Сачков В. Н. Комбинаторные методы дискретной математики. — Москва : Наука, 1977. — 320 с.

Страхов В. Н. Об эквивалентности в обратной задаче гравиметрии при переменной плотности масс // Доклады АН СССР. — 1977. — Т. 236, № 2. — С. 329—331.

Страхов В. Н., Степанова И. Э., Гричук Л. В. Теория дискретного гравитационного потенциала и ее использование в гравиметрии // «Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей», Труды международной конференции. — Воронеж : Воронежский государственный университет, 1996. — С. 49—71.

Тихонов А. Н., Гончарский А. В., Степанов В. В. и др. Численные методы решения некорректных задач. — Москва : Наука, 1990. — 230 с.

Gudkova T. V., Stepanova I. E., Batov A. V. Density Anomalies in Subsurface Layers of Mars: Model Estimates for the Site of the InSight Mission Seismometer // Solar System Research. — 2020. — Vol. 54, no. 1. — P. 15–19. — DOI: 10.1134/S0038094620010037.

Stepanova I. E., Kolotov I. I. Solution of the Interpretation Tomography Problem in Geophysics under the Linear Integral Representation Method and Theories of Discrete Gravity and the Magnetic Potential // Doklady Earth Sciences. — 2024a. — Vol. 516, no. 1. — P. 835–843. — DOI: 10.1134/s1028334x24600907.

Stepanova I. E., Kolotov I. I. The Combinatorial-Variational Approach to Solving Linear and Nonlinear Inverse Problems in Geophysics // Doklady Earth Sciences. — 2024b. — Vol. 518, no. 1. — P. 1534–1545. — DOI: 10.1134/S1028334X24602499.

Stepanova I. E., Strakhov V. N. Solution of gravity problems by the S-approximation method (regional version) // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2002a. — Vol. 38, no. 7. — P. 535–544. — EDN: LHCHST.

Stepanova I. E., Strakhov V. N. The S-approximation method and its application to gravity problems // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2002b. — Vol. 38, no. 2. — P. 91–107. — EDN: LHLKQT.

Russian Journal of Earth Sciences

Combinatoric-Variational Approach to Solving Inverse Problems in Geophysics Within the Framework of the Discrete Potential Theory. Complex Geological Environment

I. E. Stepanova[**,1], **I. I. Kolotov**[2]

[1]Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
****Correspondence to:** Inna Stepanova, tet@ifz.ru.

Variational-combinatoric approach is used when solving linear and nonlinear inverse problems of geophysics within the framework of discrete potential. The acquired data about physical fields and their sources are of discrete character. Combinatoric methods of discrete mathematics allow us to organize some selective choice of the information on the physical field elements. Analytical approximations are built only by means of verified data which can be recognized as useful signal, not as an arbitrary or systematic noise.

Recieved: 9 October 2024
Accepted: 17 February 2025
Published: 24 March 2025

Keywords: discrete potential, combinatoric approach, geological structure, integral representation.

Citation: Stepanova, I. E., I. I. Kolotov (2025), Combinatoric-Variational Approach to Solving Inverse Problems in Geophysics Within the Framework of the Discrete Potential Theory. Complex Geological Environment, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3002, https://doi.org/10.2205/2025ES001000, EDN: QYNSZG

© 2025. The Authors.

References

Arsanukaev Z. Z. Calculation of spatial elements of anomalous fields based on the theory of discrete gravitational fields // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2004. — Vol. 40, no. 11. — P. 935–955. — EDN: GUVETJ.

Gudkova T. V., Stepanova I. E., Batov A. V. Density Anomalies in Subsurface Layers of Mars: Model Estimates for the Site of the InSight Mission Seismometer // Solar System Research. — 2020. — Vol. 54, no. 1. — P. 15–19. — DOI: 10.1134/S0038094620010037.

Raevsky D. N., Stepanova I. E. On the solution of inverse problems of gravimetry by the modified method of S-approximations // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2015. — Vol. 51, no. 2. — P. 207–218. — DOI: 10.1134/s1069351315020081.

Sachkov V. N. Combinatorial methods of discrete mathematics. — Moscow : Nauka, 1977. — P. 320. — (In Russian).

Samarsky A. A., Nikolaev E. S. Methods for solving grid equations. — Moscow : Nauka, 1978. — P. 592. — (In Russian).

Stepanova I. E., Kolotov I. I. Solution of the Interpretation Tomography Problem in Geophysics under the Linear Integral Representation Method and Theories of Discrete Gravity and the Magnetic Potential // Doklady Earth Sciences. — 2024a. — Vol. 516, no. 1. — P. 835–843. — DOI: 10.1134/s1028334x24600907.

Stepanova I. E., Kolotov I. I. The Combinatorial-Variational Approach to Solving Linear and Nonlinear Inverse Problems in Geophysics // Doklady Earth Sciences. — 2024b. — Vol. 518, no. 1. — P. 1534–1545. — DOI: 10.1134/S1028334X24602499.

Stepanova I. E., Strakhov V. N. Solution of gravity problems by the S-approximation method (regional version) // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2002a. — Vol. 38, no. 7. — P. 535–544. — EDN: LHCHST.

Stepanova I. E., Strakhov V. N. The S-approximation method and its application to gravity problems // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2002b. — Vol. 38, no. 2. — P. 91–107. — EDN: LHLKQT.

Strakhov V. N. On the equivalence in the inverse problem of gravimetry at variable mass density // Doklady Akademii Nauk SSSR. — 1977. — Vol. 236, no. 2. — P. 329–331. — (In Russian).

Strakhov V. N., Stepanova I. E., Grichuk L. V. Theory of Discrete Gravitational Potential and Its Use in Gravimetry // «Theoretical and Practical Issues of Geological Interpretation of Gravitational, Magnetic and Electric Fields», Proceedings of the International Conference. — Voronezh : Voronezh State University, 1996. — P. 49–71. — (In Russian).

Tikhonov A. N., Goncharsky A. V., Stepanov V. V., et al. Numerical methods for solving ill-posed problems. — Moscow : Nauka, 1990. — P. 230. — (In Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Применение вариативных матриц изменения наземного покрова для анализа динамики состояния земель с использованием индикаторов нейтрального баланса деградации земель

Г. С. Куст[1], В. А. Лобковский[1], Л. Г. Лобковская[1], В. Д. Подлеснов[1], М. А. Мовчан[1], А. Д. Антипова [1]

[1]Институт географии Российской академии наук (ИГ РАН), г. Москва, Россия
* **Контакт:** Василий Анатольевич Лобковский, v.a.lobkovskiy@igras.ru

Представлены результаты оценки деградации земель для Рязанской и Тульской областей на основе концепции нейтрального баланса деградации земель (НБДЗ)). Впервые сделана попытка продемонстрировать подходы, позволяющие развить методологию оценки субиндикаторов НБДЗ для гумидных территорий (с использованием метода скользящего среднего и измененных матриц переходов типов наземного покрова). Для лесопокрытых земель предложена матрица, модифицированная с учетом особенностей динамики древесной растительности, включая взаимные переходы хвойных, широколиственных и мелколиственных лесов. Получены новые данные по тенденциям деградации земель для исследуемых территорий. Показана возможность применения методологии НБДЗ для актуализации данных официальной статистики, детализации трендов продуктивности земель и изменений в землепользовании. Несмотря на снижение темпов деградации, на рассмотренных территориях ухудшенные и умеренно ухудшенные деградированные земли в совокупности все еще значительно преобладают над улучшенными, что требует активного вмешательства в регулирование условий землепользования и использования новых методов. При этом ситуация по областям несколько различна: если в Тульской области деградированные земли в основном приурочены к лесостепной подзоне, то в Рязанской очаги деградированных земель одинаково часто встречаются и в лесных районах. Выявлена высокая зависимость трендов деградации земель от даже краткосрочных (в пределах 5–10 лет) изменений климата. Для Рязанской и Тульской областей такие реакции (улучшения или ухудшения) на отдельных участках и в области в целом могут быть очень контрастны, что требует особого учета при разработке мероприятий по адаптации к изменениям климата.

Ключевые слова: деградация земель, нейтральный баланс деградации земель, индикатор, продуктивность земель, наземный покров.

Цитирование: Куст, Г. С., В. А. Лобковский, Л. Г. Лобковская, В. Д. Подлеснов, М. А. Мовчан, А. Д. Антипова Применение вариативных матриц изменения наземного покрова для анализа динамики состояния земель с использованием индикаторов нейтрального баланса деградации земель // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3003. — DOI: 10.2205/2025es001001 — EDN: OHGVYS

https://elibrary.ru/OHGVYS

Получено: 30 октября 2024 г.
Принято: 12 февраля 2025 г.
Опубликовано: 2 апреля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Введение

На сегодняшний день концепция нейтрального баланса деградации земель (НБДЗ, «Land Degradation Neutrality» (LDN)) рассматривается в качестве единственной базовой методологии в области оценки деградации земель, позволяющей осуществлять сравнительную оценку состояния земель на любом участке земной поверхности с помощью минимального набора основных глобальных индикаторов. Концепция НБДЗ была разработана в рамках деятельности Конвенции ООН по борьбе с опустыниванием (КБО

ООН) и нацелена на расчет индикаторов для оценки выполнения задачи 15.3 Целей устойчивого развития ООН (ЦУР) до 2030 года, согласно индикатору 15.3.1 – доля деградированных земель от общей площади территории [*ООН, 2015*].

НБДЗ определяется как «состояние, при котором количество и качество земельных ресурсов, необходимое для поддержания функций и услуг экосистемы и повышения продовольственной безопасности, остается стабильным или растет в рамках заданных временных и пространственных масштабов и экосистем» [*UNCCD, 2016*]. К основным глобальным индикаторам (так называемым прокси-индикаторам) НБДЗ относят динамику наземного покрова, динамику продуктивности земель, динамику запасов почвенного органического углерода (ПОУ). В основе методов исследования лежит инструмент Trends.Earth, разработанный специально для оценки НБДЗ и реализованный в качестве отдельного модуля (плагина) ГИС платформы Quantum-GIS [*Trends.Earth User Guide, 2024*].

Ранее нами были показаны возможности применения методологии НБДЗ как на примере областей и регионов, так и для отдельных земельных участков, в основном для засушливых территорий Юга европейской части России и в сопредельных странах [*Беляева и др., 2020; Иванов и др., 2019; Kust et al., 2024*].

В данном исследовании нами были поставлены задачи совершенствования методологии анализа деградации земель, применив в совокупности ряд подходов, эффективность которых была продемонстрирована нами для каждого по отдельности в более ранних работах:

1. оценить возможность более широкого использования подходов НБДЗ для анализа деградации земель, в том числе для гумидных территорий, на примере Тульской и Рязанской областей (подзоны южной тайги, широколиственных лесов и лесостепи);
2. рассчитать долю деградированных земель (индикатор ЦУР 15.3.1) с использованием в качестве базового значения усредненные показатели за период 2000–2020 гг., сравнить полученные результаты со статистическими данными;
3. для субиндикатора «динамика продуктивности земель» провести анализ продуктивности земель Тульской и Рязанской областей за 2000–2020 гг. по пятилетним базовым периодам с использованием метода скользящего среднего и медианных значений за 2000–2020 гг. в качестве базового периода оценки;
4. установив различия динамики продуктивности земель для разных типов наземного покрова, предложить для них модифицированные матрицы переходов наземного покрова и на этой основе продемонстрировать особенности динамики лесопокрытых земель.

На данном этапе работ оценивалась совокупность факторов без выделения различий, связанных с антропогенными и природными факторами.

Объекты исследования

Для исследуемых областей России характерны разнообразные антропогенные воздействия, в основном связанные с сельским и лесным хозяйством. При этом, согласно статистическим и фондовым данным, здесь характерны как процессы деградации земель, так и проградации (восстановления) отдельных участков. Теоретически на таких территориях концепция НБДЗ и разработанные на ее основе методы должны показывать наиболее интересные результаты.

Климат исследуемых областей умеренно-континентальный, в атмосферной циркуляции воздушных масс преобладает западный перенос. Основные климатические характеристики, потенциально влияющие на изменения наземного покрова, представлены в табл. 1.

Общая площадь земель Рязанской области на 1 января 2024 г. составила 3960,5 тыс. га, Тульской области 2567,9 тыс. га. В обеих областях наибольшую долю в составе наземного покрова занимают земли сельскохозяйственного назначения (рис. 1).

Таблица 1. Основные климатические характеристики рассматриваемых объектов (по данным «Росгидромет» и «Изменения климата»)

Характеристика	Тульская область	Рязанская область
Среднегодовое количество осадков (мм)	470–575	500–600
Среднегодовой гидротермический коэффициент (ГТК)	1,2–1,3	1,2–1,3
Продолжительность периода (дни) со среднесуточной температурой воздуха выше 10 °C	145–148	137–149
Вероятность (%) атмосферных засух различной интенсивности за период с температурой выше 10 °C	14	17
Наиболее опасные природные явления	сильные ветра, ливневые дожди и подтопление грунтовыми водами	весенние паводки, торфяные пожары, сильные ветра

Земли сельскохозяйственного назначения занимают в Рязанской области 2466,7 тыс. га (62,3% от общей площади земель), в Тульской области – 1838,2 тыс. га (71,6%). В структуре сельскохозяйственных угодий преобладает пашня (61,9% Рязанская, 84,9% Тульская области), однако в Рязанской области доля пастбищ в структуре сельскохозяйственных земель почти в 2 раза больше, чем в Тульской области (29,3% и 16,1% соответственно).

Земли лесного фонда занимают в Рязанской области 994,4 тыс. га (25,1% от общей площади земель), в Тульской области – 286,8 тыс. га (11,2%), соответственно. Лесистость Рязанской области в среднем составляет 25,2% и варьирует по отдельным районам в зависимости от характерных для них физико-географических, климатических и почвенных условий. Согласно лесохозяйственному районированию равнинных лесов Европейской части России [*Приказ от 18 августа 2014 года №367, 2023*], основная часть лесов (84%) находится в северо-восточной части области и входит в зону хвойно-широколиственных лесов с лесистостью в отдельных районах до 70%. В юго-западной половине области имеющиеся леса (16%) расположены в лесостепной зоне.

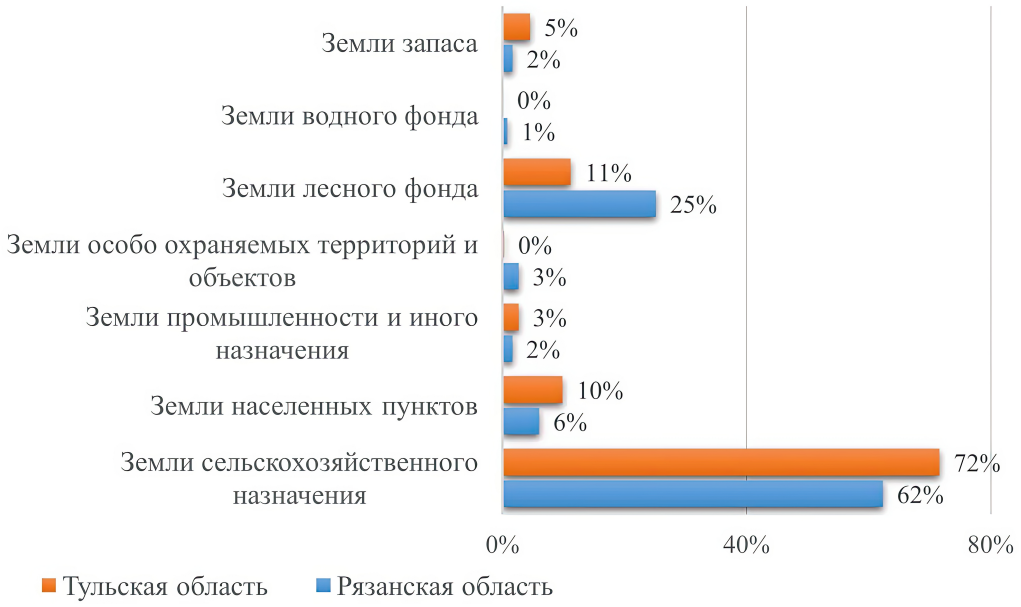


Рис. 1. Доли земель различных категорий в общей площади Рязанской и Тульской областей (по данным «Росреестр»).

Лесистость территории Тульской области – 14,3%, по отдельным районам области варьируется от 34,5% в Суворовском и 32,7% в Дубенском районах до 1,9% – в Узловском районе и 1,1% – в Новомосковском. В зоне хвойно-широколиственных лесов произрастает 70,6% от общей площади лесов области, в лесостепной зоне – 29,4%.

Основные методы

Глобальные субиндикаторы НБДЗ

Достижение НБДЗ оценивается по значению индикатора ЦУР 15.3.1. Изменение состояния земель оценивается как «ухудшение» (деградация»), «стабильное», «улучшение» (проградация). Расчет производится на основе комплексной оценки значений по трем глобальным субиндикаторам НБДЗ: динамика наземного покрова, динамика продуктивности земель, динамика запасов почвенного органического углерода (ПОУ) с использованием принципа «всеобщего охвата»: ухудшение любого из этих показателей указывает на деградацию земель.

Научное описание концепции НБДЗ, определения, принципы, используемые для выбора субиндикаторов и установления исходных данных для мониторинга и дальнейшей оценки, матрица индикаторов, принципы картирования и другие методические аспекты подробно рассмотрены в [*Cowie et al., 2018; Orr et al., 2017*].

В нашей работе базовые расчеты НБДЗ проводили с помощью ГИС-модуля Trends.Earth (версия Firenze 3.28.11). Картографическая и статистическая обработка результатов проведены с использованием стандартного программного обеспечения. Работа Trends.Earth основана на анализе доступных материалов в открытых международных источниках информации – спутниковых и тематических базах данных. Инструмент Trends.Earth, обрабатывая эти данные согласно авторским запросам, позволяет получить как цифровые, так и картографические данные по каждому из субиндикаторов НБДЗ для территорий/участков с установленными границами на местности.

Алгоритм расчета основан на сравнении значений динамики показателей в течение заданного периода наблюдений с базовым периодом. По умолчанию, КБО ООН рекомендует использовать для этого 15-летний период (2000–2015 гг.), однако, инструмент обработки данных содержит возможность, при необходимости, задавать иной базовый период. В нашем случае такая необходимость (использование периода 2000–2020 гг.) была вызвана задачей исследования динамики индикатора 15.3.1 и его субиндикаторов за весь период наблюдений, для чего удобно использовать среднее (медианное) значение базовой линии за весь период оценки [*Kust et al., 2023*]. Это позволяет нивелировать межгодовые тренды и более объективно оценить динамику показателей.

Для расчета динамики продуктивности земель используются данные ESA-CCI-LC о среднегодовых значениях вегетационного индекса NDVI, получаемого при анализе космических снимков MODIS и AVHHR. Для полученных значений строится линейная регрессия, значимость которой проверяется по критерию Манна-Кендалла; полученная вероятность превышения (p-value) сравнивается с уровнем значимости 0,05 [*Trends.Earth User Guide, 2024*].

Результаты расчета изменений продуктивности земель агрегируются в шесть классов: улучшенные территории; стабильные; угнетенные; умеренно ухудшенные; ухудшенные и территории, для которых нет данных.

Для оценки динамики наземного покрова на этом этапе работ нами использованы данные по типам наземного покрова, в целях глобального учета состояния земель, объединенных в семь основных классов [*Li et al., 2018; UNCCD, 2016*]: лесопокрытые, травянистые, пахотные земли, водно-болотные угодья, искусственные поверхности, прочие земли и «нет данных». Переходы одного класса в другой интерпретируются в тех же трех градациях (положительный, нейтральный, отрицательный) с помощью специальной матрицы, которая отражает повышение устойчивости и продуктивности экосистем в случае «положительных» переходов, и наоборот. В модуле Trends.Earth на программном уровне реализована возможность изменения интерпретации переходов классов наземного покрова для адаптации матрицы к определенной территории. Нами на первом этапе работы использовалась матрица переходов «по умолчанию».

Для оценки изменения запасов ПОУ используется информация о запасах углерода глобальной базы данных о почвах SoilGrid (разрешение 250 м) для верхних 30 см почвы [*Hengl et al., 2017*]. Точность данных SoilGrid для этого показателя ограничена, поскольку он основан на экстраполяции георефернсированных данных и, как правило, не измеряется напрямую для конкретных территорий. Запасы углерода определяются как средние региональные показатели на основе класса наземного покрова (земельных угодий). Как показали наши более ранние исследования [*Беляева и др., 2020; Иванов и др., 2019*], в условиях России данные, полученные из глобальных источников по ПОУ, являются некорректными, что связано, прежде всего, со значительной природной дифференциацией и пространственной изменчивостью свойств почв и бедным отражением информации из российских источников в системе SoilGrid. Их корректное использование возможно только после наземной верификации с проведением почвенных обследований, что даже в масштабах одной области крайне затруднительно и требует значительных финансовых и временных затрат.

Оценка динамики субиндикаторов НБДЗ по методу скользящего среднего

Несмотря на то, что основная (заявленная разработчиками) цель инструмента Trends.Earth заключается в первую очередь в расчете индикатора «доли земель деградированных земель суши» по состоянию на момент расчета по сравнению с указанным выше 15-летним базовым периодом, промежуточные данные, получаемые в процессе его расчета, например, агрегированные по пятилеткам, позволяют более подробно отслеживать динамику деградации земель по отдельным субиндикаторам. Использование пятилетнего периода оценки в течение того же периода времени и его отнесение к среднему значению за весь период оценки позволяет с одной стороны, отразить эффекты колебаний, связанных как с климатическими, так и антропогенными воздействиями, а с другой стороны – нивелировать резкие различия по годам [*Andreeva et al., 2022*]. Такой подход ближе к сути концепции НБДЗ, поскольку позволяет во временном разрезе раскрывать состояние рассматриваемой территории относительно баланса между улучшением и деградацией земель.

Модификация базовой матрицы переходов наземного покрова

Суть использованного подхода в том, что на основании анализа ситуации в конкретных регионах Trends.Earth позволяет изменять оценку переходов классов наземного покрова – например, для лесных земель исследуемых областей переход пастбищ в лесопокрытые территории следует рассматривать в качестве улучшения (переход со знаком «+»), а для сельскохозяйственных территорий, наоборот, зарастание пастбищ и их переход в лесопокрытые земли является ухудшением (переходом со знаком «−»).

Исходя из анализа статистических и фондовых данных о динамике земель Рязанской и Тульской областей, была проведена модификация матрицы динамики наземного покрова для земель разных категорий. В настоящей работе в качестве примера рассмотрен вариант использования матрицы переходов, модифицированной с учетом особенностей изменения древесной растительности гумидных территорий (подзона южной тайги, широколиственных лесов и лесостепи). Например, исходя из местных условий, переход любого типа наземного покрова в лесопокрытую площадь оценивается как улучшение земель, переход пахотных земель в сенокосы (пастбища) и обратный переход оценивались как нейтральный процесс и т.д. (рис. 2).

Отдельно в структуру матрицы был введен новый блок, оценивающий переходы внутри типа наземного покрова «Лесопокрытая площадь» по виду лесов: хвойный (Л1) н, широколиственный (Л2), мелколиственный (Л3). Это позволило качественно оценить как улучшение переходы лесов из мелколиственных в широколиственные или хвойные.

Для анализа переходов была сформирована векторная маска лесопокрытых земель для обработки спутниковых изображений по ключевым участкам (рис. 3). Площадь ключевых участков составляет 5606,81 км^2 (Тульская область) и 6811,78 км^2 (Рязанская область). Выбор участков обусловлен тем, что они приурочены к пограничным

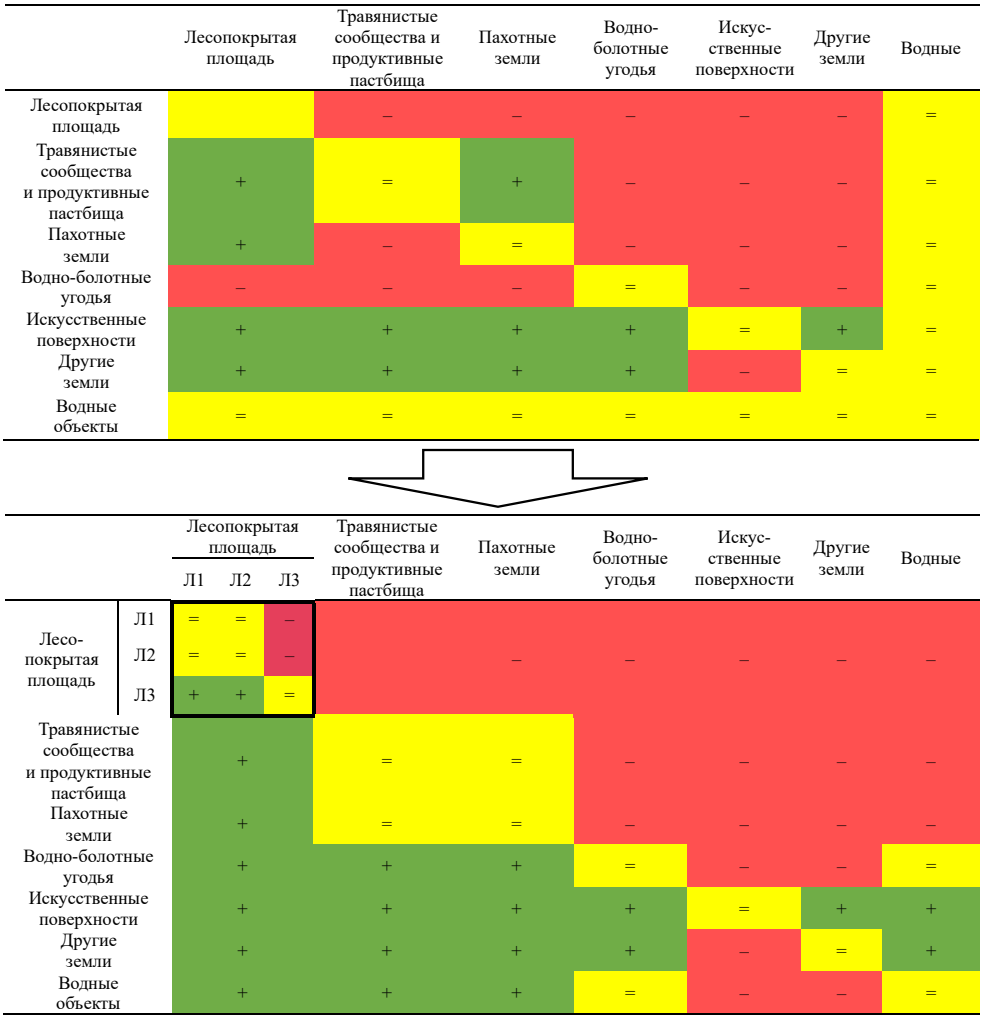


Рис. 2. Модификация матрицы переходов типов наземного покрова для оценки НБДЗ лесных земель Рязанской и Тульской областей (пояснения в тексте).

(экотонным) переходам лесной и лесостепной подзон и подвержены процессам как деградации наземного покрова, так и улучшения его продуктивности, а также включают в себя различные виды землепользования и классы наземного покрова.

Результаты и обсуждение

Сравнительная оценка деградации земель по индикатору ЦУР 15.3.1 (базовый алгоритм) и на основании статистических данных

Проведенный анализ статистических материалов по лесным и сельскохозяйственным землям Рязанской и Тульской областей за 2000–2020 гг. выявил несколько особенностей динамики землепользования, а также разночтения в данных. Так, расчетные значения показателей, полученные при анализе статистического ряда региональных данных, не всегда соответствуют значениям аналогичных показателей, используемых на федеральном уровне. При характеристике регионов на сайте Минприроды России, указывается, что лесистость Рязанской области в среднем составляет 25,2%, Тульской – 13,5%. Расчет по данным региональной статистики по использованию лесов дает более низкое значение для Рязанской области (21,3%), для Тульской области значения показателя «лесистости территории» – 14,3%.

Анализ динамики площади земель, покрытых лесной растительностью, по статистическим данным в целом за период 2000–2020 гг., показывает положительную динамику по Рязанской (+7,3%) и слабоположительную по Тульской области (+0,01%).

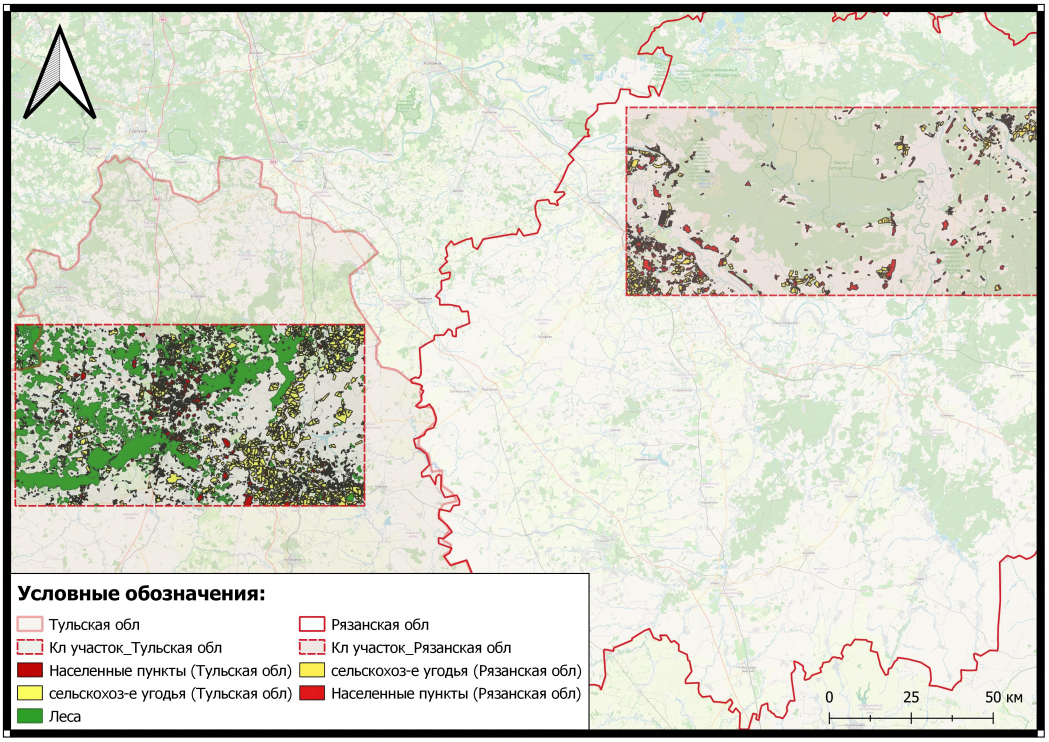


Рис. 3. Доли земель различных категорий в общей площади Рязанской и Тульской областей.

Однако, при более детальном анализе по отдельным периодам и по лесничествам Рязанской области выявлена разнонаправленность динамики этого показателя в разные годы:

- положительная (2012–2016, 2015–2019 гг. и в целом за 2000–2020 гг.);
- отрицательная (2009–2013 гг.);
- относительная стабильность (2002–2008 гг.).

Анализ динамики лесопокрытых земель по преобладающим породам (рис. 4), показал, что в целом для Рязанской области в рассматриваемый период характерен тренд, связанный с постепенной заменой породного состава лесов – выбывающие хвойные и твердолиственные породы замещаются быстрорастущим молодняком мелколиственных (преимущественно мягколиственных) пород.

Для Тульской области изменения в 2000–2023 гг. менее выражены, однако в целом подтверждают тенденцию смены породного состава лесов, выявленную в Рязанской области.

Анализ динамики площадей сельскохозяйственных угодий по статистическим данным показал, что их общая площадь в 2020 г. практически не изменилась по сравнению с 2000 г. При этом в Рязанской области почти наполовину (на 24 тыс. га) сократилась площадь залежей, в основном за счет увеличения площади кормовых угодий. Структура сельскохозяйственных угодий в Тульской области в целом осталась достаточно стабильной (за рассматриваемый период отмечены изменения в пределах 1–2%).

Результаты использования инструмента Trends.Earth при применении метода скользящего среднего для расчета доли деградированных земель от общей площади территории и субиндикаторов НБДЗ для Рязанской и Тульской областей для базового периода 2000–2020 гг. представлены на рис. 5 и в табл. 2.

В Рязанской области улучшенные земли приурочены к северной части области (зона южной тайги) и к центральной части, входящей в лесостепную зону. Очаги деградированных земель отмечаются как на месте деградирующих лесных массивов

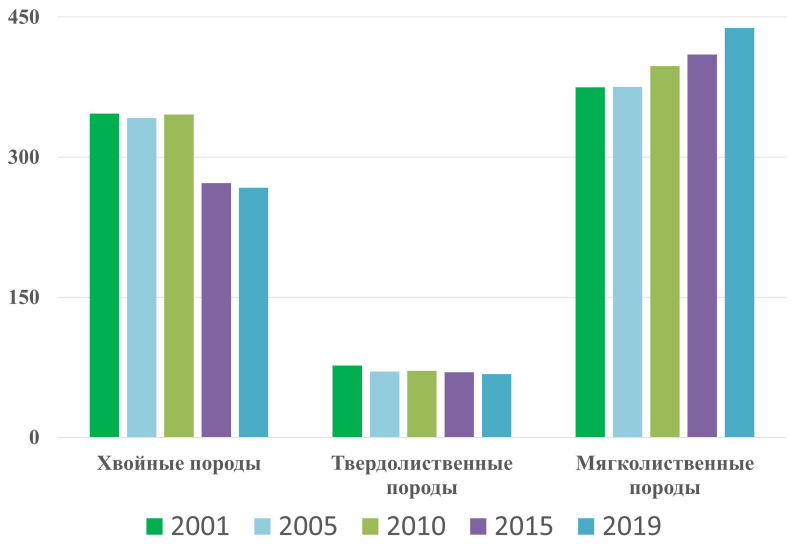


Рис. 4. Динамика лесов Рязанской области по преобладающим породам, тыс. га.

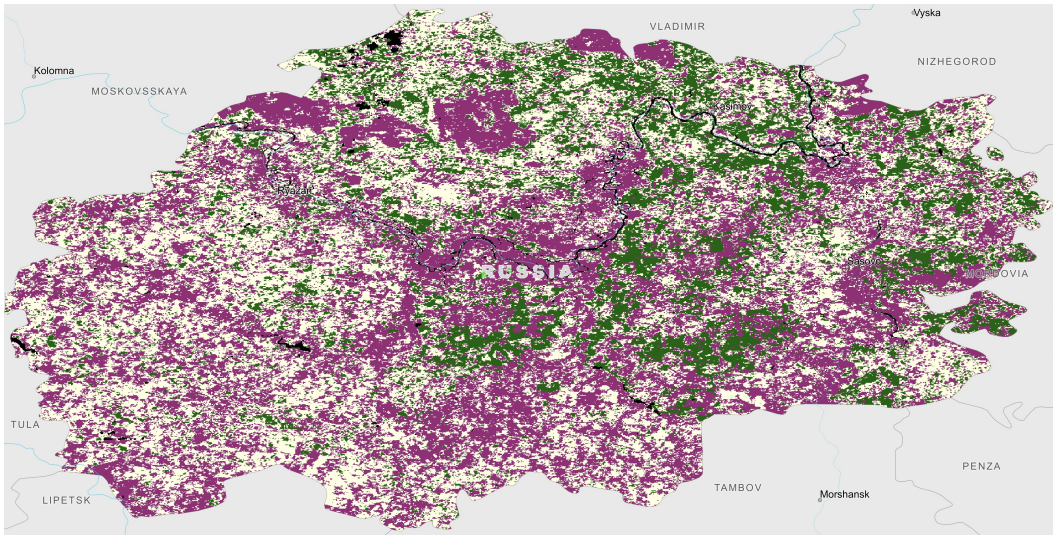
в северной части области (Криушинское, Тумское лесничества и др.), так в более освоенной под сельское хозяйство западной и юго-западной лесостепной части области (Милославский, Ухоловский районы др.).

Таблица 2. Значения индикатора ЦУР 15.3.1 и глобальных субиндикаторов НБДЗ для Рязанской и Тульской областей за 2000–2020 гг. (% от общей площади территории)

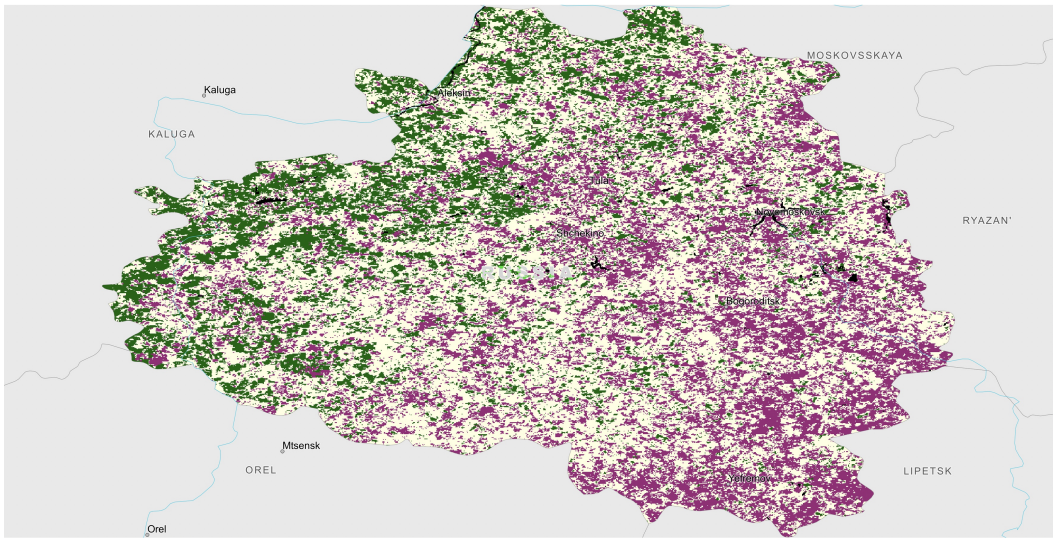
Категория качества земель	Индекс ЦУР 15.3.1	Индикаторы НБДЗ		
		Динамика продуктивности земель	Динамика наземного покрова	Динамика ПОУ
Рязанская область				
Улучшенные	17,7%	17,0%	4,14%	2,88%
Стабильные	41,4%	43,0%	93,46%	96,03%
Деградированные	39,9%	39,3%	2,40%	1,01%
Нет данных	1,0%	0,78%	0,00%	0,07%
Тульская область				
Улучшенные	18,07%	16,87%	3,56%	1,80%
Стабильные	55,08%	56,88%	95,84%	97,52%
Деградированные	26,40%	25,96%	0,60%	0,61%
Нет данных	0,45%	0,30%	0,00%	0,06%

В Тульской области наблюдается более четкое разделение по природным зонам – улучшенные земли приурочены преимущественно к северной и северо-западной частям области (подзона южной тайги), а деградированные – преимущественно к лесостепной подзоне. Несмотря на близкие физико-географические условия и примерно равную долю земель, состояние которых улучшилось за рассматриваемый двадцатилетний период, в Рязанской области доля деградированных земель в процентном отношении к общей площади почти в 1,5 раза больше, чем в Тульской.

Результаты использовании модуля Trends.Earth для территорий, относящихся к южной тайге и лесостепи, подтверждают высказанное нами ранее наблюдение [*Беляева и др., 2020; Иванов и др., 2019*], что и для гумидных территорий «динамика продуктивности земель» является наиболее информативным из числа трех глобальных субиндикаторов НБДЗ, то есть оценка продуктивности вносит наибольший вес в информацию о деградации земель в целом, тогда как динамика наземного покрова и функционально связанная с ним (по установкам Trends.Earth) динамика ПОУ не превышает нескольких процентов.



(а) Рязанская область



(б) Тульская область

Рис. 5. Оценка индикатора ЦУР 15.3.1 для Рязанской и Тульской областей по глобальным данным за 2000–2020 гг. Динамика значения: – улучшение; – стабильно; – деградация; – нет данных.

Для более полного понимания структуры произошедших процессов, рассмотрим состав наземного покрова по состоянию на 2020 г. по расчетным данным Trends.Earth (табл. 3).

Сравнительный анализ состава земель разных классов продуктивности для Рязанской и Тульской областей показывает, что в составе улучшенных земель Рязанской области преобладают лесопокрытые и пахотные земли с примерно сопоставимой долей в общей площади данного класса земель по продуктивности (53,5 и 44,4% соответственно). Обратная картина наблюдается для Тульской области – в составе улучшенных земель преобладают пахотные земли, а лесопокрытая площадь в их составе занимает более чем в два раза меньшую долю (69,9 и 28% соответственно). В составе умеренно ухудшенных и ухудшенных земель в обеих областях преобладают пахотные земли. Категория стабильных земель также представлена в основном пахотными землями.

Как следует из полученных данных, наибольшая динамика (как в сторону ухудшения, так и улучшения) характерна для типов наземного покрова, занимающих наибольшие площади в исследуемых областях: лесопокрытых и пахотных земель. При-

Таблица 3. Состав земель по классам и динамике продуктивности (с использованием базовой линии, усредненной за период 2000–2020 гг.)

Тип наземного покрова	Доля в общей площади области, %	Класс земель по динамике продуктивности в 2020 г. (занимаемая площадь, км^2) / **Динамика площади – 2020 г. к 2000 г., км^2**				
		Улучшенные	Стабильные	Угнетенные	Умеренно ухудшенные	Ухудшенные
Рязанская область						
Лесопокрытые земли	31,8	3602,8 **+1123,8**	5315,9 **+176,1**	0,1 **0,0**	2390,6 **+120,4**	1255,5 **–563,2**
Травянистые сообщества и пастбища	3,8	49,6 **–5,5**	406,2 **–0,8**	0,0 **0,0**	836,4 **+6,2**	192,9 **+14,9**
Пахотные земли	62,5	2987,0 **–1136,4**	11069,8 **–248,6**	0,1 **–0,1**	7505,5 **–166,5**	3164,8 **+514,6**
Водно-болотные угодья	0,1	15,9 **+0,1**	13,8 **+0,2**	0,3 **–0,1**	5,0 **+26,2**	15,2 **+9,0**
Искусственные поверхности	0,9	41,3 **+18,0**	165,7 **+72,8**	0,9 **+0,1**	82,7 **+40,2**	69,9 **+24,5**
Другие земли	0,0	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**
Водные объекты	0,9	37,0 **+0,1**	68,8 **+0,3**	0,6 **0,00**	29,4 **–0,1**	5,3 **+0,1**
Итого	100,0	6733,5	17040,2	2,0	10849,5	4703,5
Тульская область						
Лесопокрытые земли	16,9	1205,0 **+524,7**	2467,5 **+301,7**	0,0 **0,0**	478,2 **+42,9**	167,5 **+5,1**
Травянистые сообщества и пастбища	0,4	+30,7 **–5,9**	+48,7 **–1,7**	0,0 **0,0**	+10,0 **–0,5**	+6,0 **–0,1**
Пахотные земли	80,6	+3010,5 **–531,0**	+11744,5 **–366,0**	+0,2 **–0,2**	+3659,8 **–61,1**	+2144,6 **–31,9**
Водно-болотные угодья	0,0	3,3 **–0,2**	4,8 **0,0**	0,0 **0,0**	0,8 **0,0**	1,3 **–0,4**
Искусственные поверхности	1,7	+45,3 **+12,3**	+230,9 **+66,1**	+0,7 **+0,2**	+54,2 **+18,7**	+97,0 **+27,3**
Другие земли	0,0	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**	0,0 **0,0**
Водные объекты	0,3	10,1 **0,0**	18,0 **0,0**	0,8 **0,0**	3,7 **0,0**	1,0 **0,0**
Итого	100,0	4304,8	14514,4	1,8	4206,7	2417,6

чем, как для Рязанской, так и для Тульской областей за рассматриваемый период четко прослеживается основной тренд – зарастание пахотных земель древесно-кустарниковой растительностью. Это хорошо подтверждается сравнением статистических данных и материалов независимой оценки, полученных нами с помощью Trends.Earth. Так, если земли лесного фонда в Рязанской области занимают 25% площади, то лесопокрытые земли достигают 31,8%. Для Тульской области характерна та же тенденция: 11 и 16,9% соответственно.

Оценка динамики субиндикатора НБДЗ «динамика продуктивности земель» по пятилетним базовым периодам

Поскольку, как отмечено выше, динамика продуктивности земель является наиболее информативным субиндикатором для оценки НБДЗ, рассмотрим его изменения за 2000–2020 гг. по пересекающимся пятилетним периодам (метод скользящего среднего). Картографическая интерпретация динамики представлена на рис. 6.

В обеих областях тренды продуктивности земель за исследуемый период сходны: наибольшее снижение (ухудшение) продуктивности земель отмечено в период с 2011–2015 и 2016–2020 гг., а относительное улучшение – в период с 2013–2017 гг. Эти данные частично совпадают с динамикой, выявленной по статистическим данным.

Результаты картографического анализа в генерализованном виде отражены на графике (рис. 7).

Наиболее вероятным объяснением отмеченных трендов разнонаправленной динамики являются климатические флуктуации, что можно проследить по изменениям среднегодовых значений температуры и количества осадков за тот же период (рис. 8): выделяются корреляции «пика» ухудшения продуктивности с засухой и пожарами 2010 г., последующее активное восстановление растительности в течение нескольких лет, и «пик» улучшения продуктивности 2017 года с благоприятными климатическими факторами (сочетание комфортных среднегодовых температур с более высоким количеством осадков).

Таким образом, состояние земель в гумидных областях, оцениваемое по глобальным субиндикаторам НБДЗ, является весьма динамичным показателем, зависящим не только от антропогенных, но и от климатических факторов. Продуктивность земель как наиболее динамичный субиндикатор чутко реагирует на изменения режимов тепла и влажности, вплоть до контрастных реакций улучшения-ухудшения, хорошо отражающихся картографически как в целом для анализируемых территорий, так и на примерах отдельных участков (горячих точек деградации).

Оценка динамики «лесопокрытых земель» на основе модифицированной матрицы переходов наземного покрова

Помимо усовершенствования алгоритма оценки продуктивности земель, одним из действенных приемов повышения достоверности оценки деградации земель является адаптация матрицы оценки переходов типов наземного покрова к местным условиям.

Результаты оценки динамики продуктивности для лесопокрытых территорий ключевых участков Тульской и Рязанской областей в сравнении с оценкой продуктивности в целом по областям и всем типам наземного покрова представлены на рис. 9. Полученные данные показывают, что ключевые участки репрезентативны, поскольку расчеты для них, полученные с использованием матрицы «по умолчанию» (совпадающие периоды улучшения и ухудшения земель, величина «пиков», их соотношение), практически совпадают с таковыми для соответствующих областей в целом.

Однако, в случае применения измененной матрицы переходов для отдельных типов наземного покрова (в нашем случае это лесопокрытые территории), это позволяет более детально оценить динамику их состояния и уловить отличия от изменений на других землях. Так, из данных рис. 8 хорошо видно, что для лесных земель повышение продуктивности (снижение деградации) проявляется более контрастно, чем для территории ключевого участка в целом, что подтверждает важнейшую роль мероприятий по лесовосстановлению. На эти же выводы указывает и уменьшение доли лесных земель, для которых характерно снижение продуктивности, по сравнению с обобщенной оценкой.

Таким образом, для гумидных территорий разделение типов земель и модификация матриц их переходов в соответствии с местными особенностями является важным элементом анализа достижения НБДЗ, существенно уточняющим результаты общей оценки.

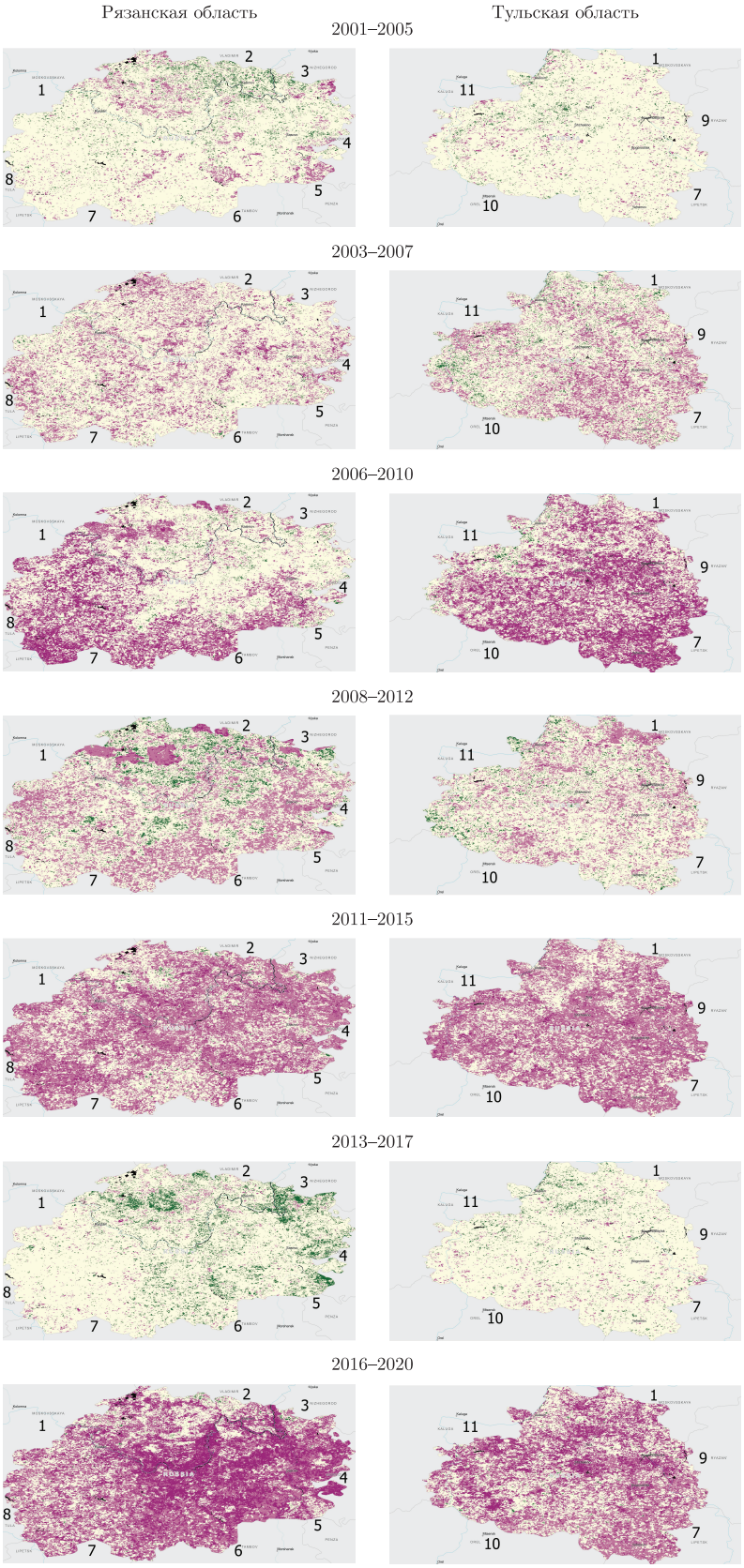


Рис. 6. Динамика продуктивности земель по пятилетним периодам за 2000–2020 гг. Динамика значения: – улучшение; – стабильно; – деградация; – нет данных.

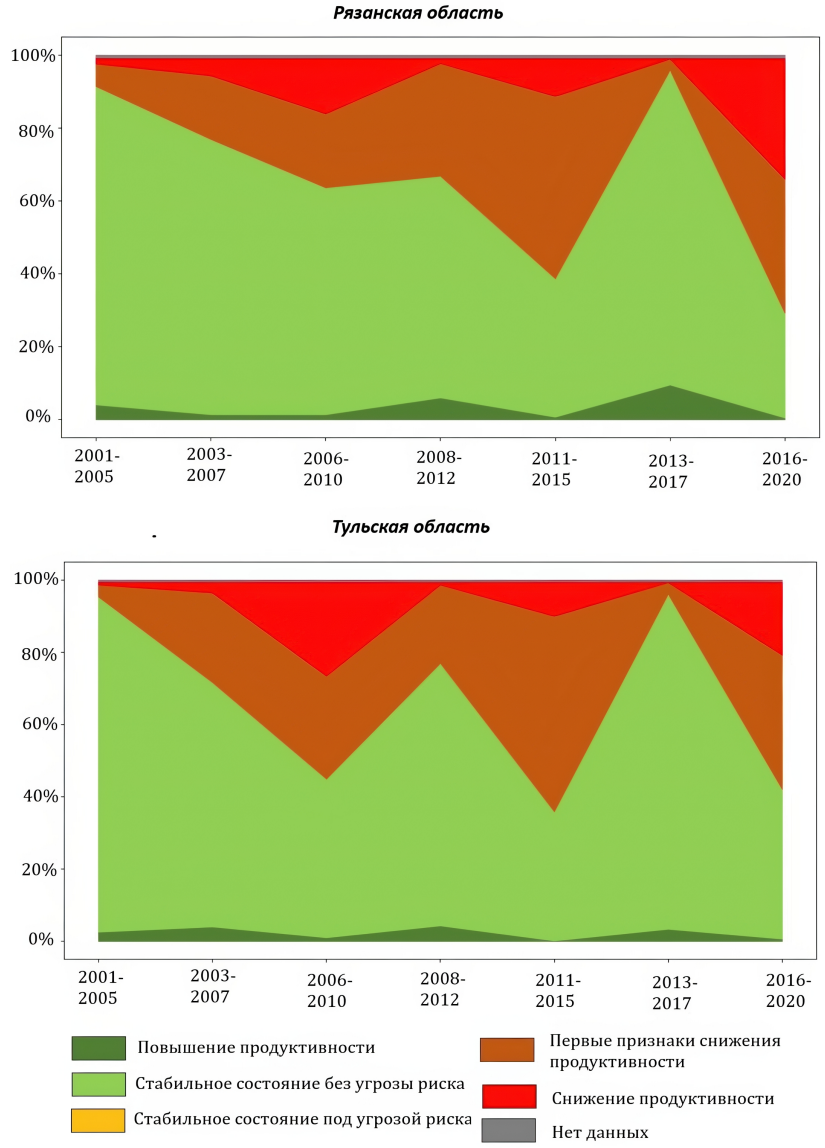


Рис. 7. Динамика продуктивности земель для Рязанской и Тульской областей за 2000–2020 гг.

Заключение

В результате проведенных исследований получены новые данные по тенденциям деградации земель для Тульской и Рязанской областей. Впервые для этих гумидных территорий применена методологии оценки достижения нейтрального баланса деградации земель (НБДЗ), ранее в основном использовавшаяся для засушливых регионов. Показано, что в целом применение этой методологии позволяет актуализировать данные официальной статистики и детализировать представления об основных направлениях деградации/проградации земель, из которых наиболее важное значение имеют тренды продуктивности земель и изменения в землепользовании (типах наземного покрова). Эти тренды хорошо интерпретируются с помощью соответствующих субиндикаторов НБДЗ.

Несмотря на статистические данные, указывающие в целом на положительную и стабильную динамику состояния земель в исследованных областях, исследование с использованием методологии НБДЗ не столь утешительно: ухудшенные и умеренно ухудшенные деградированные земли в совокупности все еще значительно преобладают над улучшенными, что требует активного вмешательства в регулирование условий

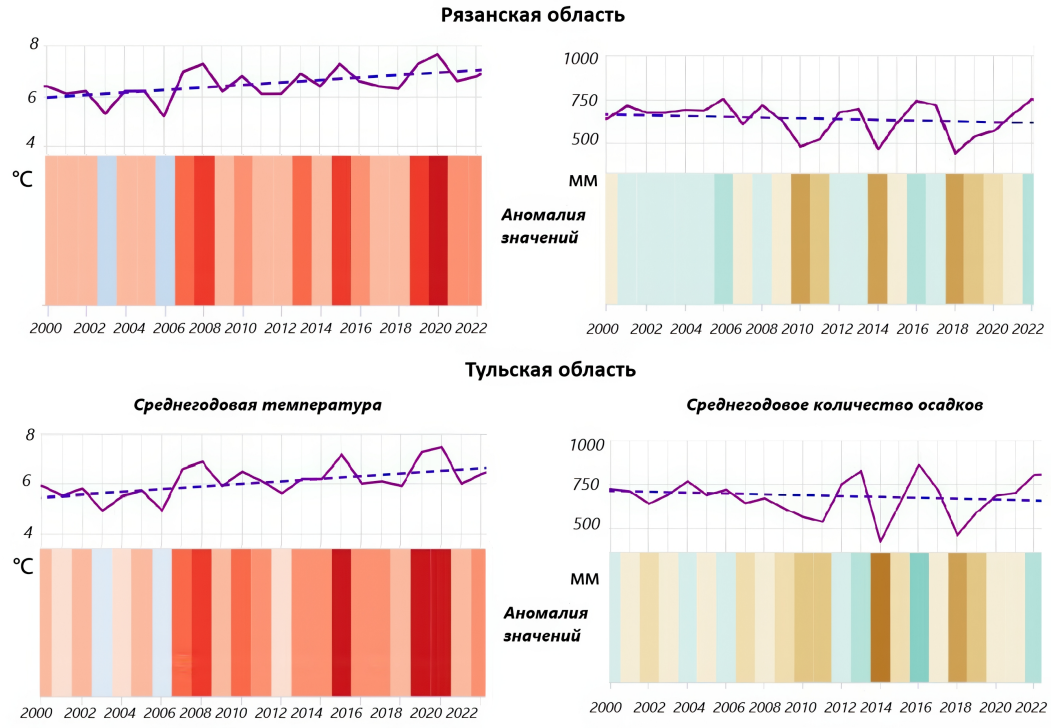


Рис. 8. Динамика и аномалии среднегодовых значений температуры и количества осадков Рязанской и Тульской областей за 2000–2022 гг. (по данным «Изменения климата»).

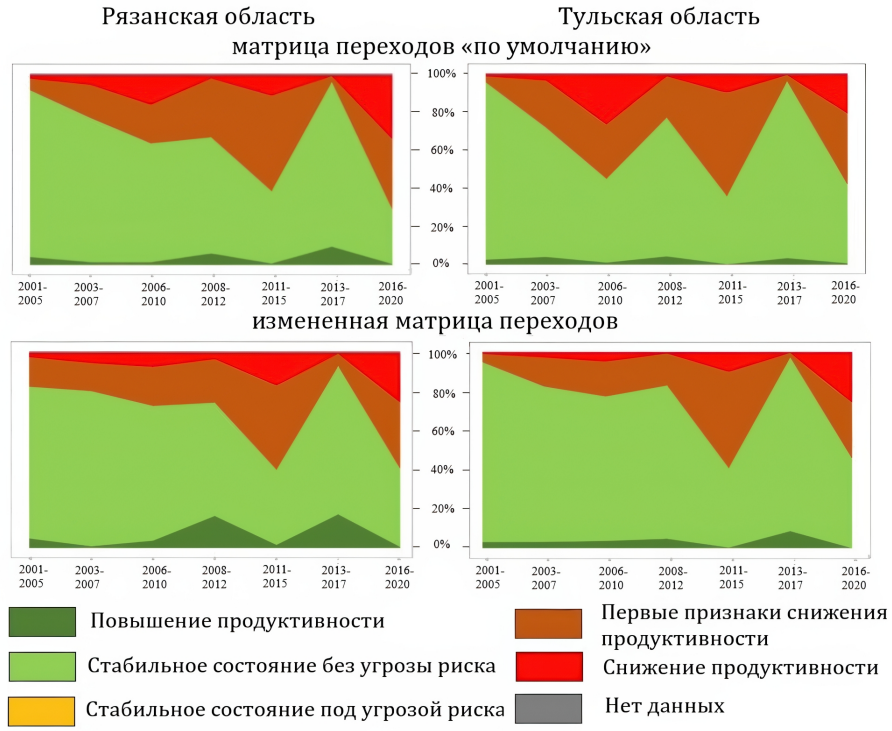


Рис. 9. Динамика продуктивности лесопокрытых земель в 2000–2020 г. по ключевым участкам с использованием разных матриц переходов типов наземного покрова.

землепользования и использования новых методов, позволяющих изменить отмеченные тенденции на преимущественно положительные. При этом ситуация по областям несколько различна: если в Тульской области в основном деградированные земли

приурочены к лесостепной подзоне, то в Рязанской очаги деградированных земель одинаково часто встречаются также и в лесных районах.

Важным выводом работы является то, что в исследованных областях тренды деградации земель оказываются очень чувствительны даже к краткосрочным (в пределах 5–10 лет) изменениям климата, причем реакции улучшения-ухудшения на отдельных участках и в областях в целом могут быть очень контрастны. Это требует особого учета при разработке мероприятий по адаптации к изменениям климата.

Помимо общих выявленных тенденций динамики состояния земель, результаты работы позволили отметить необходимость совершенствования методологии НБДЗ: для гумидных территорий разделение типов земель и модификация матриц их переходов в соответствии с местными особенностями является важным элементом анализа достижения НБДЗ, существенно уточняющим результаты общей оценки. Так, лесопокрытые земли показывают значительно более яркие результаты положительной динамики, чем пашня, за счет деградации последней существенно ухудшается средняя оценка НБДЗ по областям в целом.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение №075-15-2024-554 от 24.04.2024)

Список литературы

Беляева М. В., Андреева О. В., Куст Г. С. и др. Опыт оценки динамики деградации земель юга Европейской части России с использованием методологии нейтрального баланса деградации земель // Экосистемы: экология и динамика. — 2020. — Т. 4, № 3. — С. 145—165. — DOI: 10.24411/2542-2006-2020-10066.

Иванов А. Л., Куст Г. С., Донник И. М. и др. Национальный доклад «Глобальный климат и почвенный покров России: опустынивание и деградация земель, институциональные, инфраструктурные, технологические меры адаптации (сельское и лесное хозяйство)». — Москва : Издательство МБА, 2019. — 476 с.

ООН. A/RES/70/1 Преобразование нашего мира: Повестка дня в области устойчивого развития на период до 2030 года. Резолюция, принятая Генеральной Ассамблеей 25 сентября 2015 года. — Организация Объединенных Наций, 2015. — 44 с.

Приказ от 18 августа 2014 года №367. Об утверждении Перечня лесорастительных зон Российской Федерации и Перечня лесных районов Российской Федерации. — Москва : Минприроды России, 2023.

Andreeva O., Sebentsov A., Kust G., et al. The Nexus Between Land Degradation, Climate Change and Migration in Central Asia. — United Nations Convention to Combat Desertification, Institute of Geography of Russian Academy of Sciences, 2022. — 42 p.

Cowie A. L., Orr B. J., Castillo Sanchez V. M., et al. Land in balance: The scientific conceptual framework for Land Degradation Neutrality // Environmental Science & Policy. — 2018. — Vol. 79. — P. 25–35. — DOI: 10.1016/j.envsci.2017.10.011.

Hengl T., Mendes de Jesus J., Heuvelink G. B. M., et al. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning // PLOS ONE. — 2017. — Vol. 12, no. 2. — DOI: 10.1371/journal.pone.0169748.

Kust G. S., Andreeva O., Shklyaeva D. Application of the Concept of Land Degradation Neutrality for Remote Monitoring of Agricultural Sustainability of Irrigated Areas in Uzbekistan // Sensors. — 2023. — Vol. 23, no. 14. — P. 6419. — DOI: 10.3390/s23146419.

Kust G. S., Shklyaeva D. S., Lobkovskiy V. A., et al. Using the Methodology of Land Degradation Neutrality to Assess the Territory of the Caspian Region // Arid Ecosystems. — 2024. — Vol. 14, no. 2. — P. 159–168. — DOI: 10.1134/s2079096124700033.

Li W., MacBean N., Ciais Ph., et al. Gross and net land cover changes in the main plant functional types derived from the annual ESA CCI land cover maps (1992-2015) // Earth System Science Data. — 2018. — Vol. 10, no. 1. — P. 219–234. — DOI: 10.5194/essd-10-219-2018.

Orr B. J., Cowie A. L., Castillo Sanchez V. M., et al. Scientific Conceptual Framework for Land Degradation Neutrality. A Report of the Science-Policy Interface. — Bonn, Germany : United NationsConvention to Combat Desertification (UNCCD), 2017.

Trends.Earth User Guide. A new tool to assess the health of the land that supports us. — 2024. — URL: https://docs.trends.earth/en/latest/for_users/index.html (visited on 10/01/2024).

UNCCD. Land Degradation Neutrality: The Target Setting Programme. — The Global Mechanism of the UNCCD/2016, 2016. — 68 p.

Russian Journal of Earth Sciences

Use of Variable Matrices of Land Cover Changes for the Assessment of Land Dynamics Based on the Indicators of Land Degradation Neutrality

G. S. Kust[1], V. A. Lobkovskiy[1], L. G. Lobkovskaya[1], V. D. Podlesnov[1], M. A. Movchan[1], A. D. Antipova[1]

[1] Institute of Geography Russian Academy of Sciences (IG RAS), Moscow, Russia
**Correspondence to: Vasiliy Lobkovskiy, v.a.lobkovskiy@igras.ru.

The article presents the results of land degradation assessment for the Ryazan and Tula regions based on the concept of land degradation neutrality (LDN). For the first time the approaches were demonstrated for developing a methodology for assessing LDN sub-indicators for humid areas (using the moving average method and modified matrices of changes in land cover type). For forest lands, a matrix modified to take into account the dynamics of woody vegetation, including mutual transitions of coniferous, broad-leaved and small-leaved forests, is proposed. New data on land degradation trends for the studied territories were obtained. The possibility of using the LDN methodology to update official statistics, detail land productivity trends and land use changes is confirmed. Despite the decrease in the degradation rate, in the considered territories, degraded and moderately degraded lands in total still significantly prevail over improved ones, which requires active intervention in regulating land use conditions and the use of new methods. At the same time, the situation in the regions is somewhat different: if in the Tula region degraded lands are mainly confined to the forest-steppe subzone, then in the Ryazan region, foci of degraded lands are equally often found in forest areas. A high dependence of land degradation trends on even short-term (within 5–10 years) climate changes has been revealed. For the Ryazan and Tula regions, such reactions (improvement or deterioration) in individual areas and in the region as a whole can be very contrasting, which requires special consideration when developing measures to adapt to climate change.

Recieved: 30 October 2024
Accepted: 12 February 2025
Published: 2 april 2025

© 2025. The Authors.

Keywords: land degradation, land degradation neutrality, indicator, land productivity, land cover.

Citation: Kust, G. S., V. A. Lobkovskiy, L. G. Lobkovskaya, V. D. Podlesnov, M. A. Movchan, and A. D. Antipova (2025), Use of Variable Matrices of Land Cover Changes for the Assessment of Land Dynamics Based on the Indicators of Land Degradation Neutrality, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3003, https://doi.org/10.2205/2025ES001001, EDN: OHGVYS

References

Andreeva O., Sebentsov A., Kust G., et al. The Nexus Between Land Degradation, Climate Change and Migration in Central Asia. — United Nations Convention to Combat Desertification, Institute of Geography of Russian Academy of Sciences, 2022. — P. 42.

Belyaeva M. V., Andreeva O. V., Kust G. S., et al. Experience in assessment of land degradation dynamics of the South of European part of Russia using the methodology of land degradation neutrality // Ecosystems: ecology and dynamics. — 2020. — Vol. 4, no. 3. — P. 145–165. — DOI: 10.24411/2542-2006-2020-10066. — (In Russian).

Cowie A. L., Orr B. J., Castillo Sanchez V. M., et al. Land in balance: The scientific conceptual framework for Land Degradation Neutrality // Environmental Science & Policy. — 2018. — Vol. 79. — P. 25–35. — DOI: 10.1016/j.envsci.2017.10.011.

Hengl T., Mendes de Jesus J., Heuvelink G. B. M., et al. SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning // PLOS ONE. — 2017. — Vol. 12, no. 2. — DOI: 10.1371/journal.pone.0169748.

Ivanov A. L., Kust G. S., Donnik I. M., et al. National report «Global climate and soil cover of Russia: desertification and land degradation, institutional, infrastructural, technological adaptation measures (agriculture and forestry)». — Moscow : MBA, 2019. — P. 476. — (In Russian).

Kust G. S., Andreeva O., Shklyaeva D. Application of the Concept of Land Degradation Neutrality for Remote Monitoring of Agricultural Sustainability of Irrigated Areas in Uzbekistan // Sensors. — 2023. — Vol. 23, no. 14. — P. 6419. — DOI: 10.3390/s23146419.

Kust G. S., Shklyaeva D. S., Lobkovskiy V. A., et al. Using the Methodology of Land Degradation Neutrality to Assess the Territory of the Caspian Region // Arid Ecosystems. — 2024. — Vol. 14, no. 2. — P. 159–168. — DOI: 10.1134/s2079096124700033.

Li W., MacBean N., Ciais Ph., et al. Gross and net land cover changes in the main plant functional types derived from the annual ESA CCI land cover maps (1992-2015) // Earth System Science Data. — 2018. — Vol. 10, no. 1. — P. 219–234. — DOI: 10.5194/essd-10-219-2018.

Order of August 18, 2014 №367. On approval of the List of forest vegetation zones of the Russian Federation and the List of forest regions of the Russian Federation. — Moscow : Ministry of Natural Resources, Environment of the Russian Federation, 2023. — (In Russian).

Orr B. J., Cowie A. L., Castillo Sanchez V. M., et al. Scientific Conceptual Framework for Land Degradation Neutrality. A Report of the Science-Policy Interface. — Bonn, Germany : United NationsConvention to Combat Desertification (UNCCD), 2017.

Trends.Earth User Guide. A new tool to assess the health of the land that supports us. — 2024. — (visited on 10/01/2024). https://docs.trends.earth/en/latest/for_users/index.html.

UN. A/RES/70/1 Transforming our World: The 2030 Agenda for Sustainable Development. — United Nations, 2015. — P. 44.

UNCCD. Land Degradation Neutrality: The Target Setting Programme. — The Global Mechanism of the UNCCD/2016, 2016. — P. 68.

Russian Journal of Earth Sciences

Фрактальные характеристики структуры аврорального овала по данным камеры всего неба в Апатитах за 2013–2020 гг.

Б. В. Козелов*

Полярный геофизический институт, г. Апатиты, Мурманская область, Россия
* **Контакт:** Борис Владимирович Козелов, bob-koz@yandex.ru

Пространственная структура полярных сияний описывается фрактальной размерностью флуктуаций свечения и ее анизотропией в зависимости от направления. Фрактальная размерность оценивается из наклона в логарифмических осях спектра в диапазоне 1,5–50 км, полученного дискретным вейвлет-преобразованием флуктуаций интенсивности свечения с использованием вейвлетов Добеши 5 порядка. Вариабельность структур характеризуется наклоном спектра вариации анизотропии во времени. Приведена статистика этих характеристик по данным наземной камеры всего неба (All-Sky camera) Полярного геофизического института в г. Апатиты за 2013–2020 годы и сделана привязка по положению внутри аврорального овала и значениям геомагнитного поля в обсерватории «Ловозеро». Обсуждается алгоритм моделирования структуры полярных сияний по данным характеристикам.

Ключевые слова: аврора, суббуря, высыпания частиц, высокоширотная ионосфера, скейлинг, фрактальный индекс, анизотропия, пульсирующие полярные сияния, фаза расширения.

Цитирование: Козелов, Б. В. Фрактальные характеристики структуры аврорального овала по данным камеры всего неба в Апатитах за 2013–2020 гг. // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3004. — DOI: 10.2205/2025es000989 — EDN: EIOXXJ

Введение

Существенным элементом глобальных моделей верхней атмосферы и высокоширотной ионосферы Земли является моделирование воздействия энергичных частиц, высыпающихся в эту область из магнитосферы Земли и вызывающих видимые проявления в виде полярных сияний [*Akasofu, 1968; Feldstein and Starkov, 1967*]. Однако существующие на данный момент модели таких высыпаний, называемые также моделями аврорального овала, [*Hardy et al., 1985; Milan et al., 2010; Newell et al., 2014; Vorobjev et al., 2013*] ориентированы в основном на описание только границ зоны высыпаний, среднего потока и средней энергии авроральных частиц, в лучшем случае с разбиением на морфологические типы (диффузные, дискретные и т. п.). Структуры внутри этих границ модели не описывают.

Для описания структуры аврорального свечения в работах [*Головчанская и Козелов, 2016; Kozelov et al., 2024*] ранее использовался подход, основанный на оценке фрактальной размерности методом «лог-скейл скалограмм» [*Abry et al., 2000*]. Численные тесты данной методики и необходимых коррекций приведены в работе [*Kozelov and Golovchanskaya, 2010*]. Пространственная структура полярных сияний описывается фрактальной размерностью флуктуаций свечения при сечении области свечения в заданном направлении. Статистические распределения фрактальных характеристик по данным камеры всего неба (All-Sky camera) в Апатитах за 2013–2015 гг. приводятся в [*Козелов и Ролдугин, 2024*].

https://elibrary.ru/EIOXXJ

Получено: 30 сентября 2024 г.
Принято: 15 января 2025 г.
Опубликовано: 7 апреля 2025 г.

© 2025. Автор.

В данной работе статистика расширена на период до 2020 г., охватывая все время работы однотипной камеры всего неба в Апатитах. Были проанализированы статистические особенности характеристик структуры аврорального свечения в зависимости от положения внутри аврорального овала, индексов геомагнитной возмущенности и значений геомагнитного поля, зарегистрированных в обсерватории Ловозеро.

Данные и методика обработки

Использовались изображения, полученные камерой всего неба в Апатитах (67°34′ с. ш., 33°16′ в. д.) в сезоны 2013–2020 гг. Описание камеры всего неба, входящей в систему авроральных камер MAIN, приведено в работе [*Kozelov et al., 2012*]. За все время работы этой камеры были выбраны события, на которых присутствовали полярные сияния выше 10° над горизонтом. Область кадра вблизи горизонта обрезалась маской. Включенные в статистику события были отобраны по строгим критериям отсутствия Луны, заметной облачности и сильной неоднородной засветки от города. Кроме того, необходимо отметить, что в использованных данных слабые диффузные сияния не видны или плохо различимы при слабой облачности и наличии ярких источников света. Нижний порог интенсивности свечения, вошедших в статистику, можно оценить как ∼ 10 кРл [*Харгривс, 1982*].

Методика обработки кадров всего неба для получения пространственных индексов флуктуаций свечения описана в [*Kozelov et al., 2024*], где подробно анализируется случай развития типичной авроральной суббури 13 сентября 2013 года. Коротко она заключается в следующем:

1. Выделяется прямоугольная область от зенита в азимутальном направлении φ.
2. Флуктуации светимости в этой области в направлении длинной стороны прямоугольника «склеиваются» в единый массив и для данного массива вычисляется его дискретное вейвлет-разложение. Использовались вейвлеты Добеши 5 порядка. Порядок вейвлетов выбран согласно тестам в работе [*Kozelov and Golovchanskaya, 2010*].
3. По зависимости логарифма дисперсии детализирующих коэффициентов от логарифма масштаба определяется спектральный индекс a, характеризующий наклон в диапазоне масштабов 1,5–50 км.
4. Процедура повторяется для ориентаций φ прямоугольной области с поворотом φ по азимуту от 0 до 360° с шагом 5°.
5. По зависимости $a(\varphi)$ для данного кадра определяются $\min(a)$, $\max(a)$ и параметр анизотропии $\min(a)/\max(a)$.

Полученные величины $A = \max(a)$ и $B = \min(a)/\max(a)$ характеризуют спектр пространственных флуктуации свечения в диапазоне масштабов 1,5–50 км в поле зрения камеры и насколько эти флуктуации свечения изотропные.

Временное разрешение данных – 1 кадр в секунду. Вычислялось среднее значение параметров A и B по 5-минутным интервалам. Из зависимости вариаций параметра B в течение 5-минутных интервалов вычислялся временной фрактальный индекс C. Для его расчёта использовался метод «лог-скейл скалограмм», который позволяет оценить наклон спектра, с применением вейвлетов Добеши для фильтрации трендов третьего порядка, что было необходимо из-за короткой длины ряда (300 точек).

Результаты

Распределения значений полученных параметров для 5-минутных интервалов приведены на рис. 1, где разными цветами выделены распределения значений для некоторых морфологически различимых ситуаций в поле зрения камеры:

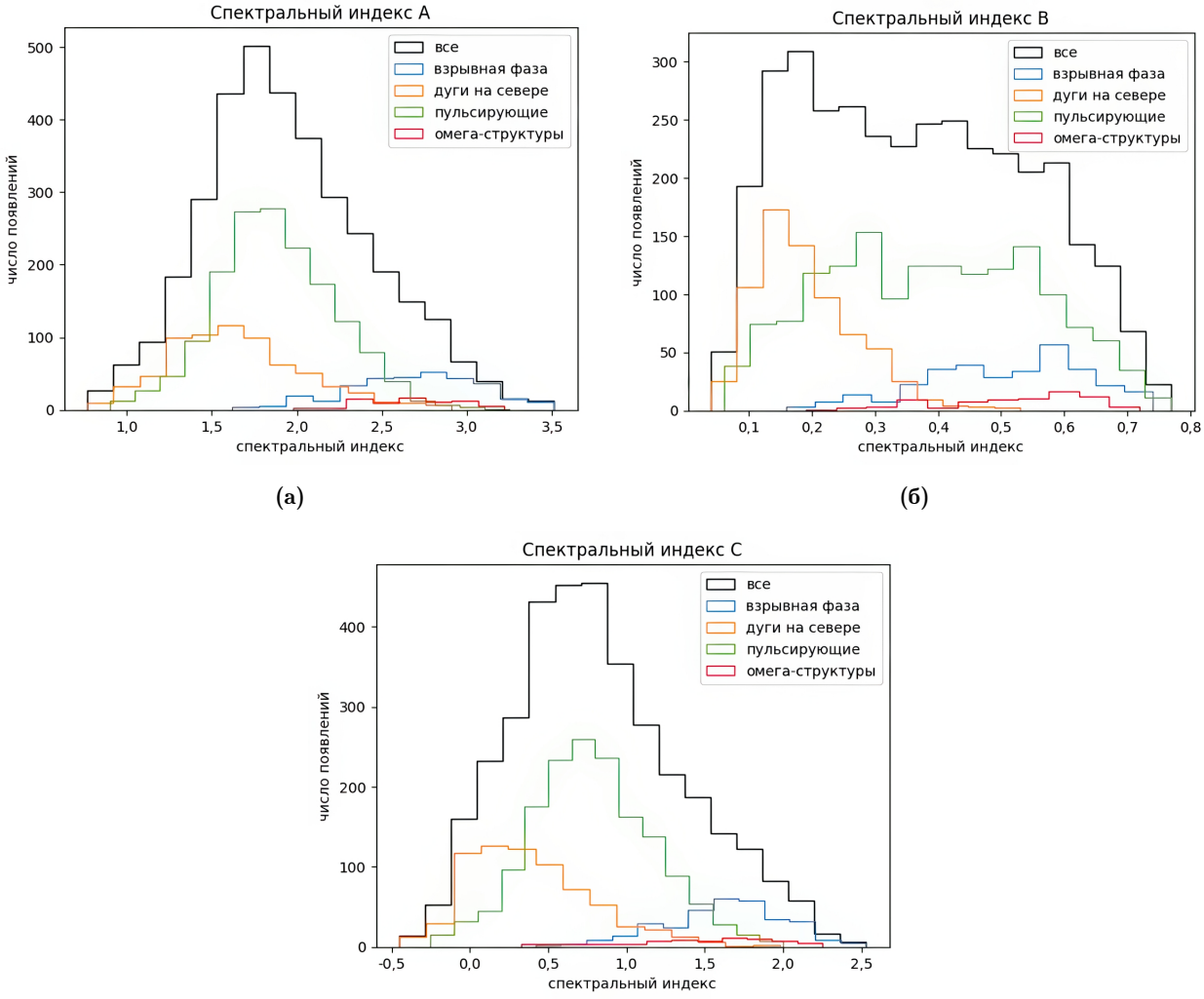
1) взрывная фаза – на кеограмме есть быстрое расширение зоны сияний в направлении север-юг (брейкап) или больше половины поля зрения камеры занимают активные формы после брейкапа, внутри движущегося к западу изгиба (WTS, westward travelling surge);

2) к северу от зенита кадра видны спокойные или с небольшими возмущениями дуги или полосы;

3) в поле зрения камеры находятся, в основном, пульсирующие сияния;

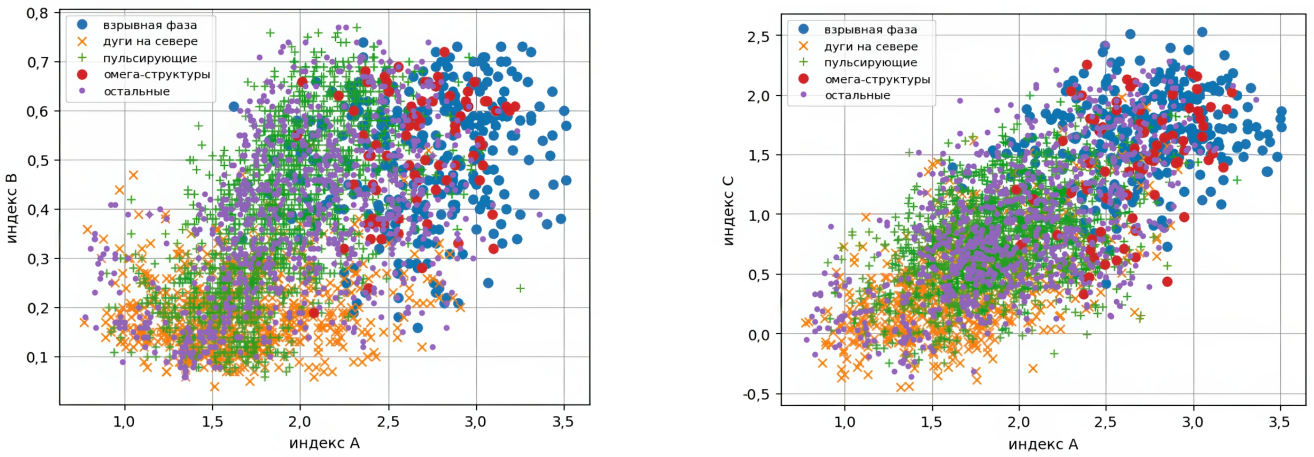
4) в поле зрения камеры находится омега-форма, то есть бухто-образная яркая форма на северной границе мультиплетной, состоящей из множества узких дуг, полосы.

Для пространственных флуктуаций свечения приведены распределения максимальных значений спектрального индекса (рис. 1а). Эти распределения и распределение для временного индекса C (рис. 1в) имеют плавный вид с одним выраженным максимумом. Распределение для индекса B имеет широкий максимум (рис. 1б). Можно выделить две группы – анизотропную $B < 0{,}35$, основной вклад в которую дают дуги на севере, и более изотропную $B > 0{,}35$, соответствующая активным сияниям. Отметим, что индекс B – это анизотропия не просто линейного размера пространственных флуктуаций свечения, а спектрального индекса, т. е. оценки фрактального индекса пространственных флуктуаций свечения в разных направлениях.



(а) **(б)** **(в)**

Рис. 1. Распределения значений спектральных индексов: (а) — для пространственных флуктуаций свечения, максимальное значение обозначено «индекс A»; (б) — для анизотропии пространственных флуктуаций свечения – отношение минимального к максимальному значению (обозначено «индекс B»); (в) — для временных флуктуаций анизотропии (обозначено «индекс C»). Линиями разных цветов выделены некоторые морфологически различимые ситуации в поле зрения камеры.



(а) **(б)**

Рис. 2. Распределения индексов: (а) – B от A; (б) – C от A. Разными символами выделены некоторые морфологически различимые ситуации в поле зрения камеры (см. текст).

На рис. 2 приведены распределения полученных значений индексов B от A и C от A. Разными символами выделены некоторые морфологически различимые ситуации в поле зрения камеры, описанные ранее. Более сложные и комбинированные случаи, которые нельзя отнести однозначно к предыдущим, отнесены к группе «остальные».

Средние значения индексов со значениями стандартных отклонений для выделенных групп приведены в табл. 1. Из приведенной статистики видно, что взрывные фазы и омега-формы в среднем характеризуются большими значениями индекса $A > 2{,}0$ и $C > 1{,}0$, и индексом B, в основном, из группы $B > 0{,}35$. Дуги и полосы на севере кадра – в основном значениями индексов $A < 2{,}0$, $B < 0{,}35$, $C < 0{,}5$. Пульсирующие формы – значениями индексов A и C меньше, чем для взрывных фаз, по индексу B нет очевидной локализации.

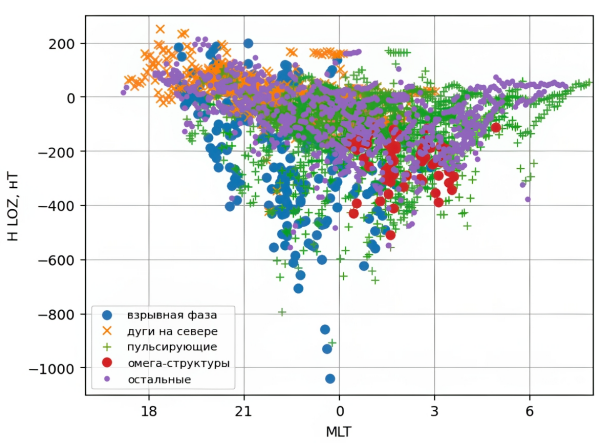
Таблица 1. Средние значения и стандартные отклонения спектральных индексов для выделенных событий

	Индекс A	Индекс B	Индекс C
Все точки	$1{,}95 \pm 1{,}95$	$0{,}36 \pm 0{,}36$	$0{,}82 \pm 0{,}82$
Взрывная фаза	$2{,}69 \pm 2{,}69$	$0{,}50 \pm 0{,}50$	$1{,}63 \pm 1{,}63$
Дуги на севере	$1{,}66 \pm 1{,}66$	$0{,}19 \pm 0{,}19$	$0{,}39 \pm 0{,}39$
Пульсирующие	$1{,}88 \pm 1{,}88$	$0{,}39 \pm 0{,}39$	$0{,}78 \pm 0{,}78$
Омега-структуры	$2{,}67 \pm 2{,}67$	$0{,}52 \pm 0{,}52$	$1{,}44 \pm 1{,}44$
Остальные	$1{,}99 \pm 1{,}99$	$0{,}39 \pm 0{,}39$	$0{,}90 \pm 0{,}90$

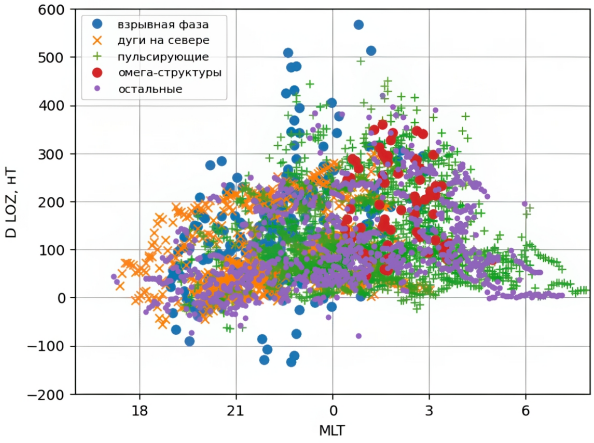
Локализация событий

Зависимости локализации выделенных выше групп событий от местного магнитного времени (MLT, magnetic local time), а также от компонент H, D, Z геомагнитного поля, измеренных в ближайшей к г. Апатиты обсерватории «Ловозеро» Полярного геофизического института, КНЦ РАН (ПГИ), показаны на рис. 3. Пробелы в данных «Ловозеро» пополнены данными близкой обсерватории «Лопарская» ПГИ, что не влияет на дальнейшие результаты. Наблюдения соответствуют ожидаемой морфологии основных форм в полярных сияниях [*Харгривс, 1982; Akasofu, 1968*]:

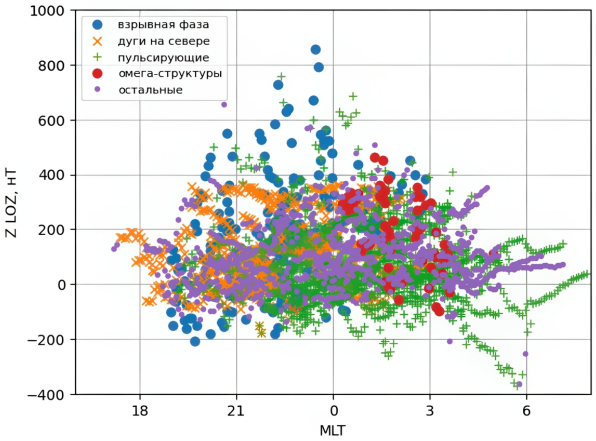
- спокойные или с небольшими возмущениями дуги или полосы к северу от зенита видны в основном вечером до полуночи при H- и D-компонентах от 0 до +200 нТ;
- взрывные фазы в полярных сияниях видны в основном вечером до 01 MLT, омега-формы – после 01 MLT утром;
- пульсирующие сияния наблюдаются от позднего вечера ($\sim$ 20 MLT) до позднего утра ($\sim$ 08 MLT).



(а)

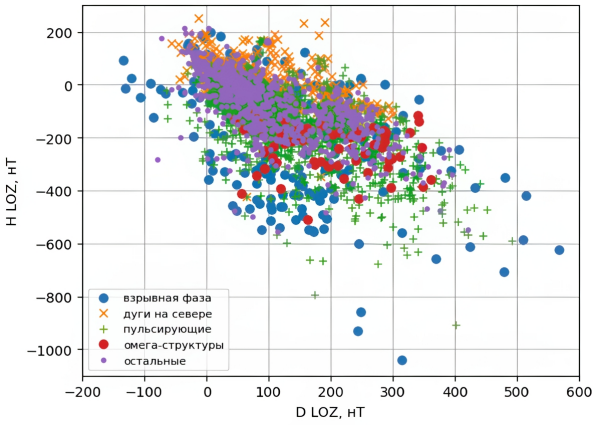


(б)

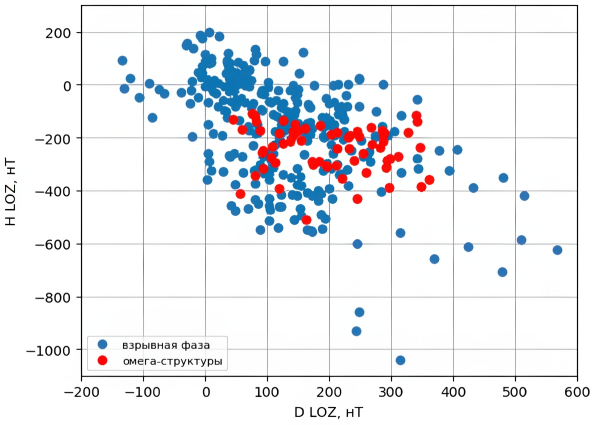


(в)

Рис. 3. Локализация выделенных групп событий от местного магнитного времени MLT и от компонент геомагнитного поля, измеренных в обсерватории «Ловозеро»: (а) – в осях MLT и H; (б) – в осях MLT и D; (в) – в осях MLT и Z.



(а)



(б)

Рис. 4. Локализация выделенных групп событий и от компонент геомагнитного поля, измеренных в обсерватории «Ловозеро»: (а) – в осях D- и H-компонент; (б) – то же, но только взрывные фазы и омега-структуры.

Положение выделенных групп событий в зависимости от H- и D-компонент магнитного поля в обсерватории «Ловозеро» показано на рис. 4а. Видно, что есть обратная пропорциональность между H- и D-компонентами, при которых наблюдаются сияния в Апатитах. Это определяется пересечением точкой наблюдения аврорального овала: с ростом общей возмущенности (H-компонента становится более отрицательной) пересечение авроральной зоны точкой наблюдения (г. Апатиты) происходит преимущественно при больших значениях D-компоненты, то есть в среднем меняется ориентация магнитного поля относительно направления на магнитный полюс, при котором наблюдаются сияния. На рис. 4б приведены только выборки по событиям, отнесенным к взрывным фазам и омега-формам. Сияния, отнесенные к взрывным фазам, наблюдаются в широком диапазоне значений H- и D-компонент, а омега-формы в более ограниченном диапазоне, при $D > 0$ и $-400 < H < -100$ нТ. Это, видимо, связано с тем, что омега-формы не связаны со значительными перемещениями сияний по широте, поэтому их появление на данной широте происходит примерно при одинаковом возмущении магнитного поля, обеспечивающем расширение овала полярных сияний до широты наблюдений. Во время взрывной фазы происходит расширение зоны полярных сияний, захватывающее большой диапазон широт. Поэтому появление сияний на данной широте во время взрывной фазы суббури возможно в большем диапазоне магнитных возмущений.

Надо отметить, что экстремальные значения магнитного поля (наиболее низкие значения H-компоненты и наибольшие значения D-компоненты) наблюдались во время взрывных фаз. В среднем взрывные фазы наблюдались при более низких значениях H-компоненты локального магнитного поля, чем в среднем для остальных событий при заданных значениях D-компоненты магнитного поля.

Определенных зависимостей от индексов AL, AU, AE, Dst, SYM-H на данном наборе данных выявить не удалось, что не удивительно, т. к. это глобальные индексы, а спектральные индексы и группы сияний получены по локальным наблюдениям из одной точки. На рис. 5 для иллюстрации приведены распределения значений индекса A от индексов AE и Dst.

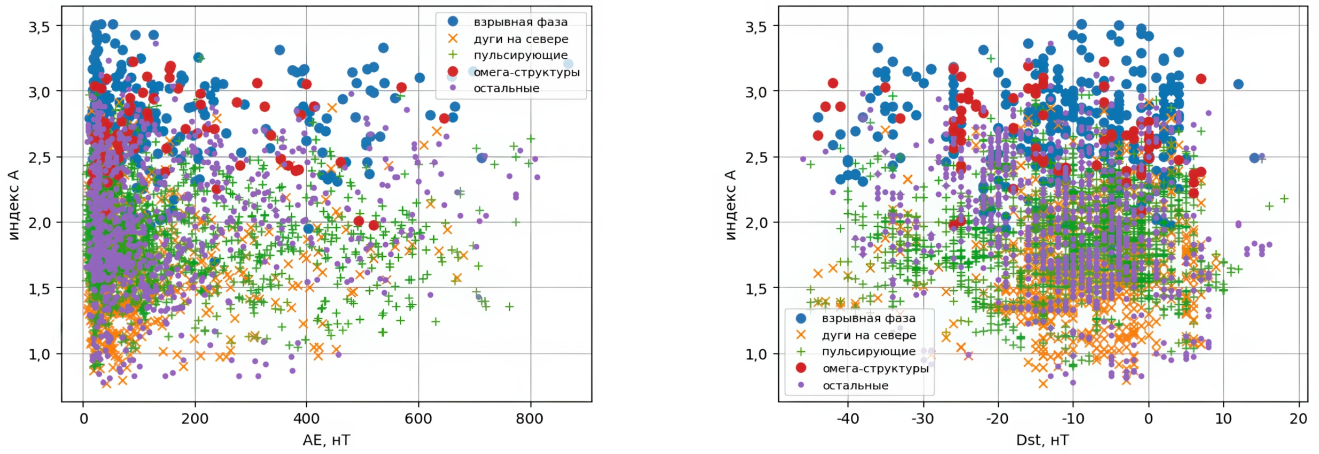


Рис. 5. Распределение индекса A от глобальных индексов геомагнитной активности: (а) – от AE-индекса; (б) – от Dst-индекса. Разными цветами выделены те же группы, что на рис. 2.

Обсуждение и использование результатов

Подобие авроральных структур на различных масштабах отмечалось еще в работе [*Oguti, 1975*]. Описание наблюдаемой структуры контуров изолиний полярных сияний с помощью фрактальной геометрии предлагалось в [*Kozelov, 2003*]. Теоретическое обоснование образования фрактальных, т. е. статистически самоподобных, структур в переходных процессах в космической плазме дает представление о состоянии самоор-

ганизованной критичности [*Chang, 1999; Kozelov et al., 2004*]. Фрактальная структура авроральных высыпаний, вероятно, связана с поддержанием на пороге протекания (перколяции) ионосферно-магнитосферной токовой системы [*Chernyshov et al., 2017, 2013*].

В данной работе приведены результаты систематического применения методики описания структур полярных сияний фрактальной размерностью и ее анизотропией. Вариабельность структур характеризуется наклоном спектра вариации анизотропии во времени. Приведена статистика этих характеристик по 5-минутным интервалам за 2013–2020 годы по данным наблюдений наземной камеры всего неба в г. Апатиты. Применение при обработке изображений вейвлетов 3 и 5 порядков обеспечивает фильтрацию полиномиальных трендов для исключения систематических ошибок в оценке спектров флуктуаций, возможных при наличии слабых засветок неба.

Многие авторы пытались и пытаются найти «характерные масштабы» в полярных сияниях. При этом неявно наблюдения фильтруются аппаратной функцией использованной камеры, ее пространственным, временным и спектральным разрешением, всегда являющимся компромиссом с возможностью регистрации свечения газа. Имея в виду, что коллективный плазменный процесс генерации потоков авроральных частиц имеет широкий пространственно-временной спектр, из него фильтрацией можно получить разные масштабы. Как раз фрактальный подход пытается, хотя бы для части спектра, получить характеристики такого процесса. В данном случае рассматривались масштабы от 1,5 км до 50 км при временном разрешении 1 с. Регистрация производилась в широком видимом диапазоне, поэтому меньшие масштабы на этой аппаратуре не получить (время жизни для наиболее сильной видимой линии 557,7 нм $\sim 0{,}7$ с, «скорости движения» в сияниях до 1 км/с).

Использованный в статье подход характеризует коллективные свойства не только пространственно-временных масштабов, но и процессов в плазме, приводящих к высыпанию частиц в атмосферу. Известно, что наиболее очевидным механизмом образования полярных сияний (дуг), является ускорение в поле inverted-V структуры. Такое ускорение должно давать спектр электронов с максимумом. В то же время обсуждается также механизм ускорения в кинетических альвеновских волнах. Если считать, что в этом случае должен формироваться непрерывный широкий по энергии спектр, то наиболее вероятное проявление такого механизма – это лучистые структуры. Чтобы получить луч в атмосфере надо, чтобы широкий спектр электронов с $E < 1$ кэВ спадал примерно, как $1/E^2$. Бывают случаи, когда лучи занимают значительную часть неба. Но таких случаев сравнительно немного и, обычно, одновременно на небе есть другие сияния. Поэтому такие события в нашем анализе попадает в группу «остальные» – смешанные случаи. С другой стороны, в [*Kozelov and Titova, 2023*] было показано, что некоторые лучи связаны с очень-низкочастотными (ОНЧ) и крайне-низкочастотными (КНЧ) волнами, наблюдаемыми в магнитосфере вблизи экваториальной области. Видимо, разделить эти механизмы фрактальный анализ не может.

Полученные значения фрактальных характеристик для групп различных форм полярных сияний и их локализация по положению по местному магнитному времени хорошо соответствует ожидаемой морфологии. Наибольшие значения фрактального индекса A и индекса анизотропии B соответствуют фазам расширения и брейкапам в полярных сияниях, когда наблюдается сильное расширение диапазона флуктуаций интенсивности свечения внутри области распространяющегося к западу изгиба (WTS). Видимо, большие фрактальные индексы объясняются возникновением в системе новой крупномасштабной степени свободы, связанной с формированием крупномасштабной токовой петли суббури, что приводит к другому перераспределению энергии на разные масштабы, в это время в среднем сияния более изотропные. Такие события наблюдаются вечером, обычно до полуночи по MLT.

После полуночи похожие по значениям фрактальных индексов события соответствуют омега-структурам. Эта группа выделяется по характерным крупным пространственным волнам в свечении, хотя такие события являются «смешанным» случаем,

в котором одновременно есть и пульсирующие пятна, и дуги, и лучи. Видимо, такие явления можно считать проявлением крупномасштабной неустойчивости Кельвина–Гельмгольца на приполюсной границе аврорального овала, которая организует другие процессы в этой зоне.

Меньшие значения фрактального индекса A, а также меньшие значения индекса анизотропии B наблюдаются при однородных или слабо возмущенных дугах на северной части неба, в основном, вечером. Такие индексы можно ожидать при небольшом числе линейных, сильно вытянутых структур в свечении.

Сравнительно неожиданным оказалась в среднем линейная зависимость значения индекса временных флуктуаций C от спектрального индекса A, см. рис. 2б: $< C >=< A > -1$. То есть, спектральный индекс вариации во времени индекса анизотропии отличаются в среднем на 1 от спектрального индекса пространственных вариаций интенсивности свечения в авроре. Необходимо дальнейшее исследование причин этой зависимости.

Определенных зависимостей спектральных индексов от индексов AL, AU, AE, Dst, $SYM\text{-}H$ на данном наборе данных выявить не удалось, в то же время, проявилась зависимость от вариаций геомагнитного поля в расположенной близко к точке наблюдения обсерватории «Ловозеро» ПГИ. Отметим, что взрывные фазы суббури наблюдались при более низких значениях H-компоненты локального магнитного поля, чем в среднем для остальных событий с полярными сияниями. Кроме того, наблюдается обратная пропорциональность между H- и D-компонентами локального магнитного поля, при которых наблюдаются сияния на широте г. Апатиты. При сильно отрицательных значениях H-компоненты сияния могут наблюдаться и при положительных значениях D-компоненты.

Результаты данного статистического анализа могут быть использованы для построения эмпирической модели структуры полярных сияний внутри аврорального овала. Прохождение радиоволн в среде с такой структурой отличается от однородно ионизированной [*Суворова и др., 2022*]. Пример процедуры моделирования структуры полярного сияния при заданных значениях фрактального индекса был приведен ранее в работе [*Kozelov and Golovchanskaya, 2010*]. Моделирование строит шершавую поверхность последовательным делением области моделирования пополам со смещением точек по закону случайного броуновского движения с заданными показателями Хёрста $h_x = (A-2)/2$ и $h_y = (A \cdot B - 2)/2$, где ось x направлена вдоль овала, а y – поперек овала, а показатели Хёрста h_x и h_y выражены через индексы A и B. Здесь для упрощения считаем, что вдоль овала распределение флуктуаций свечения характеризуется индексом $A = \max(a)$ и поперек овала $A \cdot B = \max(a) \cdot \min(a) / \max(a) = \min(a)$.

Согласно тестам, описанным в [*Kozelov and Golovchanskaya, 2010*], определение показателя Хёрста из приведенных пространственных индексов A и B зависит от типа сияний, т. е. от высотного профиля свечения в сияниях данного типа. Явно видимый на кадре высотный профиль добавляет 1 к оценке пространственного индекса A. Так для сияний во время взрывной фазы после коррекции на проекцию показатель Хёрста $h = (A-2)/2$. Для пульсирующих сияний высотный профиль сияний практически не влияет на оценку индекса A, поэтому $h = (A-1)/2$.

Дальнейшее продолжение данной работы предполагает расширение статистики за счет рассмотрения данных из других точек наблюдения.

Благодарности. Автор благодарит Дж. Х. Кинг и Н. Папаташвилли (J. H. King, N. Papatashvilli) (Adnet Systems, NASA GSFC) за данные базы OMNI. Работа поддержана грантом РНФ и Министерства образования и науки Мурманской области № 22–12–20017 «Пространственно-временные структуры в околоземном космическом пространстве Арктики: от полярных сияний через особенности самоорганизации плазмы к прохождению радиоволн».

Список литературы

Головчанская И. В., Козелов Б. В. Диапазон масштабов альфвеновской турбулентности в верхней ионосфере авроральной зоны // Космические исследования. — 2016. — Т. 54, № 1. — С. 52—57. — DOI: 10.7868/S002342061601009X.

Козелов Б. В., Ролдугин А. В. Фрактальные характеристики структуры аврорального овала на основе экспериментальных данных // 47-й ежегодный Апатитский семинар «Физика авроральных явлений». Тезисы докладов. — Апатиты : Полярный геофизический институт, 2024. — С. 30.

Суворова З. В., Мингалев И. В., Козелов Б. В. Влияние пространственных размеров областей высыпания электронов на прохождение КВ сигналов // Материалы 20-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». — Институт космических исследований РАН, 2022. — DOI: 10.21046/20DZZconf-2022a.

Харгривс Дж. К. Верхняя атмосфера и солнечно-земные связи: Введение в физику околоземной космической среды. — Ленинград : Гидрометеоиздат, 1982.

Abry P., Flandrin P., Taqqu M. S., et al. Wavelets for the Analysis, Estimation, and Synthesis of Scaling Data // Self-Similar Network Traffic and Performance Evaluation. — Wiley, 2000. — P. 39–88. — DOI: 10.1002/047120644x.ch2.

Akasofu S.-I. Polar and Magnetospheric Substorms. — Springer Netherlands, 1968. — DOI: 10.1007/978-94-010-3461-6.

Chang T. Self-organized criticality, multi-fractal spectra, sporadic localized reconnections and intermittent turbulence in the magnetotail // Physics of Plasmas. — 1999. — Vol. 6, no. 11. — P. 4137–4145. — DOI: 10.1063/1.873678.

Chernyshov A. A., Kozelov B. V., Mogilevsky M. M. Study of auroral ionosphere using percolation theory and fractal geometry // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2017. — Vol. 161. — P. 127–133. — DOI: 10.1016/j.jastp.2017.06.013.

Chernyshov A. A., Mogilevsky M. M., Kozelov B. V. Use of fractal approach to investigate ionospheric conductivity in the auroral zone // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2013. — Vol. 118, no. 7. — P. 4108–4118. — DOI: 10.1002/jgra.50321.

Feldstein Y. I., Starkov G. V. Dynamics of auroral belt and polar geomagnetic disturbances // Planetary and Space Science. — 1967. — Vol. 15, no. 2. — P. 209–229. — DOI: 10.1016/0032-0633(67)90190-0.

Hardy D. A., Gussenhoven M. S., Holeman E. A statistical model of auroral electron precipitation // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 1985. — Vol. 90, A5. — P. 4229–4248. — DOI: 10.1029/ja090ia05p04229.

Kozelov B. V. Fractal approach to description of the auroral structure // Annales Geophysicae. — 2003. — Vol. 21, no. 9. — P. 2011–2023. — DOI: 10.5194/angeo-21-2011-2003.

Kozelov B. V., Golovchanskaya I. V. Derivation of aurora scaling parameters from ground-based imaging observations: Numerical tests // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2010. — Vol. 115, A2. — DOI: 10.1029/2009ja014484.

Kozelov B. V., Pilgaev S. V., Borovkov L. P., et al. Multi-scale auroral observations in Apatity: winter 2010-2011 // Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems. — 2012. — Vol. 1, no. 1. — P. 1–6. — DOI: 10.5194/gi-1-1-2012.

Kozelov B. V., Titova E. E. Conjunction Ground Triangulation of Auroras and Magnetospheric Processes Observed by the Van Allen Probe Satellite near 6 Re // Universe. — 2023. — Vol. 9, no. 8. — P. 353. — DOI: 10.3390/universe9080353.

Kozelov B. V., Uritsky V. M., Klimas A. J. Power law probability distributions of multiscale auroral dynamics from ground-based TV observations // Geophysical Research Letters. — 2004. — Vol. 31, no. 20. — DOI: 10.1029/2004GL020962.

Kozelov B. V., Vorobjev V. G., Titova E. E., et al. Diagnostics of the High-Latitude Ionosphere and Spatiotemporal Dynamics of Auroral Precipitations // Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics. — 2024. — Vol. 88, no. 3. — P. 394–399. — DOI: 10.1134/S1062873823705573.

Milan S. E., Evans T. A., Hubert B. Average auroral configuration parameterized by geomagnetic activity and solar wind conditions // Annales Geophysicae. — 2010. — Vol. 28, no. 4. — P. 1003–1012. — DOI: 10.5194/angeo-28-1003-2010.

Newell P. T., Liou K., Zhang Y., et al. OVATION Prime-2013: Extension of auroral precipitation model to higher disturbance levels // Space Weather. — 2014. — Vol. 12, no. 6. — P. 368–379. — DOI: 10.1002/2014SW001056.

Oguti T. Similarity between global auroral deformations in DAPP photographs and small scale deformations observed by a TV camera // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. — 1975. — Vol. 37, no. 11. — P. 1413–1418. — DOI: 10.1016/0021-9169(75)90070-7.

Vorobjev V. G., Yagodkina O. I., Katkalov Yu. V. Auroral Precipitation Model and its applications to ionospheric and magnetospheric studies // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2013. — Vol. 102. — P. 157–171. — DOI: 10.1016/j.jastp.2013.05.007.

Russian Journal of Earth Sciences

Fractal Characteristics of the Auroral Oval Structure According to the All-Sky Camera Data in Apatity for 2013–2020

B. V. Kozelov**

Polar Geophysical Institute, 194209, Apatity, Murmansk region, Russia
****Correspondence to:** Boris Kozelov, bob-koz@yandex.ru

The spatial structure of polar auroras is described by the fractal dimension of glow fluctuations and its anisotropy from direction. The fractal dimension is estimated from the slope in the logarithmic axes of the spectrum in the range of 1.5–50 km, obtained through discrete wavelet transformation of the intensity fluctuation of the glow using Daubechies wavelets of order 5. The variability of the structures is characterized by the slope of the anisotropy variation spectrum over time. The statistics of these characteristics are presented according to the data of the ground-based all-sky camera of the Polar Geophysical Institute in Apatity for 2013–2020 and referenced to the position inside the auroral oval and the values of the geomagnetic field at Lovozero observatory. An algorithm for modeling the structure of polar auroras based on these characteristics is discussed.

Recieved: 30 September 2024
Accepted: 15 January 2025
Published: 7 April 2025

© 2025. The Authors.

Keywords: aurora, substorm, particle precipitation, high-latitude ionosphere, scaling, fractal index, anisotropy, pulsating auroras, expansion phase.

Citation: Kozelov, B. V. (2025), Fractal Characteristics of the Auroral Oval Structure According to the All-Sky Camera Data in Apatity for 2013–2020, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3004, https://doi.org/10.2205/2025ES000989, EDN: EIOXXJ

References

Abry P., Flandrin P., Taqqu M. S., et al. Wavelets for the Analysis, Estimation, and Synthesis of Scaling Data // Self-Similar Network Traffic and Performance Evaluation. — Wiley, 2000. — P. 39–88. — DOI: 10.1002/047120644x.ch2.

Akasofu S.-I. Polar and Magnetospheric Substorms. — Springer Netherlands, 1968. — DOI: 10.1007/978-94-010-3461-6.

Chang T. Self-organized criticality, multi-fractal spectra, sporadic localized reconnections and intermittent turbulence in the magnetotail // Physics of Plasmas. — 1999. — Vol. 6, no. 11. — P. 4137–4145. — DOI: 10.1063/1.873678.

Chernyshov A. A., Kozelov B. V., Mogilevsky M. M. Study of auroral ionosphere using percolation theory and fractal geometry // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2017. — Vol. 161. — P. 127–133. — DOI: 10.1016/j.jastp.2017.06.013.

Chernyshov A. A., Mogilevsky M. M., Kozelov B. V. Use of fractal approach to investigate ionospheric conductivity in the auroral zone // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2013. — Vol. 118, no. 7. — P. 4108–4118. — DOI: 10.1002/jgra.50321.

Feldstein Y. I., Starkov G. V. Dynamics of auroral belt and polar geomagnetic disturbances // Planetary and Space Science. — 1967. — Vol. 15, no. 2. — P. 209–229. — DOI: 10.1016/0032-0633(67)90190-0.

Golovchanskaya I. V., Kozelov B. V. The range of Alfvénic turbulence scales in the topside auroral ionosphere // Cosmic Research. — 2016. — Vol. 54, no. 1. — P. 47–51. — DOI: 10.1134/s0010952516010093.

Hardy D. A., Gussenhoven M. S., Holeman E. A statistical model of auroral electron precipitation // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 1985. — Vol. 90, A5. — P. 4229–4248. — DOI: 10.1029/ja090ia05p04229.

Hargreaves J. K. The Upper Atmosphere and Solar-Terrestrial Relations: An introduction to the aerospace environment. — Leningrad : Gidrometeoizdat, 1982. — (In Russian).

Kozelov B. V. Fractal approach to description of the auroral structure // Annales Geophysicae. — 2003. — Vol. 21, no. 9. — P. 2011–2023. — DOI: 10.5194/angeo-21-2011-2003.

Kozelov B. V., Golovchanskaya I. V. Derivation of aurora scaling parameters from ground-based imaging observations: Numerical tests // Journal of Geophysical Research: Space Physics. — 2010. — Vol. 115, A2. — DOI: 10.1029/2009ja014484.

Kozelov B. V., Pilgaev S. V., Borovkov L. P., et al. Multi-scale auroral observations in Apatity: winter 2010-2011 // Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems. — 2012. — Vol. 1, no. 1. — P. 1–6. — DOI: 10.5194/gi-1-1-2012.

Kozelov B. V., Roldugin A. V. Fractal characteristics of the auroral oval structure based on experimental data // The 47th Annual Seminar «Physics of Auroral Phenomena». Abstracts. — Apatity : Polar Geophysical Institute, 2024. — P. 30. — (In Russian).

Kozelov B. V., Titova E. E. Conjunction Ground Triangulation of Auroras and Magnetospheric Processes Observed by the Van Allen Probe Satellite near 6 Re // Universe. — 2023. — Vol. 9, no. 8. — P. 353. — DOI: 10.3390/universe9080353.

Kozelov B. V., Uritsky V. M., Klimas A. J. Power law probability distributions of multiscale auroral dynamics from ground-based TV observations // Geophysical Research Letters. — 2004. — Vol. 31, no. 20. — DOI: 10.1029/2004GL020962.

Kozelov B. V., Vorobjev V. G., Titova E. E., et al. Diagnostics of the High-Latitude Ionosphere and Spatiotemporal Dynamics of Auroral Precipitations // Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics. — 2024. — Vol. 88, no. 3. — P. 394–399. — DOI: 10.1134/S1062873823705573.

Milan S. E., Evans T. A., Hubert B. Average auroral configuration parameterized by geomagnetic activity and solar wind conditions // Annales Geophysicae. — 2010. — Vol. 28, no. 4. — P. 1003–1012. — DOI: 10.5194/angeo-28-1003-2010.

Newell P. T., Liou K., Zhang Y., et al. OVATION Prime-2013: Extension of auroral precipitation model to higher disturbance levels // Space Weather. — 2014. — Vol. 12, no. 6. — P. 368–379. — DOI: 10.1002/2014SW001056.

Oguti T. Similarity between global auroral deformations in DAPP photographs and small scale deformations observed by a TV camera // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. — 1975. — Vol. 37, no. 11. — P. 1413–1418. — DOI: 10.1016/0021-9169(75)90070-7.

Suvorova Z. V., Mingalev I. V., Kozelov B. V. The Effect of Spatial Dimensions of Electron Precipitation Regions on the Passage of HF Signals // Proceedings of the 20th International Conference «Modern Problems of Remote Sensing of the Earth from Space». — Space Research Institute Russian Academy of Sciences, 2022. — DOI: 10.21046/20DZZconf-2022a. — (In Russian).

Vorobjev V. G., Yagodkina O. I., Katkalov Yu. V. Auroral Precipitation Model and its applications to ionospheric and magnetospheric studies // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. — 2013. — Vol. 102. — P. 157–171. — DOI: 10.1016/j.jastp.2013.05.007.

Russian Journal of Earth Sciences

Sm-Nd System of Rare-Metal Pegmatites of the World-Class Kolmozero Lithium Deposit and Shongui Beryllium Deposit, NW Russia: Geochemical Causes of Disturbance and Nd Mobility

P. A. Serov[*,1] **and L. N. Morozova**[2]

[1] Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia
[2] All-Russian Scientific-Research Institute of Mineral Resources named after N. M. Fedorovsky, Moscow, Russia
* **Correspondence to:** Pavel A. Serov, p.serov@ksc.ru

Abstract: The Sm-Nd geochronological study was performed to investigate rare-metal pegmatites from the two unique deposits, i.e., the Kolmozero lithium deposit and Shongui deposit with beryllium mineralization (Kola Peninsula, Russia). For Kolmozero lithium deposit was obtained the Sm-Nd isochrone, corresponding to an age of 1705 ± 60 Ma with high $\varepsilon Nd(T)$ = +9.1. For Shongui beryllium deposit was obtained the Sm-Nd age, corresponding to an age of 1747 ± 33 Ma with high $\varepsilon Nd(T)$ = +9.7. This age values are close to the ages of metamorphism obtained earlier by Rb-Sr, K-Ca, and K-Ar methods. Pegmatites are characterized by a wide range of $\varepsilon Nd(T)$ values from +2 to +16 and $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios up to 0.3. Possible reasons for disturbance of the Sm-Nd isotope system of pegmatites are analyzed, including multicomponent mixing, fluid influence and metamorphic overprinting. The highly radiogenic signatures of rare metal pegmatites of the Shongui and Kolmozero deposits were found to appear by fractionation of Nd and Sm and their different redistribution with the change of the Sm/Nd ratio. High $\varepsilon Nd(T)$ values and changes in Sm/Nd ratios indicate the role of REE (rare-earth element) fractionation, while narrow $\varepsilon Nd(T)$ ranges suggest interaction with fluids during pegmatite formation. These findings emphasize the need for further research into the composition of fluids and their influence on isotope systems.

Keywords: Kolmozero lithium deposit, Shongui beryllium deposit, rare-metal pegmatites, LCT-type, spodumene, beryl, Sm-Nd age, REE.

Citation: Serov, P. A., L. N. Morozova (2025), Sm-Nd System of Rare-Metal Pegmatites of the World-Class Kolmozero Lithium Deposit and Shongui Beryllium Deposit, NW Russia: Geochemical Causes of Disturbance and Nd Mobility, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3005, EDN: UDPLTG, https://doi.org/10.2205/2025es000992

1. Introduction

Analytical methods which allow highly precise dating of geological events, are not always applicable to pegmatite systems. This problem is due to the disturbance of the isotope systems during the formation of rare-metal pegmatites. Also, zircon within pegmatite system often metamict because of high content of U and Th, and hydrothermal processes may cause dilution and recrystallization of zircon and disturbance of the U-Pb system in a mineral. Due to these reasons it is not always possible to determine a geologically relevant U-Pb age of the rare-metal pegmatites.

A heightened interest in the strategic critical elements (Li, Be) provokes a wide range of necessary and urgent studies. They should expand our knowledge regarding the fundamentals of formation of large rare-metal deposits and substantiate assessment and exploration criteria for the mineral resource base development. Thus, isotope-geochronological and isotope-geochemical studies play an important role in our understanding of pegmatite systems. They provide the necessary background to define the key stages of pegmatite formation and identify ore sources.

This paper presents the Sm-Nd isotope-geochronological research of rare-metal pegmatites from the Kolmozero and Shongui deposits located in the north-eastern part of the Kola Peninsula (Russia). The available geochronological data on the pegmatite age

Research Article

Received: 21 March 2024
Accepted: 21 January 2025
Published: 16 April 2025

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

cover a time interval from 2.7 to 1.6 Ga, i.e., from the magmatic stage to suggested ages of metamorphic or metasomatic events, and hydrothermal processes [*Kudryashov et al.*, 2022; *Pushkarev et al.*, 1978]. However, reliable evidence regarding the age of the pegmatites is still insufficient. The obtained results were analyzed and discussed in the light of contemporary ideas of the isotope system disturbance and "survival" during the post-magmatic processes and elemental REE (rare-earth element) fractioning in granite-pegmatite systems [*Janots et al.*, 2018; *Li et al.*, 2021; *Petersson et al.*, 2023; *Vezinet et al.*, 2021; *Zhang et al.*, 2023]. Pegmatites from the Shongui deposit are known to have only one geochronological age estimation. Having been made by the K-Ar method for micas, this estimation showed an age value of 2.35–2.10 Ga [*Polkanov and Gerling*, 1961]. The U-Pb age of columbite from the albite-spodumene pegmatites of the Kolmozero lithium deposit is determined to be 2315 ± 10 Ma [*Morozova et al.*, 2017]. The choice of the Sm-Nd isotopic system was made to use the "unpopular" isotopic approach for pegmatites in order to obtain new isotopic and geochemical data, as well as valuable information about the behavior of the Sm-Nd system and Nd in particular at the whole-rock (WR) level within rare metal pegmatites.

2. Geological Settings

The Kola rare-metal pegmatite belt is located in the north-western Fennoscandian Shield (Kola Peninsula, Russia). It stretches northwestward from the central part of the peninsula almost to the Norwegian border [*Morozova et al.*, 2020, 2024]. The Kola rare-metal pegmatite belt is more than 300 km long with a width of 20–45 km. It includes the world-class Kolmozero lithium deposit [*Morozova*, 2018; *Morozova et al.*, 2022] and Shongui beryllium deposit [*Morozova et al.*, 2023]. The Kolmozero deposit is situated in the south-eastern part of the Kola rare-metal pegmatite belt within the Murmansk province. The Shongui deposit is situated in the north-western part of the Kola rare-metal pegmatite belt within the Kola province (Figure 1).

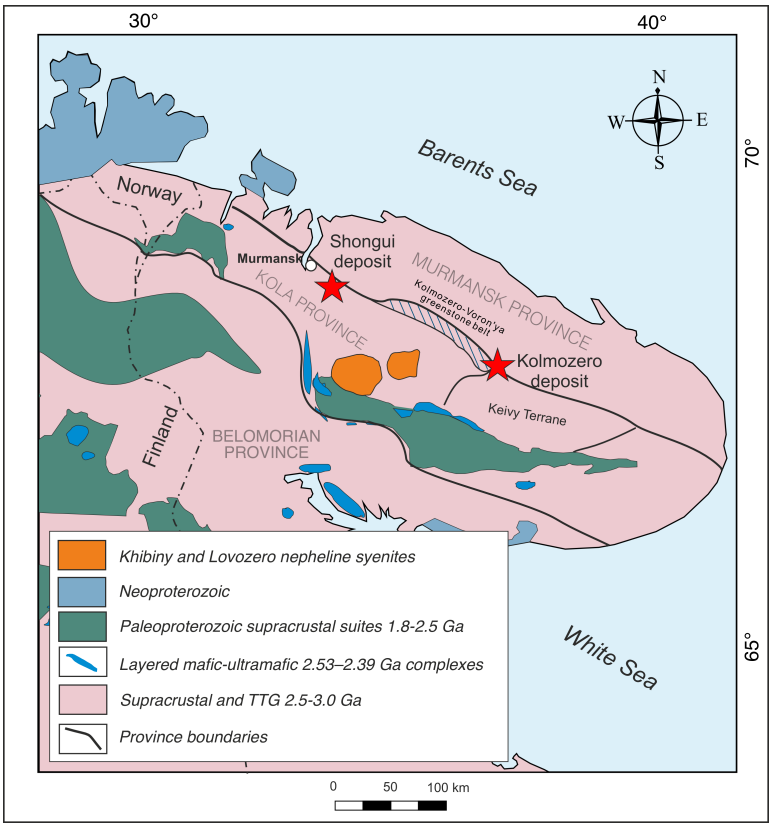


Figure 1. Schematic geological map of the northeastern part of the Fennoscandian Shield (red asterisks indicate sampling locations).

The Murmansk province is composed of Mesoarchean and Neoarchean granites, enderbites, charnockites, and tonalite–trondhjemite gneisses (TTG) with relics of supracrustal rocks. Basing on the Sm-Nd model age, formation time of the migmatite-granite complex is estimated at 2.68–2.94 Ga [*Mints et al.*, 2015; *Timmerman and Daly*, 1995]. These rocks have undergone a high-temperature amphibolite facies metamorphism [*Mints et al.*, 2015].

The Kola-Norwegian and Keivy terranes and Kolmozero-Voron'ya greenstone belt are the main tectonic units of the Archean Kola province [*Daly et al.*, 2006]. The Kola-Norwegian and Keivy terranes are mainly composed of TTG, charnockites and enderbites, meta-sediments and amphibolites. The Kolmozero-Voron'ya greenstone belt with an age of 2.92–2.79 Ga comprises rocks metamorphosed within the amphibolite facies. The volcano-sedimentary rocks have undergone an amphibolite facies metamorphism [*Glebovitsky*, 2005].

The main tectonic boundaries of the northern Fennoscandia finally formed in the Paleoproterozoic during the Lapland-Kola collisional orogeny [*Daly et al.*, 2006; *Hölttä et al.*, 2008; *Lahtinen and Huhma*, 2019]. The history of the Lapland-Kola collisional orogeny includes intracontinental rifting of Archean crust (2.5–2.1 Ga), Red-Sea-type oceanic separation (2.1–2.0 Ga), subduction and crustal growth (2.0–1.9 Ga), collision (1.94–1.86 Ga), and orogenic collapse and exhumation (1.90–1.86 Ga) [*Daly et al.*, 2006].

2.1. Kolmozero Lithium Deposit

The Kolmozero lithium deposit includes 12 big veins of rare-metal albite-spodumene pegmatites (2315 ± 10 Ma) [*Morozova et al.*, 2020], occurring in metagabbro-anorthosites of the Potchemvarek massif (2661.8 ± 7.1 Ma) [*Vrevsky and Lvov*, 2016] (Figure 2).

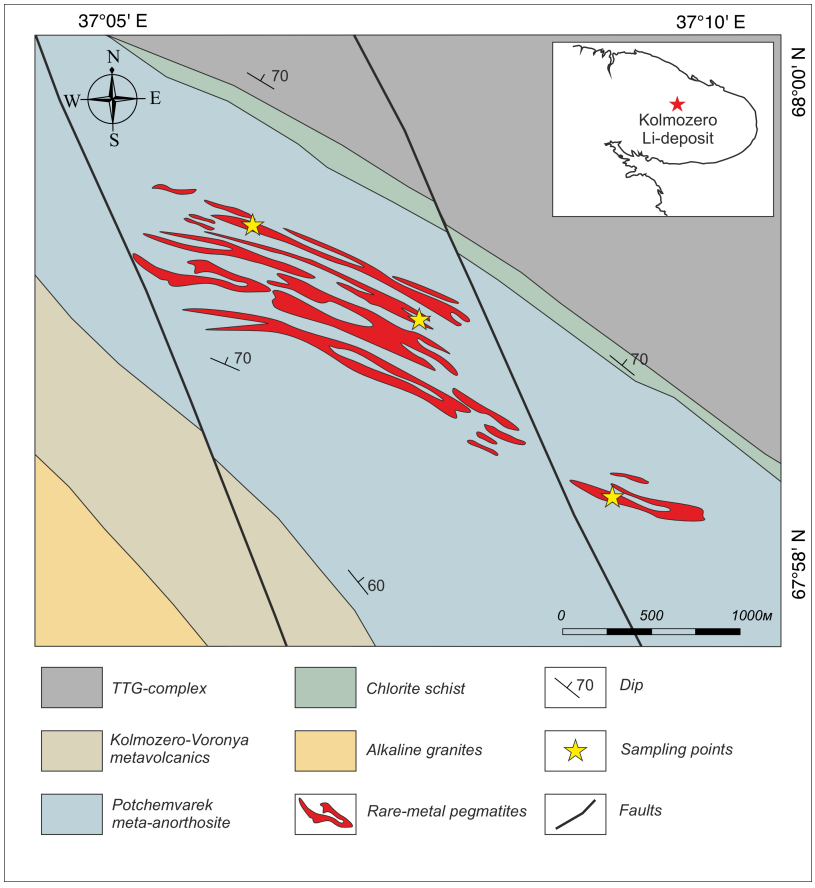


Figure 2. Sketch map of geological structure of the Kolmozero lithium deposit area.

Pegmatite dikes have a length of 480–1700 m, thickness of up to 70 m, and can be traced to a depth of 500 m. According to the classification given in [*Černý and Ercit*, 2005], the Kolmozero deposit pegmatites belong to the lithium-cesium-tantalum (LCT-type) pegmatite family of albite-spodumene type [*Morozova*, 2018].

The Kolmozero deposit pegmatites are essentially leucocratic rocks with non-uniform structure, which regularly changes from a fine-grained one in the margin zone to a pegmatoid and blocky ones in the central zone. The main rock-forming minerals are as follows: quartz (30–35%), plagioclase (30–35%), microcline (10–25%), spodumene (~20%), and muscovite (5–7%). Ore minerals are as follows: spodumene, columbite, tantalite, and beryl. Accessory minerals are as follows: apatite, spessartine, sphalerite, pyrite. Secondary minerals are represented by phosphates and zeolites. Albite-spodumene pegmatites of the Kolmozero deposit feature a mildly differentiated REE distribution spectrum with $(La/Yb)_n$ = 6.86–27.69. Total REE contents in pegmatites of the Kolmozero deposit vary from 20 to 1.4 ppm [*Morozova*, 2018]. These pegmatites feature a negative europium anomaly with Eu/Eu* = 0.39–0.65 (Figure 3); a negative Ce anomaly is slightly manifested or absent (Ce/Ce* = 0.49–1.07) [*Morozova*, 2018]. Negative Ce anomaly indicates oxidizing conditions during the process of rare-metal mineralization formation [*Garba*, 2003].

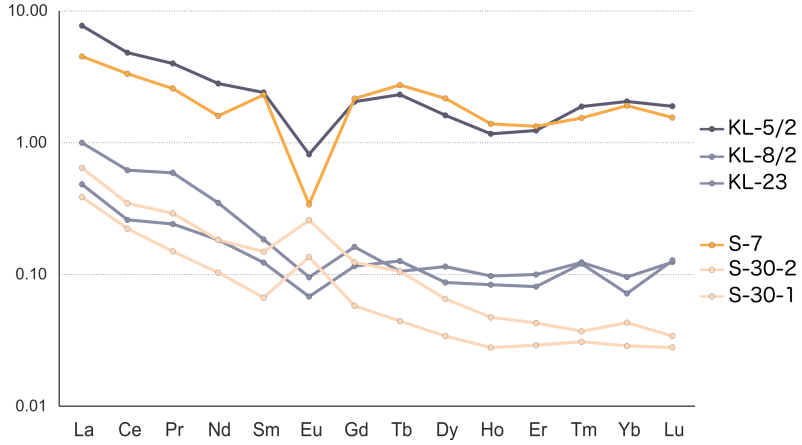


Figure 3. Chondrite-normalized REE distribution in the rare-metal pegmatites of the Shongui and Kolmozero deposits (data for the Shongui deposit from [*Morozova et al.*, 2023]; data for the Kolmozero deposit from [*Morozova*, 2018].

2.2. Shongui Beryllium Deposit

The Shongui deposit consists of several pegmatite veins which occur within amphibolites of the Kola Province (Figure 4). But only three dikes contain a beryllium mineralization.

Pegmatite veins have a length of up to 1000 m, thickness of up to 80 m, and can be traced to a depth of 180 m. Pegmatites consist of quartz (30–35%), plagioclase (30–35%), and microcline (20–25%). Veins have zonal structure and include border, intermediate, and central zones. The border zone comprises fine-grained quartz-plagioclase aggregate and medium-grained quartz-albite-microcline aggregate. The intermediate zone comprises quartz-albite-microcline, quartz-microcline, and quartz-cleavelandite aggregates. The central zone is composed of a quartz core. Beryl is the main source of beryllium in the Shongui deposit pegmatites. It is located in the intermediate and central zones of the dikes [*Morozova et al.*, 2023]. The barren pegmatites intrude the amphibolites and amphibole-biotite gneisses (Figure 4). They have a simple mineral composition, consisting of quartz (35–45 vol. %), K-feldspar (45–60%), and plagioclase (25–30%) [*Ponomareva et al.*, 2005].

According to the classification Černý and Ercit given in [*Černý and Ercit*, 2005], the Shongui deposit pegmatites belong to the lithium-cesium-tantalum (LCT) family of moderately fractioned beryl-type pegmatites of beryl-columbite subtype [*Morozova et al.*, 2023]. The Shongui deposit pegmatites are enriched with Cs, Be, Mn, Ti, Li, Ta,

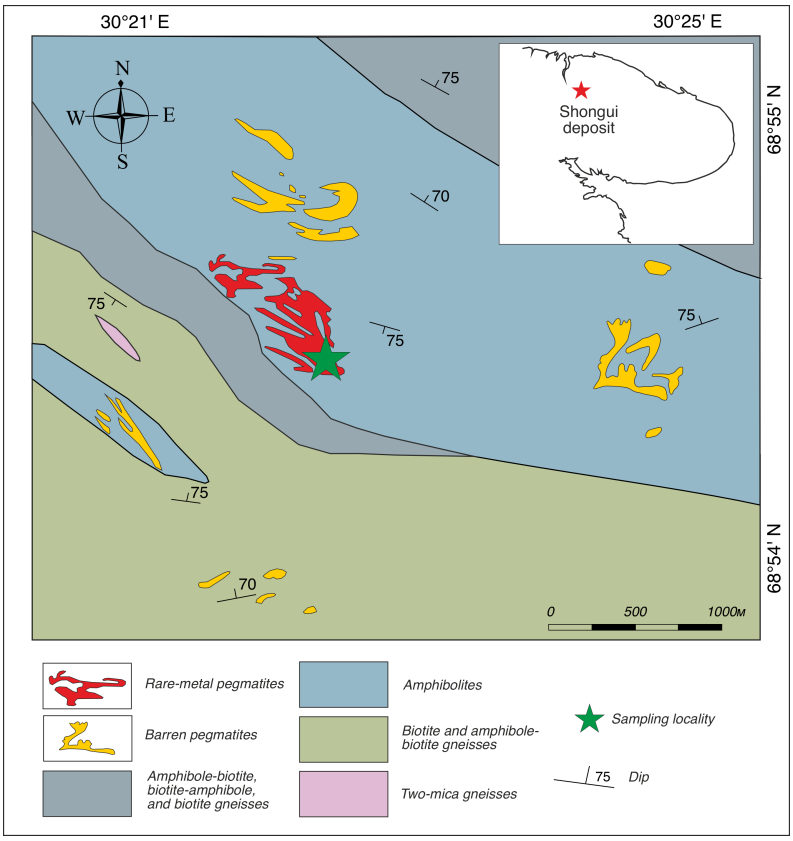


Figure 4. Sketch map of geological structure of the Shongui beryllium deposit area.

and Nb, and depleted in REE, Ba Sr, Y. The REE spectra feature negative slope with $(La/Lu)_n$ = 2.60–33.47, which indicates a depletion in HREE (0.04–3.87 ppm) and enrichment in LREE (0.40–11.85 ppm). The LREE/HREE ratio value varies from 3.07 to 12.64. Quartz-microcline aggregates have a positive Eu anomaly (Eu/Eu* = 1.29–2.19, Figure 3), which is associated with the high abundance of microcline [*Morozova et al.*, 2023]. Negative Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.17–0.81) are typical of the quartz-microcline-albite, microcline-quartz-cleavelandite, and albite-muscovite-quartz aggregates. Fractioning degree of the heavy rare-earth elements $(Gd/Lu)_n$ varies from 0.78 to 4.92, and that of the light rare-earth elements $(La/Sm)_n$ varies from 1.95 to 6.76 [*Morozova et al.*, 2023].

3. Samples and Methods

Samples from pegmatite veins were collected from the Kolmozero lithium (Kl-23, Kl-8/2 and Kl-5/2) and Shongui beryllium (S-30-1, S-30-2 and S-7) deposits. The weight of samples varied from 10 to 20 kg in dependence on the size of rock-forming minerals.

Samples from the Kolmozero deposit (Kl-8/2 and Kl-23) were collected from a quartz-albite-spodumene aggregate with (± microcline). The samples contain (wt. %): SiO_2 – 72.22 and 72.46; Al_2O_3 – 15.90 and 17.36; TiO_2 – 0.01 and 0.03; Fe_2O_3 – 0.18 and 0.10; FeO – 1.33 and 1.61; MnO – 0.09 and 0.11; MgO – 0.04 and 0.11; Na_2O – 3.29 and 2.87; CaO – 0.09 and 0.11; K_2O – 4.22 and 0.73; Li_2O – 0.95 and 3.23 [*Morozova*, 2018]. Secondary and accessory minerals include garnet, apatite, magnetite, and ilmenite. The sample (Kl-5/2) was collected from a quartz-plagioclase-microcline aggregate of feldspar pegmatites and has the following rock-forming oxide content (wt. %): SiO_2 – 72.6; Al_2O_3 – 15.03; TiO_2 – 0.01; FeO – 0.88; MnO – 0.11; MgO – 0.04; Na_2O – 3.56; CaO – 0.15; K_2O – 7.0; Li_2O – 0.02. Secondary and accessory minerals include beryl, pyrochlore, garnet, magnetite and ilmenite.

Samples of the Shongui deposit were collected from an intermediate zone that contains beryl mineralization. Sample S-7 was collected from a quartz-microcline-albite aggregate, with the following content of rock-forming oxides (wt. %): SiO_2 – 85.33; Al_2O_3 – 7.33; TiO_2 – 0.02; Fe_2O_3 – 0.09; FeO – 1.67; MnO – 0.18; MgO – 0.24; Na_2O – 4.15; CaO – 0.20; K_2O – 0.17; Li_2O – 0.005 [*Zozulya et al.*, 2024]. Samples S-30-1 and S-30-2 were collected from a quartz-microcline aggregate, with a content of SiO_2 at 66.63% and 66.1%, respectively. Other rock-forming oxide contents were: Al_2O_3 at 17.61%; TiO_2 between 0.04 and 0.03%; FeO at 0.67 to 0.63%; MnO at 0.11%; MgO at 0.5%; Na_2O at 3.0 to 2.27%; CaO below 0.1%; K_2O between 10.98% and 12.34%; and Li_2O at 0.014 to 0.054%. Secondary and accessory minerals include beryl, columbite-group minerals, tourmaline, apatite, garnet, magnetite, and pyrochlore.

The REE in minerals from the pegmatites of both deposits are predominantly concentrated in garnet, pyrochlore, and ilmenite [*Morozova*, 2018; *Morozova et al.*, 2022, 2023].

Sm-Nd isotopic whole-rock analysis was performed for ore-bearing rare-metal pegmatites. Three whole-rock samples of the Shongui deposit rare-metal pegmatites and three whole-rock samples of the Kolmozero deposit rare-metal pegmatites were analyzed using the thermal ionization mass spectrometry (TIMS). The concentrations of Sm, Nd, and neodymium isotope composition were determined with a multicollector mass-spectrometer Finnigan-MAT-262 in the Collective Resource Center of the Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences (Apatity, Russia).

In order to define concentrations of samarium and neodymium, the sample (about 200 mg) was mixed with a ^{149}Sm-^{150}Nd spike prior to dissolution. It was then diluted with a mixture of HF + HNO_3 (or $^{+}HClO_4$) in teflon vials at a temperature of 100 °C until complete dissolution. Further extraction of Sm and Nd was carried out using two-stage ion-exchange and extraction-chromatographic separation in chromatographic columns employing 2.3 N and 4.5 N HCl as an eluent. Further extraction of Sm and Nd was carried out with two-stage ion-exchange and extraction–chromatographic separation using ion-exchange tar "Dowex" 50 × 8 in chromatographic columns, employing 2.3 N and 4.5 N HCl as an eluent. The separated REE fraction was evaporated dry, dissolved in 0.1 N HCl, and loaded into the second column with Eichrom LN resin solid ion-exchange resin HDEHP. The resin was used to separate Sm and Nd. The separated Sm and Nd fractions were converted into a nitrate form. The neodymium isotope composition and samarium and neodymium contents were measured in a static double-filament mode, using Re and Ta filaments. The quality of isotopic analysis was monitored by repeated measurements of JNdi-1 standard reference material and the BCR-2 rock sample. A mean value of $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratio in a JNdi-1 standard was 0.512083 ± 15 (2σ, $n = 11$); for BCR-2 $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512625 \pm 12$ (2σ, $n = 7$), $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1379$ with good agreement to the reference values [*Raczek et al.*, 2003; *Tanaka et al.*, 2000]. An error in $^{147}Sm/^{144}Nd$ in ratios was 0.3% (2σ), which is a mean value for 7 measurements in a BCR-2 rock standard. An error in estimation of isotope Nd composition in an individual analysis was up to 0.1% for samples with low Sm and Nd contents. The blank laboratory contamination was 0.3 ng in Nd and 0.06 ng in Sm. The accuracy of estimation of Sm and Nd contents was ±0.5%. Isotope ratios were normalized to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$, and then recalculated for the $^{143}Nd/^{144}Nd$ reference value for JNdi-1=0.512115 [*Tanaka et al.*, 2000]. Values of $\varepsilon Nd(T)$ were estimated using present-day values of CHUR as described in [*Bouvier et al.*, 2008] at ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960$). Isochron parameters were calculated using the IsoplotR online software [*Vermeesch*, 2018].

4. Results

The Nd concentrations in studied samples vary from 0.072 ppm to 1.634 ppm; the Sm concentrations range from 0.015 ppm to 0.535 ppm (Table 1). The concentrations of Nd and Sm are consistent with those obtained previously using the ICP-MS method [*Morozova*, 2018; *Morozova et al.*, 2022, 2023]. The $\varepsilon Nd(T)$ values were calculated for an age of 2315 Ma (this corresponds to the previously reported U-Pb age of the Kolmozero

pegmatites [*Morozova et al.*, 2017] and K-Ar age of micas from the Shongui pegmatites [*Polkanov and Gerling*, 1961] and showed significant dispersion, i.e., $\varepsilon_{Nd}(T = 2315)$ values varied from +2.2 to +16.0.

For Kolmozero lithium deposit was obtained the Sm-Nd isochrone from three whole-rock rare-metal pegmatite samples, corresponding to an age of 1705 ± 60 Ma with high positive $\varepsilon Nd(T)$ = +9.1 (Figure 5a). For Shongui beryllium deposit was obtained the Sm-Nd age from three whole-rock pegmatite samples, corresponding to an age of 1747 ± 33 Ma with high positive $\varepsilon Nd(T)$ = +9.7 (Figure 5b). The slightly younger calculated age from the Kolmozero deposit, within the uncertainties, is close to the age obtained for the Shongui deposit. The high uncertainty of the calculated age for the Kolmozero deposit is mainly due to the insufficient precision of the $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios and the small number of analyzed fractions. In addition to the observed isotopic disequilibrium, a disturbance of the Sm/Nd ratio in pegmatites is also detected by individual REE spectra. Pegmatites with higher Sm/Nd ratios (samples KL-5/2 and S-7) have higher Σ_{REE} and more significant Eu-minimum, while samples with lower Sm/Nd ratios are characterized by low Σ_{REE} (Figure 3). Also, the $\varepsilon_{Nd}(T = 2315)$ values for samples KL-5/2 and S-7 have the lowest values, but this difference is practically eliminated when calculated on isochron ages (Table 1).

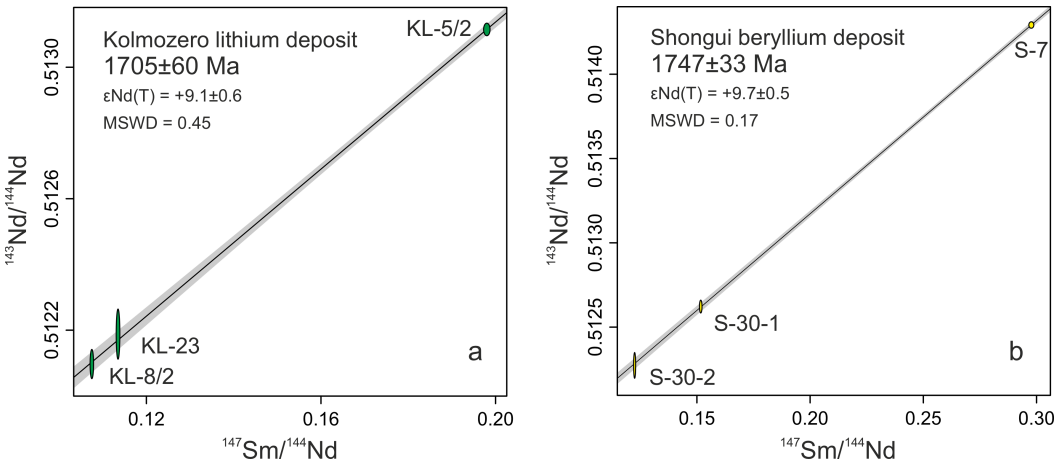


Figure 5. Sm-Nd whole-rock isochrones for rare-metal pegmatites from the and Kolmozero lithium deposit (a) and Shongui beryllium deposit (b).

Table 1. Results of Sm-Nd whole-rock analysis of rare-metal pegmatites of the Shongui and Kolmozero deposits

Sample	Concentrations, ppm		Isotopic Ratios		$\varepsilon Nd(T)$ (2315 Ma)	$\varepsilon Nd(T)$ (1705 Ma)	$\varepsilon Nd(T)$ (1747 Ma)
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$			
Shongui deposit							
S-7	0.235	0.478	0.2977	0.514292 ± 14	+2.2		+9.7
S-30-1	0.032	0.126	0.1517	0.512622 ± 32	+13.2		+9.8
S-30-2	0.015	0.072	0.1225	0.512273 ± 60	+15.0		+9.6
Kolmozero deposit							
Kl-5/2	0.535	1.634	0.1980	0.513115 ± 16	+8.9	+9.1	
Kl-23	0.024	0.126	0.1135	0.512188 ± 59	+16.0	+9.5	
Kl-8/2	0.035	0.195	0.1075	0.512097 ± 34	+16.0	+9.0	

5. Discussion

The obtained ages are close to the previously made Rb-Sr, K-Ca, and K-Ar dating of microclines and micas from rare-metal pegmatites of the Shongui and Kolmozero deposits, i.e., ca. 1.75 Ga metamorphism [*Pushkarev*, 1990]. The stage of 1.75 Ga also corresponds to the final "Nordic" stage of orogeny, which completed almost 200 million years lasting Svecofennian orogeny [*Lahtinen et al.*, 2008]. The available data on the rare-metal pegmatites (Rb-Sr, K-Ca, and K-Ar age values of ca. 1.75 Ga, including the U-Pb age of about 1.7 Ga of the zircon outer rims from the Okhmylk deposit pegmatites [*Kudryashov et al.*, 2022] provide a reliable substantiation for the later events to have taken place within the belt in a time span of 1.8–1.6 Ga. Contemporary data, for example [*Yan et al.*, 2023], show that episodes of regional tectonic and hydrothermal events in the north of the Fennoscandian Shield may have probably happened in the past repeatedly at the edges of ca. 1.8 Ga, ca. 1.73 Ga, ca. 1.63 Ga, and ca. 1.5 Ga [*Antonyuk*, 1962; *Cliff and Rickard*, 1992; *Romer*, 1996; *Westhues et al.*, 2017; *Yan et al.*, 2023]. Despite the abundance of age values around 1.75 Ga in different isotope systems, these data suggest some geological events that are only confirmed in the North Norway area and are related to a local deformation during the waning stage of the Svecofennian orogeny [*Lahtinen et al.*, 2008]. However, the obtaining of close ages that correspond to overprinting processes in different isotope systems clearly suggests the effect of a real process, which probably had a significant impact on the pegmatite isotope systems. Absence of direct evidence of metamorphic process in the studied pegmatites does not give us reasons to declare that the obtained age is a metamorphic or crystallization age. Nevertheless, we consider the similarity of ages in different isotope systems to be not accidental and this fact is of high interest for further investigations.

There are two possible interpretations of the regression line that gives a younger age: 1) the result of multi-component mixing; 2) an isochrone that records the age of the superimposed (overprinting) event. The hypothesis of the mixing line is supported by the detected dependence of the Nd isotopic composition on neodymium concentrations.

The hypothesis of multi-component mixing of Nd from several sources cannot be supported. In this instance there must exist an end-member with even more radiogenic Nd isotope composition than that of rare-metal pegmatites. The existence of such a highly radiogenic source is near to improbable.

The second hypothesis is that the obtained isochrones yields the age of the isotope system reset due to a late superimposed event. An argument in favor of reset of the rare-metal pegmatites isotope system is a high and non-realistic values $\varepsilon\mathrm{Nd}(T) = +9.1 - +9.7$ (relative to CHUR), which implies the ultra-depleted source for pegmatites. Higher Nd mobility during the metamorphic and metasomatic processes may lead to a neodymium redistribution between the rocks, which would be indicated by an incomplete homogenization of isotope system and rejuvenated ages or mixing lines (errochrons). As shown above, the mixing hypothesis collapses in this case, so the rejuvenated age is more likely to correspond with metamorphic manifestation, whereas the appearance of highly radiogenic rock marks is caused by the REE fractioning and irregular Nd redistribution (the latter was accompanied by disturbance of the Sm/Nd ratios). A similar REE behavior was observed at some other rare-metal pegmatites composing world-class deposits. For example, the Sm-Nd data were earlier obtained for the pegmatite fields of Zimbabwe (Bikita) and Western Australia (Cattlin Creek, Wodgina, Mount Deans, and Londonderry), which also indicated extremely high $^{147}\mathrm{Sm}/^{144}\mathrm{Nd}$ values up to 0.8–0.9 [*Dittrich et al.*, 2019]. The authors explained such values by a high degree of the REE fractioning and by later substitution processes, which led to the REE redistribution [*Dittrich*, 2017; *Dittrich et al.*, 2019]. A wide spread of calculated initial $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$ values and Sm-Nd model ages of these pegmatites is also observed, which allowed the authors to conclude that rare-metal pegmatites were influenced by later substitution processes and associated redistribution of elements [*Dittrich et al.*, 2019]. A similar trend was demonstrated in the result of our research of the rare-metal pegmatites from the studied deposits. The pegmatites are char-

acterized by the Sm/Nd ratios of up to 0.3. One possible explanation for the occurrence of high $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$ values could be the mobilization of neodymium from an ancient source with a high Sm/Nd ratio, resulting from a superimposed process. While this hypothesis is interesting, it requires further investigation.

Generally, the Sm-Nd isotope system may be sensitive to later stages of alteration process [*Salerno et al.*, 2021], while the presence of chlorine-containing fluids promotes high REE mobility, with Nd being more mobile than Sm [*Li et al.*, 2021, 2022b; *Migdisov et al.*, 2016, 2009]. This leads to Nd migration and change in Sm/Nd ratios, and consequently to the corruption of geochronological data. Current information on composition of fluids in rare-metal pegmatites of the Kolmozero and Shongui deposits is absent. Basing upon available preliminary data on Cl contents in these pegmatites, we may only assume a possible interaction exactly with a Cl-containing fluid. It is important to note that the $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$ values for rare metal pegmatites calculated for isochron ages (1705 Ma for Kolmozero and 1747 Ma for Shongui) show a fairly narrow range of variation, ranging from +9.6 to +9.8 for Kolmozero and from +9.0 to +9.5 for Shongui (Table 1). This may suggest the interaction with a fluid, which could have caused neodymium to become more homogeneous after the isotopic system of the pegmatites was reset. The isotopic homogenization induced by fluids is likely a common process in granite-pegmatite systems [*Li et al.*, 2022a, 2024].

In most cases the Sm-Nd geochronological system remains sufficiently stable. The reasons of this stability are as follows: metamorphically redistributed Sm and Nd have the same origin (source) as the primary minerals; the *P*-*T* conditions may be inappropriate to counterbalance the Sm-Nd system between minerals and rocks during the low and medium grade metamorphism [*Li et al.*, 2021; *Wang et al.*, 2022]. At the same time the Sm-Nd isotope system may be disturbed by outer fluid impact [*Barker et al.*, 2009; *Janots et al.*, 2018; *Poitrasson et al.*, 1998]. During these processes, caused by incomplete equilibration of the Sm-Nd system between the rock and fluid, the Sm-Nd ages are potentially distorted [*Barker et al.*, 2009; *Zhang et al.*, 2023].

6. Conclusions

1. The analysis of isotope systems in rare-metal pegmatites from the Kolmozero and Shongui deposits confirms their sensitivity to late-stage processes, including metamorphism and interaction with fluids. The yielded isochron ages (1705 Ma for Kolmozero deposit and 1747 Ma for Shongui deposit) and consistent $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$ values (+9.0–+9.8) indicate Nd redistribution and partial homogenization of the isotope system after its reset. This process probably involved REE fractionation and a change in the Sm/Nd ratio, resulting in the young ages obtained.
2. The hypothesis of multicomponent mixing from several sources is not supported by the lack of evidence for an ultraradiogenic source, which could explain the observed high values of $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$.
3. The similarity of ages in different isotope systems (Rb-Sr, K-Ca, K-Ar, U-Pb, and Sm-Nd) indicates late geological processes affecting the pegmatites within the 1.8–1.6 Ga stage. High $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$ values and changes in Sm/Nd ratios indicate the role of REE fractionation, while narrow $\varepsilon\mathrm{Nd}(T)$ ranges suggest interaction with fluids during pegmatite formation. These findings emphasize the need for further research into the composition of fluids and their influence on isotope systems.

Acknowledgments. The authors express their gratitude to M. Yu. Sidorov, E. L. Kunakkuzin and I. A. Koval for their assistance during field work. We thank three anonymous reviewers for their constructive comments. This work was supported by the Russian Science Foundation grant 22-17-20002. The methodic and instrumental base of Sm-Nd analysis were supported by state contract of the Geological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences (project FMEZ-2024-0004).

References

Antonyuk, E. S. (1962), Structural-mineral associations of granite pegmatite veins, in *Materials on Mineralogy of the Kola Peninsula*, pp. 134–142, Kola Branch of the USSR Academy of Sciences, Apatity, USSR (in Russian).

Barker, S. L. L., V. C. Bennett, S. F. Cox, et al. (2009), Sm-Nd, Sr, C and O isotope systematics in hydrothermal calcite-fluorite veins: Implications for fluid-rock reaction and geochronology, *Chemical Geology*, *268*(1–2), 58–66, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.009.

Bouvier, A., J. D. Vervoort, and P. J. Patchett (2008), The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets, *Earth and Planetary Science Letters*, *273*(1–2), 48–57, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010.

Černý, P., and T. S. Ercit (2005), The classification of granitic pegmatites revisited, *The Canadian Mineralogist*, *43*(6), 2005–2026, https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005.

Cliff, R. A., and D. Rickard (1992), Isotope systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden; Part 2, Evidence for a secondary event 400 m.y. after ore formation, *Economic Geology*, *87*(4), 1121–1129, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.4.1121.

Daly, J. S., V. V. Balagansky, M. J. Timmerman, et al. (2006), The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere, *Geological Society, London, Memoirs*, *32*(1), 579–598, https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2006.032.01.35.

Dittrich, T. (2017), Meso- to Neoarchean Pegmatites (Western Australia, Zimbabwe) and a Genetic Model for the Formation of Massive Pollucite Mineralisations, phdthesis, Technischen Universität Bergakademie, Freiberg.

Dittrich, T., T. Seifert, B. Schulz, et al. (2019), *Archean Rare-Metal Pegmatites in Zimbabwe and Western Australia: Geology and Metallogeny of Pollucite Mineralisations*, Springer International Publishing, https://doi.org/10.1007/978-3-030-10943-1.

Garba, I. (2003), Geochemical discrimination of newly discovered rare-metal bearing and barren pegmatites in the Pan-African (600 ± 150 Ma) basement of northern Nigeria, *Applied Earth Science*, *112*(3), 287–292, https://doi.org/10.1179/037174503225011270.

Glebovitsky, V. A. (Ed.) (2005), *Early Precambrian of the Baltic shield*, 711 pp., Nauka, Saint-Petersburg (in Russian).

Hölttä, P., V. Balagansky, A. A. Garde, et al. (2008), Archean of Greenland and Fennoscandia, *Episodes*, *31*(1), 13–19, https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i1/003.

Janots, E., H. Austrheim, C. Spandler, et al. (2018), Rare earth elements and Sm-Nd isotope redistribution in apatite and accessory minerals in retrogressed lower crust material (Bergen Arcs, Norway), *Chemical Geology*, *484*, 120–135, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.10.007.

Kudryashov, N., O. Udoratina, A. Kalinin, et al. (2022), U-Pb (SHRIMP-RG) age of zircon from rare-metal (Li, Cs) pegmatites of the Okhmylk deposit of the Kolmozero-Voron'ya greenstone belt (northeast of the Fennoscandian shield), *Journal of Mining Institute*, *255*, 448–454, https://doi.org/10.31897/pmi.2022.41.

Lahtinen, R., and H. Huhma (2019), A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen, *Precambrian Research*, *330*, 1–19, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.022.

Lahtinen, R., A. A. Garde, and V. A. Melezhik (2008), Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland, *Episodes*, *31*(1), 20–28, https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i1/004.

Li, X.-C., K.-F. Yang, C. Spandler, et al. (2021), The effect of fluid-aided modification on the Sm-Nd and Th-Pb geochronology of monazite and bastnäsite: Implication for resolving complex isotopic age data in REE ore systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *300*, 1–24, https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.02.028.

Li, X.-C., D. E. Harlov, M.-F. Zhou, et al. (2022a), Experimental investigation into the disturbance of the Sm-Nd isotopic system during metasomatic alteration of apatite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *330*, 191–208, https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.04.036.

Li, Z.-X., S.-B. Zhang, Y.-F. Zheng, et al. (2022b), Mobilization and fractionation of HFSE and REE by high fluorine fluid of magmatic origin during the alteration of amphibolite, *Lithos*, *420–421*, 106,701, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106701.

Li, Z.-X., S.-B. Zhang, Y.-F. Zheng, et al. (2024), Homogenization of Hf-Nd isotopes induced by hydrothermal fluids during the differentiation of granitic magmas into pegmatites, *Chemical Geology*, *670*, 122,455, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122455.

Migdisov, A., A. E. Williams-Jones, J. Brugger, et al. (2016), Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations, *Chemical Geology*, *439*, 13–42, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.005.

Migdisov, A. A., A. E. Williams-Jones, and T. Wagner (2009), An experimental study of the solubility and speciation of the Rare Earth Elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300°C, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *73*(23), 7087–7109, https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.023.

Mints, M. V., K. A. Dokukina, A. N. Konilov, et al. (2015), 2. Mesoarchean Kola-Karelia continent, in *East European Craton: Early Precambrian History and 3D Models of Deep Crustal Structure*, pp. 15–88, Geological Society of America, Boulder, Colorado, https://doi.org/10.1130/2015.2510(02).

Morozova, L. N. (2018), Lithium Kolmozero deposit of rare metal pegmatites: New data on rare element composition (Kola Peninsula), *Lithosfera*, *18*(1), 82–98, https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098 (in Russian).

Morozova, L. N., T. B. Bayanova, A. V. Bazay, et al. (2017), Rare metal pegmatites of the Kolmozero lithium deposit of the Arctic region of the Baltic shield: New geochronological data, *Vestnik KSC RAS*, *9*(1), 43–52 (in Russian), EDN: YKJYGL.

Morozova, L. N., E. N. Sokolova, S. Z. Smirnov, et al. (2020), Spodumene from rare-metal pegmatites of the Kolmozero lithium world-class deposit on the Fennoscandian shield: trace elements and crystal-rich fluid inclusions, *Mineralogical Magazine*, *85*(2), 149–160, https://doi.org/10.1180/mgm.2020.104.

Morozova, L. N., D. R. Zozulya, E. Selivanova, et al. (2022), Distribution of Trace Elements in K-Feldspar with Implications for Tracing Ore-Forming Processes in Pegmatites: Examples from the World-Class Kolmozero Lithium Deposit, NW Russia, *Minerals*, *12*(11), 1448, https://doi.org/10.3390/min12111448.

Morozova, L. N., S. G. Skublov, D. R. Zozulya, et al. (2023), Li-Cs-Na-Rich Beryl from Beryl-Bearing Pegmatite Dike No. 7 of the Shongui Deposit, Kola Province, Russia, *Geosciences*, *13*(10), 309, https://doi.org/10.3390/geosciences13100309.

Morozova, L. N., D. R. Zozulya, and S. G. Skublov (2024), Kola rare-metal pegmatite belt - the most important source of strategic mineral raw materials (Li, Be, Nb, Ta, Cs) in Russia, *Prospect & protection of mineral resources*, (2), 36–40, https://doi.org/10.53085/0034-026x_2024_2_36.

Petersson, A., U. Söderlund, A. Scherstén, et al. (2023), The robustness of the Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems during metamorphism - A case study of the Åker metabasite in southern Sweden, *Precambrian Research*, *394*, 107,122, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107122.

Poitrasson, F., J.-L. Paquette, J.-M. Montel, et al. (1998), Importance of late-magmatic and hydrothermal fluids on the Sm-Nd isotope mineral systematics of hypersolvus granites, *Chemical Geology*, *146*(3–4), 187–203, https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00010-2.

Polkanov, A. A., and E. K. Gerling (1961), Geochronology and geological evolution of the Baltic Shield and its folded framing, *Trudy Laboratory of Precambrian Geology, Academy of Sciences of the USSR*, *12*, 101–102 (in Russian).

Ponomareva, N. I., V. V. Gordienko, and R. S. Shurekova (2005), Physicochemical Circumstances of Beryl Generation in "Bol'Shoy Lapot" Deposit (Kola Peninsula), *Bulletin of the Saint Petersburg State Institute of Technology*, (3), 4–20 (in Russian), EDN: UXOJDP.

Pushkarev, Y. D. (1990), *Megacycles in evolution of crust-mantle system*, 217 pp., Nauka, St. Petersburg (in Russian).

Pushkarev, Y. D., E. V. Kravchenko, and G. I. Shestakov (1978), *Geochronologic repertoires in the Precambrian of the Baltic Shield*, 136 pp., Nauka, Leningrad (in Russian).

Raczek, I., K. P. Jochum, and A. W. Hofmann (2003), Neodymium and Strontium Isotope Data for USGS Reference Materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and Eight MPI-DING Reference Glasses, *Geostandards Newsletter*, *27*(2), 173–179, https://doi.org/10.1111/j.1751-908x.2003.tb00644.x.

Romer, R. L. (1996), U-Pb systematics of stilbite-bearing low-temperature mineral assemblages from the Malmberget iron ore, northern Sweden, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *60*(11), 1951–1961, https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00066-x.

Salerno, R., J. Vervoort, C. Fisher, et al. (2021), The coupled Hf-Nd isotope record of the early Earth in the Pilbara Craton, *Earth and Planetary Science Letters*, *572*, 117,139, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117139.

Tanaka, T., S. Togashi, H. Kamioka, et al. (2000), JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium, *Chemical Geology*, *168*(3–4), 279–281, https://doi.org/10.1016/s0009-2541(00)00198-4.

Timmerman, M. J., and J. S. Daly (1995), Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway, *Precambrian Research*, *72*(1–2), 97–107, https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)00045-s.

Vermeesch, P. (2018), IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology, *Geoscience Frontiers*, *9*(5), 1479–1493, https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Vezinet, A., D. G. Pearson, and E. Thomassot (2021), Effects of contamination on whole-rock isochrons in ancient rocks: A numerical modelling approach, *Lithos*, *386–387*, 106,040, https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106040.

Vrevsky, A. B., and A. P. Lvov (2016), Isotopic age and heterogeneous sources of gabbro-anorthosites from the Patchemvarek massif, Kola Peninsula, *Doklady Earth Sciences*, *469*(1), 716–721, https://doi.org/10.1134/s1028334x16070163.

Wang, D., S. B. Shirey, R. W. Carlson, et al. (2022), Comparative Sm-Nd isotope behavior of accessory minerals: Reconstructing the Sm-Nd isotope evolution of early Archean rocks, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *318*, 190–212, https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.11.031.

Westhues, A., J. M. Hanchar, C. R. Voisey, et al. (2017), Tracing the fluid evolution of the Kiruna iron oxide apatite deposits using zircon, monazite, and whole rock trace elements and isotopic studies, *Chemical Geology*, *466*, 303–322, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.020.

Yan, S., B. Wan, and U. B. Andersson (2023), Hydrothermal circulation at 1.8 Ga in the Kiruna area, northern Sweden, as revealed by apatite geochemical systematics, *Precambrian Research*, *395*, 107,151, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107151.

Zhang, H.-X., S.-Y. Jiang, S.-Q. Liu, et al. (2023), Sm-Nd and U-Pb isotope behavior of REE-rich accessory minerals in pegmatite during overprinted metamorphic and hydrothermal events: Evidence from the Paleoproterozoic rare-earth pegmatite in the lesser Qinling district of China, *Precambrian Research*, *389*, 107,020, https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107020.

Zozulya, D., L. N. Morozova, K. Kullerud, et al. (2024), Nb-Ta-Sn Oxides from Lithium-Beryllium-Tantalum Pegmatite Deposits of the Kolmozero-Voronja Belt, NW Russia: Implications for Tracing Ore-Forming Processes and Mineralization Signatures, *Geosciences*, *14*(1), https://doi.org/10.3390/geosciences14010009.

Russian Journal of Earth Sciences

Парадигма цифрового образа геотехнического объекта как основа автоматизированного рабочего места в задаче неразрушающего контроля (на примере магистрального трубопровода)

А. А. Яковлева[1], В. В. Семенов[2], Д. К. Мединская[1], И. Б. Мовчан[1], З. И. Садыкова[3]

[1] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, г. Санкт-Петербург, Россия
[2] ООО «Диагностические системы», г. Санкт-Петербург, Россия
[3] Группа компаний «Геоскан», г. Санкт-Петербург, Россия
* **Контакт:** Зиля Ириковна Садыкова, z.sadykova@geoscan.ru

Актуальность работы определяется автоматизацией процессов мониторинга природно-технических систем не столько в части измерительной их составляющей, сколько в плане истолкования результатов мониторинга в терминах свойств искомого объекта. Таковым в настоящей работе выступают погруженные трубопроводные системы – магистральные нефте- и газопроводы, как частный случай геотехнических объектов. Целью разработки автоматизированного рабочего места (АРМ) под конкретный объект выступает предельная параметризация интерпретационной процедуры и унификация конечных графических построений в рамках единого цифрового образа магистральных трубопроводов. С учетом детерминированного типа геотехнического объекта и целей изысканий, методы исследований включают, помимо неразрушающего магнитометрического контроля как способа получения первичных данных: приёмы качественной и количественной интерпретации материалов многоканальной магнитометрии; способы систематики и графического отображения первичных данных и итогов их истолкования. В рамках общепринятых в нефтегазовой отрасли подходов цифровой образ нарушенных участков трубопровода опирается на представления об утонении стенок труб и о связанных с зонами утонения напряженных состояниях. Напряженные состояния ферромагнитных стенок погруженных трубопроводов формируют специфические отклики во внешнем магнитном поле, тогда как собственно утонения стенок трубопровода обнаруживаются контактными методами. Результаты выполненных изысканий сводятся к системной параметризации данных магнитометрического неразрушающего контроля в рамках разрабатываемой структуры АРМ. Содержание выводов сводится к разработке принципа безэталонного распознавания рисковых участков трубопровода как полностью автоматизированной составляющей рабочего места.

Ключевые слова: автоматизированное рабочее место, комплекс бесконтактной диагностики, параметризация, метод магнитной памяти металлов, неразрушающий контроль, погруженный трубопровод, качественная и количественная интерпретация.

Цитирование: Яковлева, А. А., В. В. Семенов, Д. К. Мединская, И. Б. Мовчан, З. И. Садыкова Парадигма цифрового образа геотехнического объекта как основа автоматизированного рабочего места в задаче неразрушающего контроля (на примере магистрального трубопровода) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3006. — DOI: 10.2205/2025es001010 — EDN: LMLSGM

https://elibrary.ru/LMLSGM

Получено: 2 декабря 2024 г.
Принято: 1 апреля 2025 г.
Опубликовано: 28 апреля 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Введение

Разработка автоматизированного рабочего места (АРМ) есть частный аспект автоматизации производственных процессов и систем управления, нацеленных на оптимизацию функционала так называемых линейных рабочих, вплоть до полного их исключения из этого производства [*Bazhin et al., 2023; Litvinenko, 2019; Nguyen and*

Bazhin, 2023]. Хотя непосредственным инициатором отмеченных автоматизированных решений и оптимизаций выступает производственный заказчик, им же осознаётся неприемлемость полного исключения экспертов из производственного цикла в силу юридического аспекта ответственности за ключевые решения. Одним из основных компонентов АРМ, помимо набора цифровых характеристических параметров обследуемого объекта, должны выступать средства экспертной верификации заключения автоматизированной системы. Как итог, требовалось создание АРМ для диагноста (АРМД), ориентированного на синтез эмпирических оценок данных неразрушающего магнитометрического контроля состояния погруженного трубопровода и автоматизированной экспертизы этих данных [*Альбанова и др., 2005; Любчик, 2012*]. «Неразрушающий магнитометрический контроль» представляет собой модификацию пассивной магнитометрии, реализующей комбинацию измерений компонент вектора магнитной индукции $\vec{B}$ и градиентометрии с интеграцией в структуру АРМД [*Щипачев и Алжадли, 2023; Wang et al., 2022*]. Рабочее ядро современных АРМов и планируемого на их основе АРМД должны составлять современное программное обеспечение, включающее [*Kalinin et al., 2023; Kiani and Chikweri, 2021; Obiora et al., 2021*]:

- анализ амплитудно-частотного и морфологического состава сигнала при его последующем пересчете в трансформанты с контрастированными малоамплитудными аномалиями;
- показательную графику с двух- и трёхмерными отображениями, как элемент геоинформационной системы;
- средства обобщения комплекса данных об исследуемом объекте в единой базе, сортируемой на комплекс разделов, в том числе, «исходные сигналы», «описания объекта», «трансформанты», «описания дефектов».

В части систем мониторинга состояния геотехнических объектов известно такое программное обеспечение как ZETLAB monitoring (анализ состояния инженерных сооружений) и OIS Pipe (определение состояния трубопроводов). Такой мониторинг осуществляется, в том числе, в режиме реального времени внешним аппаратурным компонентом, устанавливаемым на обследуемой инженерной конструкции [*ГОСТ Р ИСО 6385-2007, 2007*]. Таковым компонентом в нашем случае выступает КБД (комплекс бесконтактной диагностики на базе феррозондового (без следящей системы) 18-канального магнитометра-градиентометра), оценивающий три составляющие $\vec{B}$ и три пространственных градиента этих составляющих по трём взаимно перпендикулярным антеннам. Эффективность магнитометрии в данном направлении объясняется:

- изготовлением отдельных секций магистральных нефте- и газопроводов из малоуглеродистых ферромагнитных сплавов;
- магнитной памятью металла, являющейся частным случаем эффекта магнитоупругости.

Согласно данному эффекту, упругопластические деформации ферромагнетика определяют изменение доменной его структуры с тенденцией к укрупнению домен. Такая перестройка доменной структуры на локальных участках трубопровода, традиционно аппроксимируемых моделью диполя, обнаруживается в аномальных малоконтрастных откликах во внешнем магнитном поле. Малоконтрастность и апериодичность отмеченных откликов определяет первичность визуальных (экспертных) оценок, сформировавших начальную методику исследований [*Мовчан и др., 2022*].

Начальная методика исследований

Идеологом бесконтактного контроля методом магнитометрии выступает А. А. Дубов – старший, опубликовавший концептуальные позиции по методу магнитной памяти металла и его прикладным аспектам в 1990-х годах [*Власов и Дубов, 2004; Дубов, 1998; Дубов и др., 2012*]. Согласно им, многократно приложенная к ферромагнитным изделиям внешняя нагрузка увеличивает интенсивность аномального эффекта от данного изделия во внешнем магнитном поле. Такое соответствие зафиксировано эмпирически,

а его аналитическое описание можно отнести к более или менее удачным аппроксимациям. Потому ниже физико-математические основы рассмотрены в общих чертах при детализации элементов, касающихся непосредственно решаемой нами задачи.

Как и в случае с кривой гистерезиса, процесс чередования роста и падения внешней нагрузки на ферромагнетик определяет циклический характер перемагничивания при значимом остаточном эффекте. Многократное колебание внешней нагрузки обусловливает переход от упругих к упругопластическим деформациям, что на фоне перестройки доменной структуры ферромагнетика инициирует повышение подвижности дислокаций его кристаллической решетки. Области повышенной концентрации дислокаций выступают концентраторами напряжений, порождающими трещинообразование ферромагнитного образца [*Новожилов, 2012; Kronmüller and Seeger, 1969*]. Заготовка сегмента трубопровода, сходя с прокатного стана и преодолевая точку Кюри, намагничивается во внешнем магнитном поле Земли до состояния, проявляемого как диполь. Последующие преобразования означенного сегмента с накоплением напряжений и порождаемой ими генерацией локальных дефектов дают дипольные отклики меньшей протяженности во внешнем макрополе. Окончательно, магнитная структура трубы может быть охарактеризована как структура взаимно-вложенных диполей (в дальнейшем – диполь-дипольная структура). Такой детерминизм упрощает процедуру анализа магнитометрического сигнала, получаемого на основе трёх взаимно перпендикулярных измерительных антенн.

Феррозондовые сенсоры КБД обеспечивают регистрацию отмеченных выше составляющих $\vec{B}$ и их градиентов на уровне мкТл, что относит магнитные аномалии к классу техногенных - отклики от геологической среды и магнитные вариации (уровень нТл) принимаются пренебрежимо малыми. Измерения выполняются в локальной системе координат (рис. 1), где ось $0y$ ориентирована вдоль оси трубопровода по ходу оператора, ось $0x$ – вертикально вниз, а горизонтальная ось $0z$ – горизонтально вправо относительно хода.

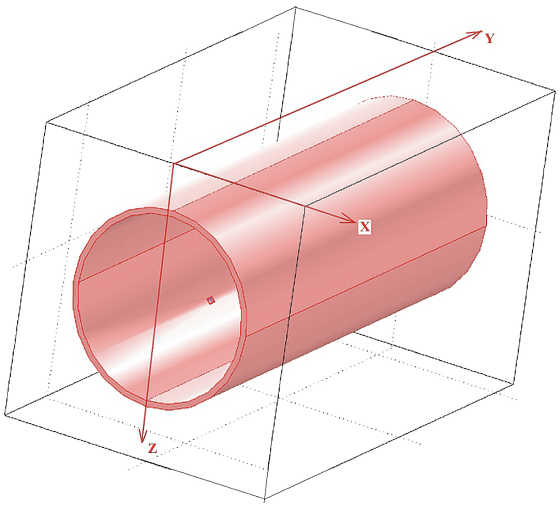


Рис. 1. Локальная система координат, к осям которой привязана ориентация антенн измерительного блока комплекса бесконтактной диагностики.

Таким образом, для y-вой антенны длиной L_y получаем в режиме реального времени измерений количественные определения трёх компонент, усредненных по двум группам взаимно ортогональных феррозондов, B_x, B_y и B_z, а также трёх нормированных приращений этих компонент по линии Y-вой антенны – $\Delta B_x/L_y = \Delta B_x/\Delta y \approx dB_x/dy$, $\Delta B_y/L_y \approx dB_y/dy$, $\Delta B_z/L_y \approx dB_z/dy$. Для оценки погрешности измерений по каждому 100-метровому интервалу реализуют повторный проход. Как отмечалось, искомой морфологической особенностью выступает локальный дипольный отклик от аномально напряжённого участка трубопровода (рис. 2а).

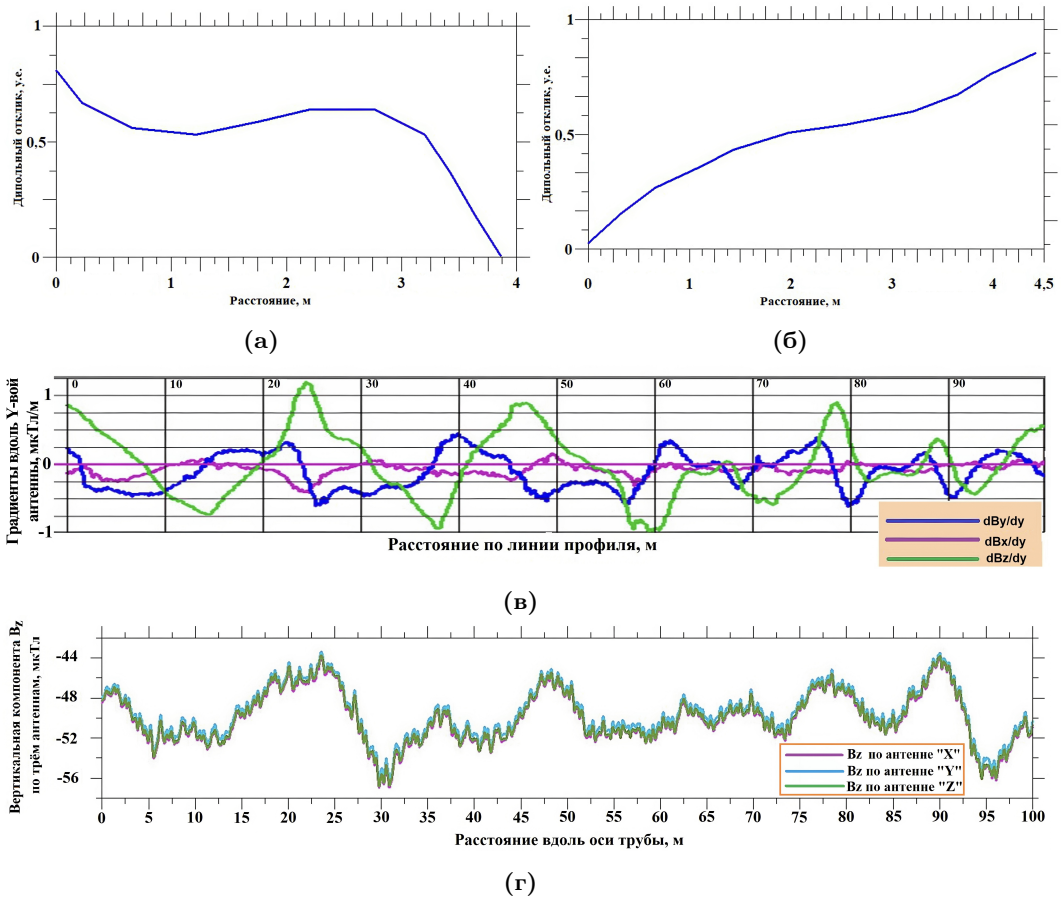


Рис. 2. Магнитометрические отклики в рамках гипотезы диполь-дипольной структуры трубопровода: (а) и (б) – варианты дипольного отклика от напряженного участка трубопровода; (в) – графики градиентов компонент вектора магнитной индукции измеренной вдоль Y-вой антенны; (г) – зашумленные графики компоненты B_z по трём антеннам.

В структуре графика компоненты вектора магнитной индукции или её пространственного градиента этот локальный дипольный отклик заметен на фланге экстремума значительно большей протяженности, маркирующего, например, поперечные стыковые швы. Эмпирически установлено, что расстояние между точками перегиба, ограничивающими длину по линии профиля «локального дипольного отклика», варьируется в диапазоне от 2,5 до 5 метров. В зависимости от ряда факторов дипольная морфология искомого аномального отклика способна как дифференцированно отображаться на графиках, так и сглаживаться до террасообразной формы («полочки») на фланге указанного выше экстремума (рис. 2б). К таким факторам можно отнести рост расстояния от аномального участка до наблюдателя, наложение поля напряженного участка на поля соседних намагниченных неоднородностей. На основе гипотез (а) и (б) на рис. 2 в структуре графиков рис. 2в отчетливо видны аномальные зоны на интервалах 25–30 м, 41–45 м, 73–75 м. В структуре графиков рис. 2г эти отклики неразличимы. Множество рисковых участков, таким образом, требует разбраковки. Наибольший вес в плане экспертного выявления аномального отклика принадлежит графикам пространственных градиентов компонент вектора магнитной индукции. Дополнительно к ним, отфильтрованные графики компонент и графики градиентов этих компонент пересчитываются в несколько десятков графиков трансформант для детального ранжирования выявленных нарушенных участков трубопровода.

В качестве примера физически истолковываемой трансформанты приведём пересчет в интенсивность нормальных напряжений (рис. 3а):

$$J_n = \sqrt{\frac{1}{2}\left(\frac{\partial B_x}{\partial x} + \frac{\partial B_y}{\partial y}\right)^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial B_y}{\partial y} + \frac{\partial B_z}{\partial z}\right)^2 + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial B_x}{\partial x} + \frac{\partial B_z}{\partial z}\right)^2}.$$

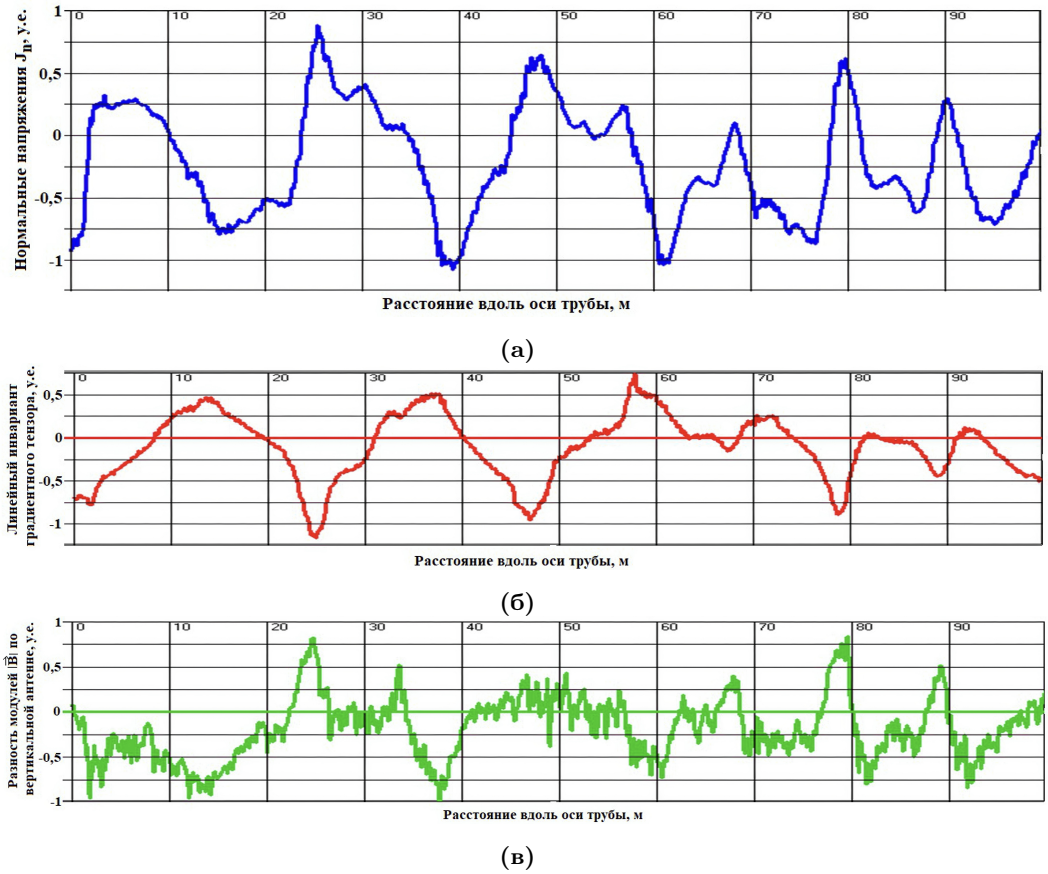


Рис. 3. Примеры трансформант ((а)–(в): см. пояснения в тексте) многоканальной магнитометрии с обобщением коррелируемых дипольных проявлений по двум проходам профиля в виде накопления весов для конкретных пространственных интервалов измерительного профиля (табл. 1).

В качестве примера трансформанты с геометрической трактовкой отметим линейный инвариант градиентного тензора (рис. 3б):

$$I_1 = \frac{\partial B_x}{\partial x} + \frac{\partial B_y}{\partial y} + \frac{\partial B_z}{\partial z}.$$

Примером формальной трансформанты, больше имеющей отношение к операции фильтрации, нежели к физически истолковываемому процессу, можно назвать разность модулей $\vec{B}$ между двумя тройками феррозондовых датчиков по Y-вой антенне (рис. 3в). В итоговых графиках трансформант эксперт визуально выискивает либо аномальный дипольный отклик протяженностью 2,5–5,0 м, либо выраженный пик, коррелируемый с дипольным откликом в графиках первичных градиентов. Итог поиска имеет форму бланка, заполняемого по двум прямым проходам оператора отдельного 100-метрового интервала измерительного профиля (табл. 1). Бланк содержит метраж аномальных участков и их накопленный вес: такой подход отлично зарекомендовал себя в рамках 20-летней производственной апробации, но не отвечает автоматизированной сущности рабочего места диагноста.

Таблица 1. Пример экспертного обобщения при накоплении весов рисковых оценок (колонка «Количество») для конкретных пространственных интервалов измерительного профиля (колонки «Начало» и «Конец» – в метрах) в рамках его первого прохода (1 пр.) и второго прохода (2 пр.) оператором

1 пр.			2 пр.		
Начало	Конец	Количество	Начало	Конец	Количество
2	2,5	3	3	3,5	3
7,5	8	4	3,5	4	10
9,5	10	5	8,5	9	7
20,5	21	6	9	9,5	4
27	27,5	7	9,5	10	3
30,5	31	4	17,5	18	3
31,5	32	3	23,5	24	5
46,5	47	3	29	29,5	4
47	47,5	3	30,5	31	3

Результаты дополнения цифрового образа – параметрическая автоматизированная интерпретация

В условиях гипотетически идеальной технологической схемы формирования трубопровода и его эксплуатации источник нарушений объекта предполагает два ключевых фактора: взаимодействие трубопровода с окружающим ландшафтом; влияние неоднородности материала труб и их сварных соединений. В рамках первого фактора можно говорить о следующих эффектах:

1. подчиненность трубопровода рельефу земной поверхности, что определяет нагружение локальных участков трубопровода в областях изгиба;
2. накапливающаяся со временем деформация оси трубопровода в областях с изменяющейся несущей способностью подстилающих грунтов;
3. рост усталостных нагрузок за счет перманентного воздействия широкополосных вибрационных полей на тело трубопровода.

Второй фактор требует рассмотрения таких особенностей как:

4. наличие потенциальных источников разрушения материала стенок трубы (краевых и винтовых дислокаций и проч.);
5. деформация труб в окрестности воздействия сварочных работ;
6. дефекты как собственно сварного соединения (внешние и внутренние), так и вторичные его нарушения – в форме горячих трещин, развивающихся как в пределах зоны термического влияния, так и вне ее.

В системе перечисленных проявлений наблюдается сложное их взаимодействие, определяющее доминирующую роль упругопластических деформаций стенок трубопровода в его аварийности. Детальный анализ первоисточников показывает, что магнитоупругие эффекты зафиксированы на уровне эмпирических обобщений: цикличность изменения остаточной намагниченности при периодическом приложении внешней нагрузки, связь внешней нагрузки с величиной коэрцитивной силы и с магнитной анизотропией материала, высокие частоты осцилляции собственного магнитного поля образца в зависимости от упруго-пластических и разрывных деформаций и проч. В зонах усталостных деформаций образцов ферромагнитных сплавов наблюдается относительно высокая намагниченность, даже в отсутствие искусственного подмагничивания. Данное явление сводится к взаимно обусловленным намагничиванию ферромагнетика и изменению его формы (размеров). Явление проявлено в ферромагнетиках, где относительное удлинение достигает величины 10^{-2}, тогда как в прочих материалах, определяемых диамагнетиками, антиферромагнетиками, парамагнетиками, относительное удлинение под действием того же намагничения меньше на два-четыре порядка. Природу магни-

тоупругих деформаций объясняют изменением диполь-дипольных и спин-орбитальных сил, обобщаемых до термина «магнитные силы», либо изменением сил обменных.

Несмотря на малую интенсивность квазипериодичных аномальных магнитных откликов непосредственно от пространственно небольшой зоны нарушений в стенке трубопровода, эти осцилляции фиксируются на значительном удалении от данной зоны – до первых метров. Такое удаление можно объяснить сопряжением дефектообразования, с одной стороны, и, с другой стороны, макроскопических интервалов упруго-пластических деформаций трубопровода, а также вторичных процессов – коррозией на его стенках, полями рассеяния на группах дефектов, резонансными эффектами. Нестационарность этих процессов позволяет допустить наличие повышенной изменчивости компонент $\vec{B}$ и их пространственных градиентов в малой окрестности нарушенного участка трубопровода. Тогда, для оценки участков повышенной изменчивости магнитного поля можно использовать апробированный параметр вариации Боровко [*Боровко, 1979; Долгаль и Христенко, 2008*]:

$$\Psi(x) = (L)^{-1} \int_0^L \sqrt{|\Delta_2 U(x)|} \cdot \delta(x-\tau) d\tau, \tag{1}$$

где $\delta(x)$ – единичная передаточная функция, заданная на конечном интервале $\lambda << L$ (здесь L – общая длина профиля, на котором определен экспериментальный сигнал, λ – гипотетическая длина волны, равная или кратная ширине аномального отклика, порождаемого нарушенным участком трубопровода, x – фиксированная координата на профиле, τ – смещение относительно координаты x при свёртке), Δ_2 – оператор конечной разности второго порядка: $\Delta_2 U(x) = U(x) - 2U(x+\Delta x) + U(x+2\Delta x)$, $U(x)$ – компонента вектора магнитной индукции или её пространственный градиент по одной из координатных осей, оцифрованные с пространственным шагом Δx. Интервал проявления λ аномального отклика недетерминирован, т.е. рационально реализовывать численную оценку параметра Боровко для нескольких $\lambda \in [\lambda_1,\ \lambda_2]$ с применением к каждому распределению $\Psi_\lambda(x)$ оператора стандартизации: $\widetilde{\Psi}_\lambda(x) = \Im[\Psi_\lambda(x)]$ для сведения параметра изменчивости $\Psi(x)$ к единому динамическому диапазону для разных длин волн. Итог, представляемый в виде

$$\Omega(x) = \lambda^{-1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \widetilde{\Psi}_\lambda(x) d\lambda, \tag{2}$$

– нормированной суммы стандартизированных распределений $\widetilde{\Psi}_\lambda(x)$ определяется нами, как функция ЗКН (зон концентраций напряжений), образец расчета которой отражён на рис. 3а (кривая 1).

Можно видеть, что по сравнению с данными прямых измерений (рис. 2в, 2г) график эмпирической функции ЗКН (рис. 4а) имеет более закономерную структуру в части незашумленности экстремумов и градиентных зон. Эта структура естественна: интегрирование в скользящем окне (1) даёт эффект сглаживания для фиксированной длины волны; стандартизация и последующее суммирование (2) разнодлиноволновых оценок (1) определяет усиление синфазных компонент. Практический опыт требует расчета функции $\Omega(x)$ независимо по компонентам вектора магнитной индукции и по их пространственным градиентам в силу разного диапазона пространственных частот, где сосредоточены информативные спектральные гармоники:

- хотя графики компонент $\vec{B}$ сильно зашумлены, именно они выступают результатом прямых измерений внешнего магнитного поля;
- графики пространственных градиентов есть итог пересчета графиков компонент вектора магнитной индукции в реальном времени измерений, хотя анализ пространственных градиентов повышает чувствительность измерительного комплекса.

Несмотря на упрощенную структуру функции ЗКН (рис. 4а), нами сделана попытка её дополнительной нормировки по критерию $\overline{\Omega} \pm (1{,}5 \div 2)\sigma$ (отбраковки функции ЗКН на основе доверительного интервала) для получения распределения единичных

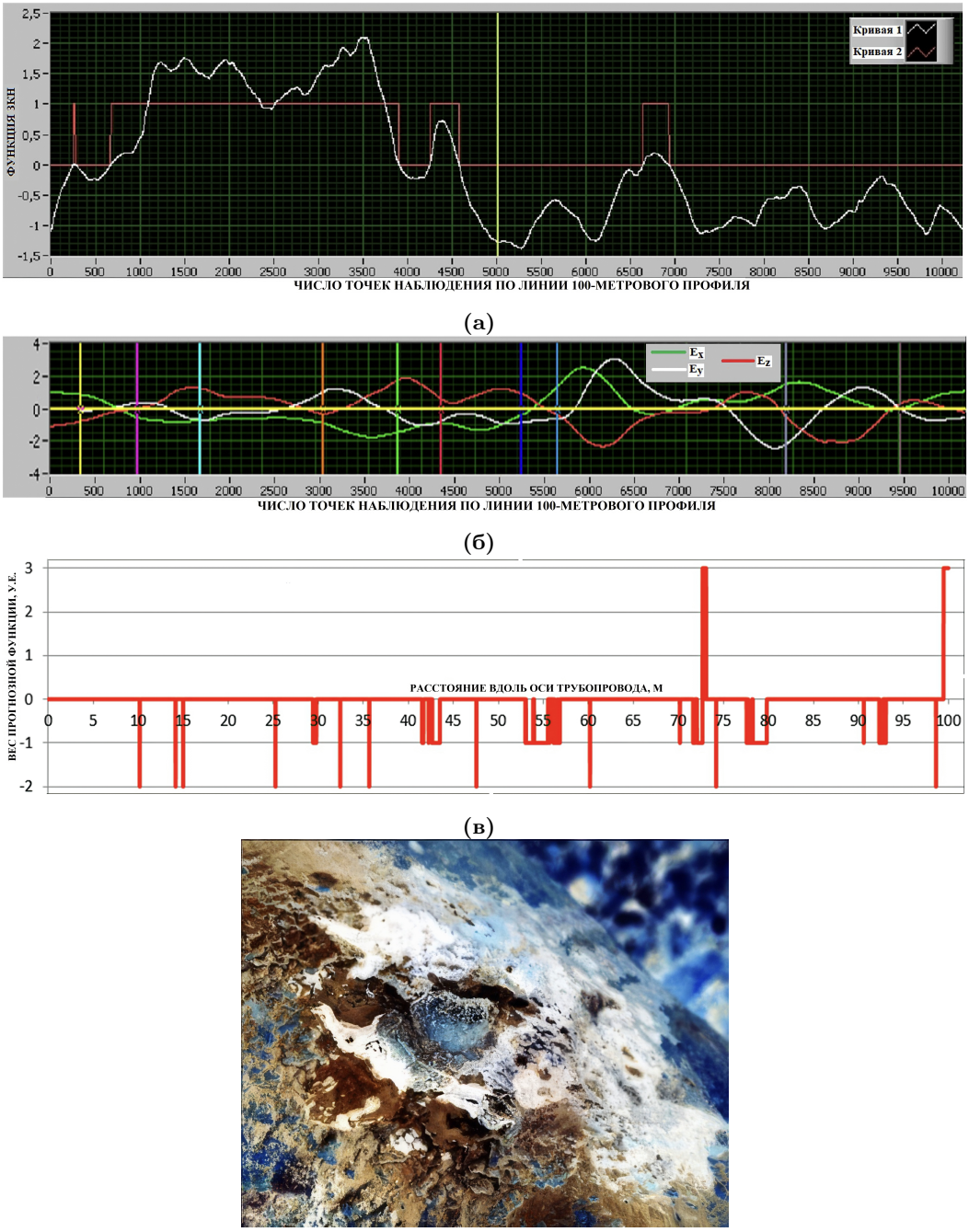


Рис. 4. Элементы автоматизированного детектирования нарушенного участка трубопровода: (а) – функция ЗКН в безразмерной форме (кривая 1) и её бинаризированная форма (кривая 2); (б) – компоненты напряженности индуцированного электрического поля; (в) – индекс риска – комбинирование признаков на графиках (а), (б), а также максимума функции (6); (г) – заверка выявленного аномального участка на интервале 72–75 м шурфованием (группа коррозионных язв на поверхности трубы под слоем изоляции).

функций $\delta(x)$ (рис. 4а; кривая 2). Нормировка предполагает предварительное исключение из структуры функции ЗКН тренда, аппроксимируемого кубическим многочленом. Опасным или аварийно значимым является неравновесный участок трубопровода на границе ($\pm 2{,}5$ м) между интервалами с нулевыми и единичными значениями $\delta(x)$,

отвечающими разнородным напряженным состояниям трубопровода, маркируемым максимумами и минимумами функции ЗКН.

Выраженная нестационарная динамика магнитного поля в окрестности упругопластических деформаций локального участка трубопровода означает неприменимость потенциальных аналогий в описании структуры магнитного поля, принятых в геофизике. Иными словами, для ротора напряженности $\vec{H}$ магнитного поля имеем:

$$\mathrm{rot}\left(\vec{H}\right) = \vec{\nabla} \times \vec{H} = \mu^{-1}\left(\vec{\nabla} \times \vec{B}\right) = \vec{j}^{+} + \varepsilon\frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \tag{3}$$

$$\mathrm{rot}\left(\vec{H}\right) = \left(\frac{\partial H_y}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial y}\right)\vec{e}_x + \left(\frac{\partial H_z}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial z}\right)\vec{e}_y + \left(\frac{\partial H_x}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial x}\right)\vec{e}_z, \tag{4}$$

где набор ортов $\vec{e}_x,\ \vec{e}_y,\ \vec{e}_z$ по соответствующим координатным осям привязаны к оси трубопровода, ε – диэлектрическая проницаемость вмещающей среды, μ – магнитная проницаемость вмещающей среды, $\vec{E}$ – напряженность электрического поля, $\vec{j}^{+}$ – плотность тока проводимости. Частные производные в (4) являют собой измеряемые пространственные градиенты компонент $\vec{B}$. Таким образом, вихревая составляющая магнитного поля может быть оценена численно. С учетом этого в пересчете магнитного поля в электрическое поле допустим, что в отсутствие токов проводимости на нарушенных участках трубопровода первое слагаемое в (3) равно нулю при ненулевых токах смещения, т.е.

$$\mathrm{rot}\left(\vec{B}\right) = (\varepsilon/\mu)\frac{\partial \vec{E}}{\partial t}.$$

Параметры диэлектрической ε и магнитной μ проницаемостей априори неизвестны, а поскольку труба первично изготовлена из однородного сплава и погружена в квазиоднородный грунт, то принимаем $(\varepsilon/\mu) = \mathrm{const}$, что даёт:

$$E_x \approx \int \left(\vec{\nabla} \times \vec{B}\right)_x dt, \quad E_y \approx \int \left(\vec{\nabla} \times \vec{B}\right)_y dt, \quad E_z \approx \int \left(\vec{\nabla} \times \vec{B}\right)_z dt. \tag{5}$$

Приближенный расчет $E_x,\ E_y,\ E_z$ на основе разности пространственных градиентов и взятия от них временного интеграла возможно в силу малой степени дискретизации магнитного поля. Считаем, что стационарная диполь-дипольная структура намагничивания трубопровода проявлена на интервалах от 2,5 метров (минимальный размер аномально напряженной области трубопровода) до 11,3 метров (длина отдельного сегмента трубопровода) и более (при однонаправленно намагниченных соседних сегментах трубопровода). Тогда при малых шагах дискретизации (в нашем опыте – порядка первых сантиметров) можем говорить об аналогии с временной нестационарностью магнитного поля (рис. 4б). Детектирование прогнозных пучностей в семействе нормализованных кривых $E_x,\ E_y,\ E_z$, как функций координат по оси профиля, опирается на аналогию с дивергенцией векторного поля:

$$\left(\left(\frac{d}{dx}\right)\frac{\vec{r}_x}{r_x} \cdot \vec{E}\right) = \frac{\partial E_x}{\partial x} + \frac{\partial E_y}{\partial x} + \frac{\partial E_z}{\partial x}. \tag{6}$$

Максимумы сглаженной численной оценки оператора (6) с протяженностью от 2,5 до 5 метров, при их совпадении с пучностями на рис. 4б и с максимумами функции ЗКН позволяют в отсутствие экспертного участия осуществить детектирование нарушенных участков трубопровода (рис. 4в). Для разнесения малорисковых и высокорисковых позиций, а также для упрощения структуры графика принято решение малорисковые маркеры на рис. 4в вынести в область отрицательных пиков (отвечает маркерам (-1) и (-2)), а высокорисковый маркер – в область положительных пиков (отвечает маркеру 3). Визуальный анализ позволяет обнаружить близрасположенные низкорисковые маркеры (обязательно – с разными значениями). Они могут быть выделены как воз-

можные области интенсивной нарушенности стенки трубы, неконтрастно проявленные в структуре измеренного магнитного поля и его трансформант [*Lebedev and Deev, 2023*].

Дискуссии

На фоне научно-методических составляющих обсуждаемой проблемы первичным посылом к написанию статьи оказалась дискуссия в производственной и в коллегиальной среде касательно эффективности пассивной магнитометрии в неразрушающем контроле погруженного трубопровода [*Быков и др., 2020; Adegboye et al., 2019*]. Во-первых, на конференциях и на технических совещаниях утверждают, что аномальные отклики в магнитном поле, порождаемые нарушенными участками стенки трубы, затухают на расстоянии нескольких сантиметров от стенки, тогда как расстояние феррозондов до объекта (дефектов в стенке трубы, зон упруго-пластической деформации трубы) составляет от полутора метров и более. Во-вторых, заявляют, что модель диполь-дипольной структуры трубопровода является малоприменимой на практике в силу исключительно неоднородной намагниченности сегментов трубопровода. В-третьих, указывают, что в нефтегазовой отрасли уже имеется зарекомендовавший себя цифровой образ трубопровода опирающийся на данные ультразвуковой толщинометрии.

Наш подход к заявленным проблемным аспектам станем развивать в рамках апробированной методологии, приведенной ранее. В части первого замечания: неразрушающий магнитометрический контроль и лежащий в его основе метод магнитной памяти металла на сегодняшний день нельзя назвать новой и сырой разработкой – подход сертифицирован и обеспечен как комплектом патентов [*Марков, 2019*], так и публикациями в рецензируемых изданиях [*Бахарев, 2004; Толстов, 2019*]. В рамках этой апробации известно, что в статическом приближении отклики во внешнем магнитном поле от локальных дефектов (утонений стенки трубопровода) проявлены в их малой окрестности (первые сантиметры). Для простейшей модели $\vec{B} = \mu_r \mu_0 \vec{H}$, где μ_r – относительная магнитная проницаемость, при индуцированной намагниченности ферромагнитной трубы и парамагнитных свойствах вмещающей среды и транспортируемого продукта, решаем численно уравнение неразрывности

$$-\vec{\nabla}\left(\mu_r \mu_0 \vec{\nabla}\varphi\right) = -div(\mu_r \mu_0 \operatorname{grad}(\varphi)) = 0,$$

где φ – скалярный потенциал стационарного магнитного поля. Модельным объектом задан участок трубы с внешним радиусом 300 мм и толщиной стенок 6 мм, изготовленным из малоуглеродистой стали. Относительную магнитную проницаемость внутри и вне трубы задаем единичной, а величину μ_r стенок варьируем в пределах первых десятков единиц СИ. Принимаем вектор магнитной индукции внешнего поля параллельным поверхности трубы, а его модуль равным 40 мкТл. В итоге даже такого упрощенного моделирования получаем подтверждение ранее экспериментально выявленных фактов:

- наличие поля рассеяния на дефекте, образующего подобие поля диполя (рис. 5а);
- быстрое убывание возмущения внешнего магнитного поля от дефекта к оси трубы (рис. 5а, 5б);
- наличие незначительных, но ненулевых возмущений магнитного поля за пределами трубы (рис. 5а) в окрестности локального дефекта.

Напомним: возникновение локального утонения в стенке трубы редко является самостоятельным эффектом и, как правило, ассоциируется с макроскопическими и/или вторичными физическими эффектами другого порядка (см. выше). В отсутствие возможности корректно сформировать численную модель откликов совокупности этих «надпорядковых» эффектов во внешнем магнитном поле, можно утверждать макроскопический характер данных откликов. Вдобавок, локальные дефекты в стенке трубы относительно редки:

- коррозионные язвы образуют группы площадью от нескольких квадратных сантиметров и более;

- части цепочки дефектов изометричной формы (очаги питтинговой коррозии), нередки отличные от локальных дефекты сварного стыка (грубая чешуйчатость, наплавления, непровар).

Модель магнитостатического отклика группы дефектов на рис. 5в, как суперпозиции откликов группы диполей, закономерно показывает более значимое по амплитуде возмущение, проявляемое во внешнем поле на гораздо большем расстоянии, чем в случае локального дефекта.

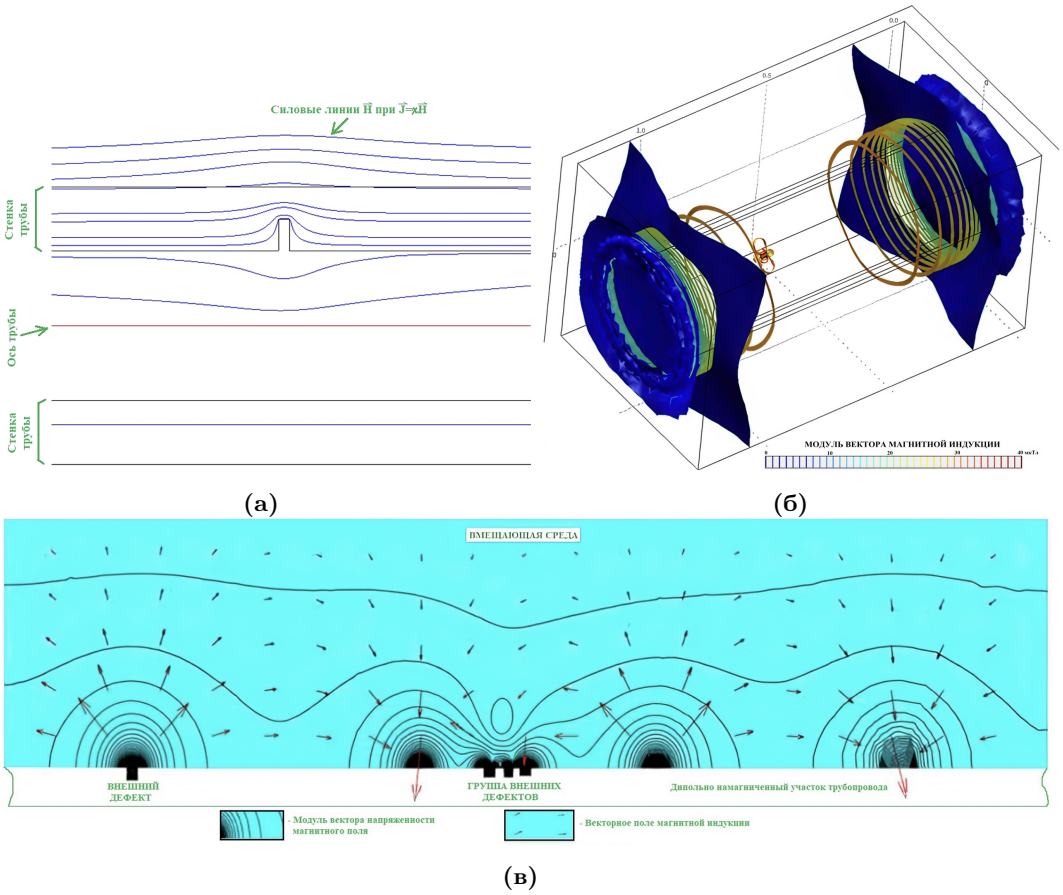


Рис. 5. Моделирование откликов во внешнем магнитном поле от одного ((а) – в двухмерном, (б) – в трехмерном случае) или от группы (в) дефектов. На рис. 6 дефект дан в средней части трубы при отображении структуры модуля вектора магнитной индукции изоповерхностями. На рис. 6 на фоне дипольной структуры трубы дано сопоставление откликов от одного (слева) и от группы внешних дефектов (в центре) при отображении скалярного поля модуля вектора напряженности магнитного поля в форме изолиний и векторного поля магнитной индукции.

Рассмотрим теперь второе замечание, а именно – обоснование диполь-дипольной структуры неоднородно намагниченного погруженного трубопровода. Здесь уместно привести цитату: «Решение прямой задачи магниторазведки основано на предположении, что любое намагниченное тело можно рассматривать как систему бесконечно большого числа магнитных диполей с упорядоченно расположенными осями магнитных моментов.» [*Брюсов, 1990*]. В нашей задаче речь пойдёт о конечной системе макроскопических диполей, аппроксимирующих намагниченное состояние погруженного трубопровода.

Выявление этих диполей опирается на количественную интерпретацию вертикальной компоненты Z_a вектора $\vec{B}$:

- фиксирующие Z_a вертикальные феррозонды в своих реакциях на внешнее возбуждение свободны от привязки ориентации антенного блока к оси трубопровода;

- применение в нашей практике метода неразрушающего контроля в относительно высоких широтах позволяет определить Z_a как наиболее интенсивную компоненту $\vec{B}$;
- количественная интерпретация здесь сводится к итерационному (в цикле) решению прямой задачи с минимизацией отклонения наблюденного сигнала Z_a от модельной кривой $(Z_a)_m$;
- моделью источника здесь фигурируют горизонтальные магнитные диполи в теле подземного трубопровода, а отклонение от магнитного отклика от отклика горизонтального диполя связывается с накопленными воздействиями на трубопровод.

Источники заданы в характерном для магистральных трубопроводов интервале глубин от 0,8 до 1,8 м в пределах измерительного профиля длиной 100 м. Вмещающую среду полагаем немагнитной. В качестве первичного приближения длину диполей считаем равной 11,3 м (длине отдельного сегмента трубопровода). В процессе подбора длину диполей и их число варьируем, применяя аналитическое решение прямой задачи для горизонтального пласта, намагниченного по оси [*Любчик, 2012*] (рис. 6):

$$Z_a = 2M\frac{h^2 + b^2 - x^2}{[h^2 + (x+b)^2] \cdot [h^2 + (x-b)^2]},$$

где b – полуширина отдельного диполя, h – глубина залегания его геометрического центра, x – текущая координата по линии измерительного профиля относительно начала координат, совпадающего с проекцией геометрического центра диполя на линию профиля, $M = 2b \cdot 2h \cdot \left|\vec{J}\right|$ – магнитный момент диполя, $\vec{J}$ – вектор намагниченности. Несмотря на всю условность избранного модельного образа трубопровода, из рис. 6 можно видеть подчиненность низкочастотной составляющей измеренной Z_a суперпозиции модельных дипольных откликов $(Z_a)_m$. Средняя невязка модельного и наблюденного сигналов составляет порядка 800 нТл при динамическом диапазоне натурного сигнала порядка 10 000 нТл, т.е. менее 10%, что демонстрирует представительность подбора. Таким образом, обоснована диполь-дипольная структура трубопровода, обеспеченная как исходной намагниченностью его сегментов, так и наложенными процессами. Детерминизм диполь-дипольной структуры погруженного трубопровода делает представительными все перечисленные выше параметризации измеренных его откликов во внешнем магнитном поле.

Переходим к третьему вопросу о степени дублирования цифрового образа трубопроводов, формируемого при бесконтактной магнитометрии [*ГОСТ 17410-2022, 2022; ГОСТ Р ИСО 10543-99, 2005; Марков, 2019*] и при ультразвуковой толщинометрии (УЗ-тм) [*Khalaf et al., 2023; Takadze and Takadze, 2023; Xie et al., 2015*]. Ключевым элементом во втором случае выступает обобщение данных контактной дефектоскопии, производимой по отдельным сечениям трубопровода. Отмеченные сечения вскрываются шурфами с пространственным шагом вдоль оси трубопровода, варьируемым в зависимости от частоты аварий.

По результатам актуализации УЗ-тм выполняется пространственное интерполирование этих данных как в пределах отдельного сечения, так и между соседними сечениями с выявлением зон предкритических и критических утонений стенки трубы при последующем планировании ремонтных мероприятий. Очевидна высокая пространственная дискретизация оценок и их высокая себестоимость, что делает актуальными более мобильные, менее затратные мониторинговые оценки, обладающие гораздо меньшим пространственным шагом детектирования по оси трубопровода, нежели шаг его сечений для УЗ-тм. Базовым свойством такого мониторинга выступает подобие соотношения неопределенностей: рост скорости движения КБД (комплекса бесконтактной диагностики на базе магнитометра-градиентометра) и дистанцирование его сенсоров от подземного трубопровода уменьшает точность позиционирования нарушенных участков объекта. В соответствии с нормативной документацией [*ГОСТ 17410-2022, 2022; ГОСТ Р ИСО 10543-99, 2005*] инструментальные оценки, опирающиеся на метод магнитной

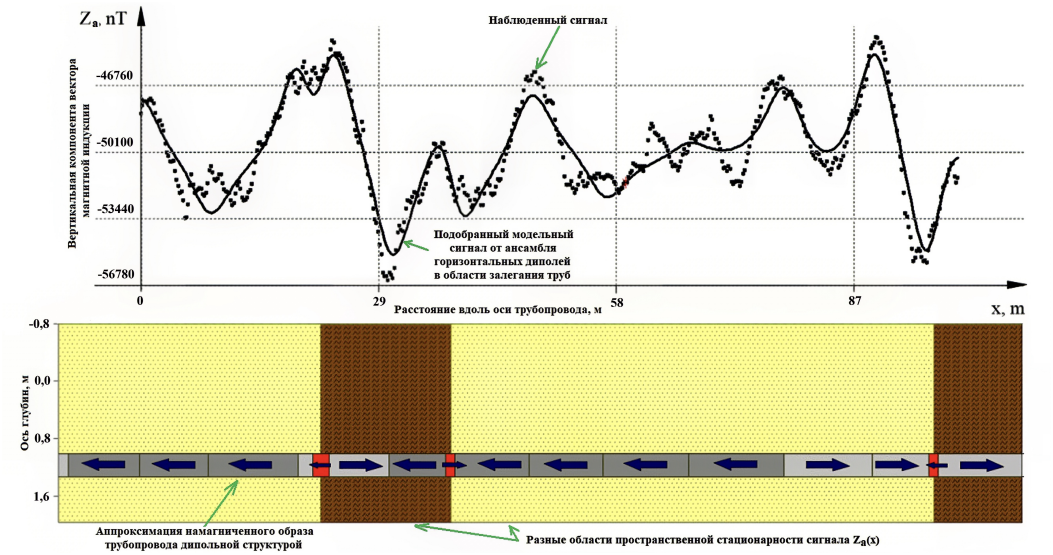


Рис. 6. Результат подбора измеренных значений Z_a (даны на верхнем графике точками) модельной кривой $(Z_a)_m$ (непрерывная черная кривая на верхнем графике) системой горизонтальных диполей (обозначены в пределах серой полосы в плоскости параметрического разреза). Красным обозначены горизонтальные диполи в области нарушения пространственной стационарности магнитометрического сигнала.

памяти металла, носят характер предварительных. Они ориентированы на выделение аномальных зон с последующей их детализацией контактными методами.

Завершая дискуссионный раздел, отметим наличие в рассматриваемом направлении изысканий гораздо более широкого круга задач, ждущих своего разрешения. Например, девять пространственных градиентов по трём компонентам $\vec{B}$ образуют матрицу 3×3 (градиентный тензор), определитель которой в большинстве точек измерений отличен от нуля, что противоречит концепции потенциальности магнитного поля, принятого в магниторазведке. В качестве другого примера можно привести нечёткое определение объекта исследований в пассивном магнитометрическом методе неразрушающего контроля. Решение этих и прочих проблем относятся к перспективам развития и повышения качества рассматриваемого метода [*Шпенст и Орел, 2021; Shammazov et al., 2023*].

Заключение

Трубопроводная инфраструктура для транспортировки первичного углеводородного сырья, а также продуктов его переработки, выступает одной из самых протяженных в нефте- и газодобывающих странах [*Блинов и Садыков, 2023; Блинов и др., 2024*]. С учетом этого, а также среднего времени её эксплуатации, превышающего безаварийный период, эффективный метод мониторинга этой инфраструктуры весьма востребован. Под «эффективностью» понимаем повышенную производительность неразрушающего метода контроля, представительный срок его эксплуатации (более 20 лет), независимость метода от геометрии трубопровода и от его функционирования. Именно таким методом и выступает неразрушающий магнитометрический контроль на основе КБД. Учитывая потенциально большие объёмы мониторинговых работ, оптимально здесь иметь, помимо интерактивных средств разбраковки результатов интерпретации данных КБД, средства автоматизированной локализации нарушенных участков трубопровода. Комбинация этих средств составляет рабочее ядро АРМД, в основе которого заложена физико-математическая модель образа этих нарушенных участков, включающая:

- модель диполь-дипольной структуры намагниченности тела трубопровода;
- численную оценку нестационарности внешнего магнитного поля в области упругопластических деформаций тела трубопровода;

- учёт сосуществования потенциальной и вихревой компонент магнитного поля, где последняя обусловлена индуцированным электрическим полем от макроскопических и/или наложенных эффектов (магнитоупругости, коррозии и проч.).

В рассмотренной системе обработки, опирающейся на заявленный образ, присутствуют все элементы интерпретации:

- качественный анализ, включающий в себя фильтрацию и экспертное ранжирование;
- количественный анализ, как реконструкция глубинного образа трубопровода;
- прогнозная автоматизированная составляющая.

Вместе с тем, дальнейшее развитие рабочего ядра АРМД видится в решении следующих задач:

- разработку оптимальных фильтров, допускающих узкополосное подавление высокочастотной компоненты, корректировку амплитуды интенсивных апериодичных пиков сигнала от сторонних источников и выравнивание динамического диапазона полезной части сигнала;
- автоматизацию количественной интерпретации, ориентированной на получение глубинного образа геотехнического объекта в условиях минимума априорной информации, либо её отсутствия [*ГОСТ Р ИСО 24497, 2010; Ермохин, 2009*];
- развитие прогнозных оценок при формировании иерархической базы данных по сигналам от трубопровода и по дефектам его тела с дополнением распознавания без обучения распознаванием по эталонам.

Список литературы

Альбанова Е. В., Крапивский Е. И., Некучаев В. О. Исследование возможностей оценки технического состояния трубопроводов с помощью магнитных методов // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе. — 2005. — № 11. — С. 9—12. — EDN: HVKTKR.

Бахарев М. С. Разработка методов и средств измерения механических напряжений на основе необратимых и квазиобратимых магнитоупругих явлений: дис. ... докт. тех. наук. — Тюмень : Тюменский государственный нефтегазовый университет, 2004. — 321 с. — EDN: NNIGBX.

Блинов П. А., Садыков М. И. Оценка упруго-прочностных свойств цементно-эпоксидных систем // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. — 2023. — Т. 334, № 1. — С. 97—105. — DOI: 10.18799/24131830/2023/1/3925.

Блинов П. А., Садыков М. И., Гореликов В. Г. и др. Разработка и исследование тампонажных составов с улучшенными упруго-прочностными свойствами для крепления нефтяных и газовых скважин // Записки Горного института. — 2024. — EDN: OWJFHS.

Боровко Н. Н. Оптимизация геофизических исследований при поисках рудных месторождений. — Ленинград : Недра, 1979. — 230 с.

Брюсов Б. А. Магниторазведка. Справочник геофизика : Глава XI. Элементы математической теории намагниченных тел / под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. — М. : Недра, 1990. — 470 с.

Быков И. Ю., Борейко Д. А., Смирнов А. Л. и др. Опыт использования экспресс-методов неразрушающего контроля для оценки технического состояния запорно-регулирующей арматуры // Оборудование и технологии для нефтегазового комплекса. — 2020. — № 1. — С. 14—18. — DOI: 10.33285/1999-6934-2020-1(115)-14-18.

Власов В. Т., Дубов А. А. Физические основы метода магнитной памяти металла. — Москва : Тиссо, 2004. — 424 с. — EDN: QMZPVZ.

ГОСТ 17410-2022. Контроль неразрушающий. Трубы металлические бесшовные. Методы ультразвуковой дефектоскопии. — Москва : ФГБУ "РСТ", 2022. — 30 с.

ГОСТ Р ИСО 10543-99. Трубы стальные напорные бесшовные и сварные горячетянутые. Метод ультразвуковой толщинометрии. — Москва : ИПК Издательство стандартов, 2005. — 10 с.

ГОСТ Р ИСО 24497. Контроль неразрушающий. Метод магнитной памяти металла. Часть 1-3. — Москва : Стандартинформ, 2010.

ГОСТ Р ИСО 6385-2007. Эргономика. Применение эргономических принципов при проектировании производственных систем. — Москва : Стандартинформ, 2007. — 12 с.

Долгаль А. С., Христенко Л. А. Результаты и перспективы геофизических исследований при поисках рудного золота на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2008. — Т. 2, № 12. — С. 48—60.

Дубов А. А. Методика контроля труб поверхностей нагрева паровых и водогрейных котлов с использованием магнитной памяти металла // Теплоэнергетика. — 1998. — № 1. — С. 53—56. — EDN: WNFXZB.

Дубов А. А., Дубов А. А., Колокольников С. М. Метод магнитной памяти металла и приборы контроля: Учебное пособие. — Москва : Спектр, 2012. — 395 с. — EDN: QMLUZF.

Ермохин К. М. Аналитическое продолжение геофизических полей методом цепных дробей // Записки Горного института. — 2009. — Т. 183. — С. 238—241. — EDN: KZECFN.

Любчик А. Н. Способ дистанционного магнитометрического контроля технического состояния магистральных трубопроводов // Записки Горного института. — 2012. — Т. 195. — С. 268—271. — EDN: QZEPFJ.

Марков А. А. Магнитная система сканера-дефектоскопа. Описание изобретения к патенту RU 2680103C2. — Москва : Федеральная служба по интеллектуальной собственности, 2019. — 15 с.

Мовчан И. Б., Шайгаллямова З. И., Яковлева А. А. Выявление факторов структурного контроля коренных золоторудных проявлений методом беспилотной аэромагниторазведки на примере Нерюнгринского района Якутии // Записки Горного института. — 2022. — Т. 254. — С. 217—233. — DOI: 10.31897/pmi.2022.23.

Новожилов В. В. Теория упругости. — Санкт-Петербург : Политехника, 2012. — 409 с.

Толстов А. Е. Совершенствование методов оценки технического состояния участков магистральных трубопроводов, содержащих расслоения металла: дис. ... канд. тех. наук. — Москва : Научно-исследовательский институт природных газов и газовых технологий – Газпром ВНИИГАЗ, 2019. — 173 с. — EDN: RXWEPW.

Шпенст В. А., Орел Е. А. Повышение надежности вторичного источника питания постоянного тока резервированием сигналов обратной связи // Энергетика. Известия высших учебных заведений и энергетических объединений СНГ. — 2021. — Т. 64, № 5. — С. 408—420. — DOI: 10.21122/1029-7448-2021-64-5-408-420.

Щипачев А. М., Алжадли М. Магнитно-импульсная обработка для повышения прочностных свойств дефектных участков нефте- и газопроводов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. — 2023. — Т. 334, № 5. — С. 7—16. — DOI: 10.18799/24131830/2023/5/4011.

Adegboye M. A., Fung W. K., Karnik A. Recent Advances in Pipeline Monitoring and Oil Leakage Detection Technologies: Principles and Approaches // Sensors. — 2019. — Vol. 19, no. 11. — DOI: 10.3390/s19112548.

Bazhin V. Y., Masko O. N., Nguyen H. H. Increasing the speed of information transfer and operational decision-making in metallurgical industry through an industrial bot // Non-ferrous Metals. — 2023. — No. 1. — P. 62–67. — DOI: 10.17580/nfm.2023.01.10.

Kalinin D. F., Egorov A. S., Bolshakova N. V. Oil and Gas Potential of the West Kamchatka Coast and Its Relation to the Structural and Tectonic Setting of the Sea of Okhotsk Region Based on Geophysical Data // Russian Journal of Pacific Geology. — 2023. — Vol. 17, S2. — S21–S34. — DOI: 10.1134/s1819714023080067.

Khalaf A. H., Xiao Y., Xu N., et al. Emerging AI technologies for corrosion monitoring in oil and gas industry: A comprehensive review // Engineering Failure Analysis. — 2023. — Vol. 155. — DOI: 10.1016/j.engfailanal.2023.107735.

Kiani I., Chikweri I. Structural analysis of total magnetic intensity map of parts of Degema, River's state, Nigeria, using Oasis Montag geophysical computer software // FNAS Journal of Scientific Innovations. — 2021. — Vol. 3, no. 1. — P. 70–75.

Kronmüller H., Seeger A. Solution of the Micromagnetic Equations of Superconductors // Physica Status Solidi (b). — 1969. — Vol. 34, no. 2. — P. 781–796. — DOI: 10.1002/pssb.19690340241.

Lebedev V., Deev A. Heat Storage as a Way to Increase Energy Efficiency and Flexibility of NPP in Isolated Power System // Applied Sciences. — 2023. — Vol. 13, no. 24. — DOI: 10.3390/app132413130.

Litvinenko V. S. Digital Economy as a Factor in the Technological Development of the Mineral Sector // Natural Resources Research. — 2019. — Vol. 29, no. 3. — P. 1521–1541. — DOI: 10.1007/s11053-019-09568-4.

Nguyen H. H., Bazhin V. Y. Optimization of the Control System for Electrolytic Copper Refining with Digital Twin During Dendritic Precipitation // Metallurgist. — 2023. — Vol. 67, no. 1/2. — P. 41–50. — DOI: 10.1007/s11015-023-01487-3.

Obiora D. N., Oha I. A., Ihedike A. O., et al. Comparative depth estimates and modeling of magnetic anomalies over the Nkalagu area, Southeastern Nigeria // Modeling Earth Systems and Environment. — 2021. — Vol. 8, no. 1. — P. 1291–1309. — DOI: 10.1007/s40808-021-01155-y.

Shammazov I. A., Batyrov A. M., Sidorkin D. I., et al. Study of the Effect of Cutting Frozen Soils on the Supports of Above-Ground Trunk Pipelines // Applied Sciences. — 2023. — Vol. 13, no. 5. — DOI: 10.3390/app13053139.

Takadze I., Takadze G. Sing the Ultrasonic Method to Detect Fatigue Cracks in Metal Structures // Air transport. — 2023. — Vol. 17, no. 1. — P. 70–77.

Wang Y., Li P., Li J. The monitoring approaches and non-destructive testing technologies for sewer pipelines // Water Science and Technology. — 2022. — Vol. 85, no. 10. — P. 3107–3121. — DOI: 10.2166/wst.2022.120.

Xie F., Ji B.-H., Yuanzhonu Z., et al. Ultrasonic Detecting Method and Repair Technology Based on Fatigue Crack Features in Steel Box Girder // Journal of Performance of Constructed Facilities. — 2015. — Vol. 30, no. 2. — DOI: 10.1061/(asce)cf.1943-5509.0000725.

Russian Journal of Earth Sciences

The Paradigm of a Digital Image of a Geotechnical Object as the Basis of an Automated Workstation in the Task of Non-destructive Testing (Using the Example of a Main Pipeline)

A. A. Yakovleva[1], V. V. Semenov[2], D. K. Medinskaya[1], I. B. Movchan[1], and Z. I. Sadykova[3]

[1] Saint Petersburg Mining University of Empress Catherine II, Saint Petersburg, Russia
[2] LTD Diagnostic Systems, Saint Petersburg, Russia
[3] Geoscan Group of Companies, Saint Petersburg, Russia
**Correspondence to: Zilya I. Sadykova, z.sadykova@geoscan.ru.

The relevance of the work is determined by the automation of monitoring processes of natural and technical systems, not so much in terms of their measurement component, but in terms of interpreting monitoring results in terms of the properties of the desired object. In this work, these are submerged pipeline systems – main oil and gas pipelines, as a special case of geotechnical objects. The goal of developing an automated workstation (AWS) for a specific object is the ultimate parameterization of the interpretation procedure and the unification of the final graphical constructions within the framework of a single digital image of main pipelines. Taking into account the deterministic type of geotechnical object and the objectives of the survey, research methods include, in addition to non-destructive magnetometric testing as a method of obtaining primary data: methods of qualitative and quantitative interpretation of multi-channel magnetometry materials; methods of systematics and graphical display of primary data and the results of their interpretation. Within the framework of approaches generally accepted in the oil and gas industry, the digital image of damaged pipeline sections is based on ideas about the thinning of pipe walls and the stress states associated with thinning zones. The stressed states of the ferromagnetic walls of immersed pipelines form specific responses in an external magnetic field, while the actual thinning of the pipeline walls is detected by contact methods. The results of the surveys are reduced to a system parametrization of magnetometric non-destructive testing data within the framework of the developed automated workplace structure. The content of the conclusions is in the development of the principle for referenceless recognition of risky sections of the pipeline as a fully automated component of diagnostician's workplace.

Keywords: automated workplace, contactless diagnostics complex, parameterization, metal magnetic memory method, non-destructive testing, submerged pipeline, qualitative and quantitative interpretation.

Recieved: 3 December 2024
Accepted: 1 April 2025
Published: 28 April 2025

© 2025. The Authors.

Citation: Yakovleva A. A., V. V. Semenov, D. K. Medinskaya, I. B. Movchan, Z. I. Sadykova (2025), The Paradigm of a Digital Image of a Geotechnical Object as the Basis of an Automated Workstation in the Task of Non-destructive Testing (Using the Example of a Main Pipeline), *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3006, https://doi.org/10.2205/2025ES001010, EDN: LMLSGM

References

Adegboye M. A., Fung W. K., Karnik A. Recent Advances in Pipeline Monitoring and Oil Leakage Detection Technologies: Principles and Approaches // Sensors. — 2019. — Vol. 19, no. 11. — DOI: 10.3390/s19112548.

Albanova E. V., Krapivsky E. I., Nekuchaev V. O. Research into possibilities of pipelines technical condition evaluation with magnetic methods // Environmental protection in oil and gas complex. — 2005. — No. 11. — P. 9–12. — EDN: HVKTKR ; (in Russian).

Bakharev M. S. Development of methods and means for measuring mechanical stresses based on irreversible and quasi-reversible magnetoelastic phenomena: PhD Thesis. — Tyumen : Tyumen State Oil, Gas University, 2004. — P. 321. — EDN: NNIGBX ; (in Russian).

Bazhin V. Y., Masko O. N., Nguyen H. H. Increasing the speed of information transfer and operational decision-making in metallurgical industry through an industrial bot // Non-ferrous Metals. — 2023. — No. 1. — P. 62–67. — DOI: 10.17580/nfm.2023.01.10.

Blinov P. A., Sadykov M. I. Evaluation of elastic-strength properties of cement-epoxy systems // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. — 2023. — Vol. 334, no. 1. — P. 97–105. — DOI: 10.18799/24131830/2023/1/3925. — (In Russian).

Blinov P. A., Sadykov M. I., Gorelikov V. G., et al. Development and research of backfill compounds with improved elastic and strength properties for oil and gas well lining // Journal of mining institute. — 2024. — EDN: OWJFHS ; (in Russian).

Borovko N. N. Optimization of geophysical research in the search for ore deposits. — Leningrad : Nedra, 1979. — P. 230. — (In Russian).

Bryusov B. A. Magnetic Survey. Geophysics Handbook : Chapter XI. Elements of the Mathematical Theory of Magnetized Bodies / ed. by V. E. Nikitsky, Yu. S. Glebovsky. — M. : Nedra, 1990. — 470 p. — (In Russian).

Bykov I. Yu., Boreiko D. A., Smirnov A. L., et al. Assessment of technical state of shutoff and control valves applying express methods of nondestructive monitoring // Equipment and Technologies for Oil and Gas Complex. — 2020. — No. 1. — P. 14–18. — DOI: 10.33285/1999-6934-2020-1(115)-14-18. — (In Russian).

Dolgal A. S., Khristenko L. A. Results and development of geophysical researches for prospecting of ore gold into the Eastern flankof Kuznetsk Ala-Tau // Bulletin of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center" Earth Sciences. — 2008. — Vol. 2, no. 12. — P. 48–60. — (In Russian).

Dubov A. A. A technique for monitoring the heating surface tubes of steam and hot-water boilers using the magnetic memory of metals // Thermal Engineering. — 1998. — No. 1. — P. 53–56. — EDN: LFEGZN.

Dubov A. A., Dubov A. A., Kolokolnikov S. M. Metal magnetic memory method and control devices: Tutorial. — Moscow : Spektr, 2012. — P. 395. — EDN: QMLUZF ; (in Russian).

Ermokhin K. M. Analytical continuation of geophysical fields by continued fractions method // Journal of mining institute. — 2009. — Vol. 183. — P. 238–241. — EDN: KZECFN ; (in Russian).

GOST 17410-2022. Non-destructive testing. Metal seamless pipes and tubes. Ultrasonic methods of defect detection. — Moscow : FSBI "RST", 2022. — P. 30. — (In Russian).

GOST R ISO 10543-99. Seamless and hot-stretch-reduced welded steel tubes for pressure purposes. Ultrasonic thickness testing. — Moscow : IPC Publishing House of Standards, 2005. — P. 10. — (In Russian).

GOST R ISO 24497. Non-destructive testing. Metal magnetic memory method. Part 1-3. — Moscow : Standartinform, 2010. — (In Russian).

GOST R ISO 6385-2007. Ergonomics. Ergonomic principles in the design of work systems. — Moscow : Standartinform, 2007. — P. 12. — (In Russian).

Kalinin D. F., Egorov A. S., Bolshakova N. V. Oil and Gas Potential of the West Kamchatka Coast and Its Relation to the Structural and Tectonic Setting of the Sea of Okhotsk Region Based on Geophysical Data // Russian Journal of Pacific Geology. — 2023. — Vol. 17, S2. — S21–S34. — DOI: 10.1134/s1819714023080067.

Khalaf A. H., Xiao Y., Xu N., et al. Emerging AI technologies for corrosion monitoring in oil and gas industry: A comprehensive review // Engineering Failure Analysis. — 2023. — Vol. 155. — DOI: 10.1016/j.engfailanal.2023.107735.

Kiani I., Chikweri I. Structural analysis of total magnetic intensity map of parts of Degema, River's state, Nigeria, using Oasis Montag geophysical computer software // FNAS Journal of Scientific Innovations. — 2021. — Vol. 3, no. 1. — P. 70–75.

Kronmüller H., Seeger A. Solution of the Micromagnetic Equations of Superconductors // Physica Status Solidi (b). — 1969. — Vol. 34, no. 2. — P. 781–796. — DOI: 10.1002/pssb.19690340241.

Lebedev V., Deev A. Heat Storage as a Way to Increase Energy Efficiency and Flexibility of NPP in Isolated Power System // Applied Sciences. — 2023. — Vol. 13, no. 24. — DOI: 10.3390/app132413130.

Litvinenko V. S. Digital Economy as a Factor in the Technological Development of the Mineral Sector // Natural Resources Research. — 2019. — Vol. 29, no. 3. — P. 1521–1541. — DOI: 10.1007/s11053-019-09568-4.

Lyubchik A. N. Way remote magnitometrichesky control of the technical condition of the main pipelines // The Proceedings of the Mining Institute. — 2012. — Vol. 195. — P. 268–271. — EDN: QZEPFJ ; (in Russian).

Markov A. A. Magnetic system of scanner-inspection device. Abstract of invention RU 2680103C2. — Moscow : Federal service for intellectual property, 2019. — P. 15. — (In Russian).

Movchan I. B., Shaigallyamova Z. I., Yakovleva A. A. Identification of structural control factors of primary gold ore occurrences by method of unmanned aeromagnetic survey by the example of the Neryungrisky district of Yakutia // Journal of Mining Institute. — 2022. — Vol. 254. — P. 217–233. — DOI: 10.31897/pmi.2022.23.

Nguyen H. H., Bazhin V. Y. Optimization of the Control System for Electrolytic Copper Refining with Digital Twin During Dendritic Precipitation // Metallurgist. — 2023. — Vol. 67, no. 1/2. — P. 41–50. — DOI: 10.1007/s11015-023-01487-3.

Novozhilov V. V. Theory of elasticity. — Saint Petersburg : Politekhnika, 2012. — P. 409. — (In Russian).

Obiora D. N., Oha I. A., Ihedike A. O., et al. Comparative depth estimates and modeling of magnetic anomalies over the Nkalagu area, Southeastern Nigeria // Modeling Earth Systems and Environment. — 2021. — Vol. 8, no. 1. — P. 1291–1309. — DOI: 10.1007/s40808-021-01155-y.

Shammazov I. A., Batyrov A. M., Sidorkin D. I., et al. Study of the Effect of Cutting Frozen Soils on the Supports of Above-Ground Trunk Pipelines // Applied Sciences. — 2023. — Vol. 13, no. 5. — DOI: 10.3390/app13053139.

Shchipachev A. M., Alzhadli M. Magnetic-pulsed treatment to improve the strength properties of defective sections of oil and gas pipelines // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. — 2023. — Vol. 334, no. 5. — P. 7–16. — DOI: 10.18799/24131830/2023/5/4011. — (In Russian).

Shpenst V. A., Orel E. A. Improving the Reliability of DC-DC Power Supply by Reserving Feedback Signals // ENERGETIKA. Proceedings of CIS higher education institutions and power engineering associations. — 2021. — Vol. 64, no. 5. — P. 408–420. — DOI: 10.21122/1029-7448-2021-64-5-408-420. — (In Russian).

Takadze I., Takadze G. Sing the Ultrasonic Method to Detect Fatigue Cracks in Metal Structures // Air transport. — 2023. — Vol. 17, no. 1. — P. 70–77.

Tolstov A. E. Improving the methods for assessing the technical condition of sections of main pipelines containing metal delamination: PhD Thesis. — Moscow : Research Institute of Natural Gases, Gas Technologies - Gazprom VNIIGAZ, 2019. — P. 173. — EDN: RXWEPW ; (in Russian).

Vlasov V. T., Dubov A. A. Physical foundations of the method of magnetic memory of metal. — Moscow : Tisso, 2004. — P. 424. — EDN: QMZPVZ ; (in Russian).

Wang Y., Li P., Li J. The monitoring approaches and non-destructive testing technologies for sewer pipelines // Water Science and Technology. — 2022. — Vol. 85, no. 10. — P. 3107–3121. — DOI: 10.2166/wst.2022.120.

Xie F., Ji B.-H., Yuanzhonu Z., et al. Ultrasonic Detecting Method and Repair Technology Based on Fatigue Crack Features in Steel Box Girder // Journal of Performance of Constructed Facilities. — 2015. — Vol. 30, no. 2. — DOI: 10.1061/(asce)cf.1943-5509.0000725.

Russian Journal of Earth Sciences

Новый метод восстановления спектрального коэффициента яркости моря на основании спутниковых данных OLCI первого уровня обработки

Е. Б. Шибанов*, А. С. Папкова

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
* **Контакт:** Евгений Борисович Шибанов, e-shybanov@mail.ru

В работе предложен альтернативный метод атмосферной коррекции спутниковых данных о цвете моря на примере сканера OLCI для Черного моря. В настоящее время для задач дистанционного зондирования в большинстве случаев используется стандартный алгоритм атмосферной коррекции Гордона и Ванга (GW94). Однако при использовании этого алгоритма в коротковолновой части спектра часто наблюдаются отрицательные значения спектрального коэффициента яркости моря $R_{\rm rs}(\lambda)$, которые не имеют физического смысла и искажают расчёты концентраций хлорофилла-a и жёлтого вещества. В данной работе предложен простой алгоритм, построенный исключительно на аналитических формулах, где концептуально реализуется одновременно две процедуры: интерполяции и экстраполяции, экстраполяции – по двум спектральным каналам, интерполяции на основе постоянства соотношения индекса цвета ($\mathrm{CI} = R_{\rm rs}(412)/R_{\rm rs}(443) = 0{,}8$). На отдельных примерах данных сканера OLCI, установленного на спутниках Sentinel 3A/3B, была проверена работоспособность нового алгоритма при различном состоянии атмосферы и морской поверхности путем сопоставления результатов с натурными измерениями платформ AERONET-OC, с данными уровня 2 и с работой регионального метода дополнительной коррекции. Новый алгоритм был протестирован при следующих условиях: чистая атмосфера (присутствие фонового аэрозоля), наличие пылевого аэрозоля, границы облачности, наличие солнечного блика, цветение кокколитофорид. При анализе ряда спутниковых снимков Sentinel 3A/3B получено, что новый простой алгоритм оказался в среднем лучше стандартного, что означает перспективу его совершенствования. Преимуществом данного подхода является его универсальность и возможность его реализации для других акваторий, при наличии закономерностей в изменчивости «синего» индекса цвета.

Ключевые слова: аэрозоль, атмосферная коррекция, коэффициент яркости моря, оптика моря, индекс цвета, интерполяция, Черное море.

Цитирование: Шибанов, Е. Б., А. С. Папкова Новый метод восстановления спектрального коэффициента яркости моря на основании спутниковых данных OLCI первого уровня обработки // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3008. — DOI: 10.2205/2025es001014 — EDN: PQXEIY

Введение

Спутниковые сканеры цвета, например, MODIS, VIIRS, HawkEYE, OLCI измеряют спектральные величины яркости восходящего излучения на верхней границе атмосферы ($L_{\rm TOA}$), которая включает в себя рассеянное аэрозольными частицами и молекулами воздуха излучение, а также излучение, отраженное как поверхностью воды, так и водной толщей. Величина $L_{\rm TOA}$ является продуктом первичного уровня спутниковой обработки (уровень 1). Для выделения составляющей L_w, характеризующую оптические свойства морской воды, необходима процедура «атмосферной коррекции», исключающая вклад других составляющих в суммарную величину $L_{\rm TOA}$ [*Gordon*, 1978]. Стоит отметить, что атмосферная коррекция спутниковых измерений,

https://elibrary.ru/PQXEIY

Получено: 30 октября 2024 г.
Принято: 30 апреля 2025 г.
Опубликовано: 13 мая 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

особенно в прибрежной зоне, представляет собой сложную задачу из-за малого вклада величины L_w в суммарную яркость, а также вследствие совокупности других факторов – загрязнённой атмосферы, поверхностного волнения, засветки пикселей вблизи берега и др. [*Копелевич и др.*, 2015; *Шибанов и Папкова*, 2022; *Feng et al.*, 2018; *Gordon*, 2021; *Hu et al.*, 2000, 2012; *Ruddick et al.*, 2000]. Конечным продуктом атмосферной коррекции является спектральный коэффициент яркости моря $R_{\rm rs}(\lambda)$, который, по определению, есть отношение восходящей яркости L_w к величине потока света, падающего на поверхность моря.

Gordon [1978] заложил основу алгоритмов атмосферной коррекции, предложив отдельно рассматривать аэрозольную и молекулярную составляющую рассеяния света в атмосфере, при этом, в ранних версиях алгоритмов атмосферной коррекции использовались простые аналитические формулы [*Viollier et al.*, 1980]. Совершенствование алгоритмов коррекции требовало более точного определения эффектов многократного рассеяния с учетом модели аэрозоля [*Carder et al.*, 1999; *Gordon et al.*, 1988; *Gould et al.*, 1999]. Были рассчитаны таблицы рассеяния света рэлеевской атмосферой с взволнованной поверхностью моря при заданных скоростях ветра [*Gordon and Wang*, 1992] и отдельно аэрозольной атмосферой для нескольких моделей аэрозоля [*Gordon and Wang*, 1994]. Второй принцип, предложенный Гордоном, заключался в определении вклада аэрозольной составляющей по значениям яркости в ближней инфракрасной (ИК) области спектра, где вклады яркости моря обычно невелики и могут быть точно оценены с помощью итеративного подхода к биооптическому моделированию, как описано в работе [*Remote . . .*, 2000]. Для описания спектральных свойств аэрозольного рассеяния, Гордон ввел величину $\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j)$, где λ_i, λ_j произвольные длины волн. Согласно алгоритмам атмосферной коррекции величина $\varepsilon(\lambda_{IR_1}, \lambda_{IR_2})$ равна отношению коэффициентов отражения аэрозольной атмосферы в ближней ИК–области спектра в линейном приближении и получена по данным спутниковых измерений. Выбирались две такие модели аэрозоля, чтобы величина $\varepsilon(\lambda_{IR_1}, \lambda_{IR_2})$ была линейной комбинацией ближайших модельных величин $\varepsilon_{\rm mod}(\lambda_{IR_1}, \lambda_{IR_2})$, где $\lambda_{IR_1}, \lambda_{IR_2}$ – выбранные для атмосферной коррекции длины волн в ИК-области спектра.

Один из недостатков стандартного подхода, основанного на использовании исключительно ИК области, заключается в неустойчивости решения задачи оценки оптической модели аэрозоля, проявляющейся в наличие «точек бифуркации» при выборе линейной комбинации двух моделей аэрозоля. Например, ранее было выяснено, что в процессе работы алгоритма зачастую происходит «переключение» используемой комбинации моделей аэрозоля [*Суетин и др.*, 2004]. В последствие этот недостаток удалось устранить, используя информацию об относительной влажности [*Ahmad et al.*, 2010].

Более существенным мешающим фактором оказался поглощающий аэрозоль, характерный для прибрежных районов и для периодов пылевых выносов. В этом случае влияние поглощения становится сильнее в спектральной области больших оптических толщин, т.е. в коротковолновой области спектра [*Суетин и др.*, 2008]. Как было отмечено, учет фактора поглощающего аэрозоля в рамках стандартных методов атмосферной коррекции возможен только с привлечением информации о вертикальном профиле поглощающих аэрозольных частиц, полученных в подспутниковых экспериментах [*Antoine and Morel*, 1999].

В связи с ограниченной точностью определения сигнала атмосферы в «синих» спектральных каналах исключительно по ИК–области, достоверность вычисления яркости моря в коротковолновой части спектра весьма низкая, что подтверждается отрицательными величинами коэффициента яркости моря [*Копелевич и др.*, 2018; *Папкова и др.*, 2024; *Суетин и др.*, 2013; *Korchemkina and Kalinskaya*, 2022; *Mélin*, 2022; *Moulin et al.*, 2001; *Schollaert et al.*, 2003; *Shybanov and Papkova*, 2022; *Wei et al.*, 2020]. По этой причине разработка принципиально других методов атмосферной коррекции представляет практический интерес. Заметим, что совершенствование оптических

моделей аэрозоля не решает проблему вследствие влияния стратификации аэрозоля на сигнал в коротковолновой области.

В настоящее время уже создан ряд альтернативных методов атмосферной коррекции, например, нейросетевые алгоритмы, такие как C2RCC (Case 2 Regional CoastColour). Основой для данных типов алгоритма является набор спектров коэффициента яркости моря (более 5 миллионов случаев), которые используются в качестве нижних граничных условий для расчета переноса излучения в атмосфере и является основой для обучения нейронных сетей [*Brockmann et al.*, 2016]. Однако, валидация алгоритма C2RCC (OLCI), проведенная по данным северо-восточной части Черного моря за 2018 год, показала плохую корреляцию между спутниковыми и натурными данными [*Вазюля и др.*, 2018].

Одним из способов улучшения эффективности процедуры атмосферной коррекции является использование коротковолновой области спектра. Впервые данная идея была высказана в [*Паршиков и Ли*, 1992]. По результатам спектрорадиометрии поверхности Черного моря с борта самолета-лаборатории АН-30 было установлено, что изменчивость измеряемого сигнала вдоль трассы (на постоянной высоте полета) в «синей» области спектра в значительной мере обусловлена влиянием атмосферы. Тем самым, предлагалось использовать процедуру интерполяции из ближней ИК и коротковолновой области спектра в середину видимого диапазона. В данной постановке задачи возникают два вопроса – как выбрать функцию интерполяции и как параметризировать коэффициент яркости моря в коротковолновой области. В работе [*Корчемкина и др.*, 2009] было показано, что при максимальном вкладе атмосферы ошибка атмосферной коррекции описывается законом $C_0 + C_1 \cdot \lambda^{-2}$, а для оценки величины коэффициента яркости в коротковолновой области было предложено использовать упрощенную двухпараметрическую модель. Теоретические оценки показали, что неточная информация о профиле аэрозоля и его альбедо однократного рассеяния приводит к спектральной ошибке расчета рассеяния света в атмосфере $\sim [1 - \Lambda(\lambda)] \cdot \tau_a(\lambda) \cdot \lambda^{-4}$, где $\Lambda(\lambda)$, $\tau_\mathrm{a}(\lambda)$ – альбедо однократного рассеяния и оптическая толщина аэрозоля [*Shybanov and Papkova*, 2022]. Вид зависимости объясняется поглощением аэрозолем излучения, рассеянного молекулами воздуха. Зависимость ошибки коррекции, близкая к степенной с показателем степени $-3{,}58$, была обнаружена при сопоставлении спутниковых данных с данными AERONET-OC в период присутствия пыли [*Шибанов и Папкова*, 2021].

При анализе натурных данных было установлено, что наиболее устойчивой характеристикой спектрального коэффициента яркости моря в прибрежной зоне является его наклон в коротковолновой области спектра. На основе этой закономерности для вод Черного моря был предложен способ дополнительной коррекции спутниковых данных второго уровня [*Shybanov and Papkova*, 2022]. Предполагалось, что ошибка стандартного алгоритма NASA описывается законом $C_0 + C_1 \cdot \lambda^{-4}$, а величина «синего» индекса цвета $R_\mathrm{rs}(412)/R_\mathrm{rs}(443) = 0.8$ [*Shybanov et al.*, 2023]. Дополнительная коррекция, конечно, решает проблему отрицательных значений коэффициента яркости, но не влияет на выбор модели аэрозольного рассеяния и не устраняет соответствующую неустойчивость. Поскольку дополнительная коррекция, по сути, вводит еще один канал для проведения атмосферной коррекции, то естественно, изначально ставить задачу учета влияния атмосферы в прибрежной зоне по двум каналам в ближней ИК области и одному в коротковолновой. При этом может отпасть необходимость излишней детализации свойств аэрозоля, а также упроститься алгоритмы расчета. Мы начинаем с простого алгоритма с аналитическими формулами по теории переноса, ранее используемыми при обработке спутниковых данных [*Viollier et al.*, 1980], чтобы выяснить в дальнейшем, что является принципиальным и что потребует совершенствования в этой новой постановке задачи. Следует заметить, что качество последующих алгоритмов определяется успешностью работы начального алгоритма.

Инструменты и методы

В качестве спутниковых данных рассматривались данные сканера OLCI (Sentinel 3A/3B) первого (L_{TOA}) и второго уровня обработки $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$. Второй уровень спектрального коэффициента яркости моря и его синхронные натурные измерения необходимы для оценки эффективности нового метода атмосферной коррекции. Сканер был запущен в 2016 году и предназначен для измерения цвета океана и суши. Он является спектрометром, формирующим изображения среднего разрешения и по сравнению с MERIS имеет дополнительные спектральные каналы, другое расположение камер и упрощенную бортовую обработку. Все поле обзора смещено по трассе на 12,6° от Солнца, чтобы свести к минимуму воздействие солнечных бликов. Сканер OLCI оснащен бортовым оборудованием, работающим на основе солнцезащитных диффузоров для проведения калибровки полученных результатов измерений. Есть три солнечных рассеивателя: два «белых», предназначенных для радиометрической калибровки, и один, предназначенный для спектральной калибровки с характеристиками спектрального отражения. Собственное разрешение составляет примерно 300 м, что называется полным разрешением (FR). Режим обработки с уменьшенным разрешением (RR) предоставляет данные уровня 1B с частотой дискретизации, уменьшенной в четыре раза в обоих пространственных измерениях, что приводит к разрешению примерно 1,2 км [*European Space Agency*, 2025]. На данный момент OLCI является одним из самых современных, надежных и точных инструментов дистанционного зондирования, который прошел ряд репроцессингов и калибровок. Его преимуществом так же является доступность данных в прямом доступе на сайте https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/, где и были взяты данные первого и второго уровня обработки.

Источником натурных измерений спектрального коэффициента яркости и параметров атмосферы (аэрозольная оптическая толщина (AOT), параметр Ангстрема (AE)) для Черного моря служили результаты измерений с платформы AERONET-OC – Section–7 (44,5°N, 29,4°E). Платформа Section–7 расположена примерно в 12 морских милях от побережья Румынии к югу от устья Дуная, где глубина воды составляет около 40 м. Платформа Galata AERONET–OC, созданная в 2014 году, расположена примерно в 13 морских милях от побережья Болгарии напротив города Варна. Глубина воды на этом участке 35 м.

Регулярно для западной части Черного моря предоставляются данные о яркости моря (L_w), а также нормализованной яркости моря ($\mathrm{L_{wn}}$), рассчитанной по методу, предложенному *Zibordi et al.* [2009] для устранения зависимости L_w от геометрии наблюдения. Значения $L_{wn}(\lambda)$ будут переведены в $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$ путем деления на солнечную постоянную $F_0(\lambda)$ [*Thuillier et al.*, 2003].

Для черноморских станций AERONET при анализе статистики Зиборди с соавторами была выявлена высокая эффективность и точность измерений сканерами OLCI [*Zibordi et al.*, 2022].

Дополнительным информационным ресурсом об источнике зарождения атмосферного аэрозоля являлись обратные траектории, построенные при помощи открытого ПО HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model). Траекторные модели сопровождаются информацией об изменении метеопараметров вдоль движения воздушных масс и оптимальным образом удовлетворяют изменениям в поле ветра при задании расчетных параметров [*Stein et al.*, 2015]. В контексте данного исследования мы используем данную модель как дополнение к спутниковым снимкам True Color для подтверждения, что аэрозоль зарождается в открытых источниках минеральной пыли (пустыни).

Алгоритм

Предложен простой аналитический алгоритм, реализующий одновременно две процедуры: экстраполяции и интерполяции. Несмотря на некоторую схожесть с ранними аналитическими алгоритмами [*Viollier et al.*, 1980], существует ряд принципиальных отличий. Аналитически учитывается только молекулярное рассеяние. Оставшаяся

часть рассеяния атмосферы представляется в виде функции с тремя неизвестными $C_2 \cdot \left(\lambda_{\mathrm{NIR}}^{-4} - \lambda^{-4}\right) + C_1 \cdot \lambda^{-2} + C_0$, где λ_{NIR} – ближайший используемый канал в ИК области. Эта функция описывает эффекты рассеяния и поглощения аэрозольными частицами. Два параметра $C_0 + C_1$ предназначены для оценки вклада аэрозольного рассеяния и определяются по ближнему ИК диапазону. Параметр C_2, в основном, служит для учета изменения молекулярной составляющей рассеянной радиации вследствие присутствия поглощающих частиц. Для нахождения параметра C_2 дополнительно привлекается коротковолновая часть видимого диапазона, в котором наблюдается максимальная погрешность стандартной атмосферной коррекции. Условие в коротковолновой части предполагает, что «синий» индекс цвета $\mathrm{CI} = R_{\mathrm{rs}}(412)/R_{\mathrm{rs}}(443) = \mathrm{const}$. В Черном море величина CI по данным двух приборов принимает значения $\mathrm{CI} = 0{,}77 \pm 0{,}11$, $\mathrm{CI} = 0{,}84 \pm 0{,}08$ [*Shybanov et al.*, 2023]. Также, параметр C_2 учитывает особенности аэрозольного рассеяния, которые не проявляются в ближней ИК области, устраняет погрешности калибровки по абсолютной величине, компенсирует неточность аналитических выражений переноса излучения в молекулярной атмосфере.

По определению коэффициент яркости на верхней границе атмосферы равен:

$$\rho_{\mathrm{TOA}} = \frac{\pi \cdot L_{\mathrm{TOA}}}{\mu_0 \cdot F_0}, \tag{1}$$

где μ_0 – косинус зенитного угла Солнца. С учетом пропускания озона T_{OZ}, коэффициент яркости моря находится из выражения:

$$R_{\mathrm{rs}}(\lambda) = \frac{\rho_{\mathrm{TOA}}(\lambda)/T_{\mathrm{OZ}} - \rho_R(\lambda) - f_{\mathrm{a}}(\lambda)}{\pi \cdot T_R \cdot T_{\mathrm{a}}}, \tag{2}$$

где $\rho_R(\lambda)$ – коэффициент яркости молекулярной атмосферы, T_R, T_{a} – пропускание через молекулярную и аэрозольную атмосферы по двойному пути к поверхности моря и от поверхности, $f_{\mathrm{a}}(\lambda)$ – функция коррекции, близкая к коэффициенту яркости аэрозольной атмосферы $\rho_{\mathrm{a}}(\lambda)$.

Коэффициент яркости молекулярной атмосферы определялся приближенной формулой, которая с высокой точностью описывает отражение и пропускание слоя малой оптической толщины ($\tau < 0.4$) при изотропном консервативном рассеянии [*Шибанов*, 2020; *Шибанов и Афонин*, 1989].

$$\rho_R(\lambda) = x_R(\gamma) \frac{\left(1 - \exp\left[-\frac{\tau_R}{\mu}\right]\right) \cdot \left(1 - \exp\left[-\frac{\tau_R}{\mu_0}\right]\right)}{2 - 4 \cdot E_3(\tau_R)}, \tag{3}$$

где τ_R, x_R – рэлеевская оптическая толщина и индикатриса, как функция угла рассеяния γ, $\cos\gamma = -\mu \cdot \mu_0 + \sqrt{1-\mu^2}\sqrt{1-\mu_0^2}\cos\phi$, ϕ – азимут наблюдения относительно азимута Солнца; μ, μ_0 – косинусы зенитных углов; $E_3(x) = \int_1^\infty y^{-3} \cdot \exp(-x \cdot y) \cdot dy \approx 0{,}5 - x + \frac{x^2}{2}[0{,}9228 - \ln(x)] + \frac{x^3}{6} - \frac{x^4}{48}$ – интегрально-показательная функция третьего порядка. Сравнение с приведенными в [*Viollier et al.*, 1980] точными значениями коэффициента яркости молекулярной атмосферы показало, что максимальная относительная погрешность результатов расчетов по формуле (3) равна 7% для $\lambda = 450$ нм, $\theta = 0°$, $\theta_0 = 15°$, но уменьшается до 0,2% при $\lambda = 450$ нм, $\theta = 30°$, $\theta_0 = 60°$, $\phi = 90°$. В отличие от линейного приближения $\rho_R = x_R(\gamma)\frac{\tau_R}{4\mu \cdot \mu_0}$ формула (3) описывает изменение спектральных свойств рассеяния с увеличением зенитных углов.

Пропускание молекулярной атмосферы и аэрозольной атмосферы задается формулами [*Deschamps et al.*, 1983; *Viollier et al.*, 1980]:

$$T_r(\lambda) = (1 + \exp[-\tau_R/\mu_0]) \cdot (1 + \exp[-\tau_R/\mu])/4, \tag{4}$$

$$T_{\mathrm{a}}(\lambda) = (1 + B_{\mathrm{a}} \cdot \tau_{\mathrm{a}}/\mu)^{-1} \cdot (1 + B_{\mathrm{a}} \cdot \tau_{\mathrm{a}}/\mu_0)^{-1}, \tag{5}$$

где τ_a – аэрозольная оптическая толщина, B_a – вероятность рассеяния назад частицами аэрозоля. Выражение (5) преобразуется к следующему виду:

$$T_a(\lambda) = (1 + 2\mu_0 \cdot \rho_a)^{-1} \cdot (1 + 2\mu \cdot \rho_a)^{-1} \tag{6}$$

с помощью соотношений $x_a(\gamma) \approx 2 \cdot B_a$, $\rho_a \approx x_a(\gamma) \cdot \tau_a/(4\mu \cdot \mu_0)$, где $x_a(\gamma)$ – индикатриса рассеяния частиц аэрозоля в задней полусфере, $\rho_a = C_1 \cdot \lambda^{-2} + C_0$.

Коэффициенты C_1, C_0 находились методом наименьших квадратов по значениям разности $\rho_{TOA}(\lambda)/T_{OZ} - \rho_R(\lambda)$ в каналах 754, 779, 865, 885 нм, после чего можно определить остаток от сигнала $\Delta\rho(\lambda) = \rho_{TOA}(\lambda)/T_{OZ} - \rho_R(\lambda) - C_1 \cdot \lambda^{-2} - C_0$. Задавая величину «синего» индекса цвета $CI = R_{rs}(412)/R_{rs}(443)$ и длину волны $\lambda_{NIR} = 754$ нм получим:

$$C_2 = \frac{CI \cdot \eta \cdot \Delta\rho(443) - \Delta\rho(412)}{412^{-4} - 754^{-4} - CI \cdot \eta \cdot (443^{-4} - 754^{-4})}, \tag{7}$$

где $\eta = T_R(412) \cdot T_a(412)/T_R(443)/T_a(443)$. Коррекция по «синей» области не распространялась на ближнюю ИК область. В итоге коэффициент яркости моря в видимом диапазоне есть:

$$R_{rs}(\lambda) = \frac{\rho_{TOA}(\lambda)/T_{OZ} - \rho_R(\lambda) - C_1 \cdot \lambda^{-2} - C_0 + C_2 \cdot (\lambda^{-4} - 754^{-4})}{\pi \cdot T_R(\lambda) \cdot T_a(\lambda)}. \tag{8}$$

Поскольку суть метода состоит в компенсации ошибок, обусловленных выбором оптической модели аэрозоля и его вертикального распределения с дальнейшим расчетом распространения излучения, то принципиальными источниками погрешностей предложенного метода являются неточные значения индекса цвета и величина показателя степени. Ошибка экстраполяции, при правильных значениях CI и по n, оценивается формулой коррекции по коротковолновой области

$$\pi \cdot \Delta R_{rs}(\lambda) = A \cdot \left[\frac{412}{\lambda}\right]^n, \tag{9}$$

$$A = \frac{CI \cdot \Delta\rho(443) - \Delta\rho(412)}{1 - CI \cdot \left[\frac{412}{443}\right]^n}. \tag{10}$$

Дифференцируя выражение (10) по CI и по n получим:

$$\delta R_{rs}(\lambda) = \frac{1}{\pi}\left[\frac{412}{\lambda}\right]^n \cdot \frac{\Delta\rho(443) - \Delta\rho(412) \cdot [412/443]^n}{(1 - CI \cdot [412/443]^n)^2} \cdot \delta CI, \tag{11}$$

$$\delta R_{rs}(\lambda) = \frac{1}{\pi} A \cdot \left[\frac{412}{\lambda}\right]^n \cdot \frac{\ln[412/\lambda]}{1 - CI \cdot [412/443]^n} \cdot \delta n. \tag{12}$$

Из (11) видно, что погрешность коррекции, обусловленная неточностью задания индекса цвета, увеличивается с ростом этого индекса. Приближенная оценка погрешности, если $CI = 0{,}8 \pm 0{,}1$ и $n = 4$ дает величину в 60% от значения числителя, зависящего от ошибок в предварительной оценке $\rho_W(443)$, $\rho_W(412)$. Если же $CI = 1$, то погрешности увеличатся в 2,54 раза. И наоборот, более низкие значения CI приводят к уменьшению погрешности в случае неточного задания индекса цвета. Выражение (12) показывает, как соотносится ошибка в выборе n и ошибка экстраполяции. При $n = 4$, $CI = 0{,}8$ коэффициент пропорциональности на 443 нм равен $\frac{\ln[412/443]}{1-CI\cdot[412/443]^n} \approx -0{,}18$. Если $\delta n = 1$, то ошибки становятся равными на 615 нм.

Результаты и обсуждения

По новой методике было проанализировано несколько случайных спектров L_{TOA} (1 уровень), полученных OLCI (Sentinel 3A и Sentinel 3B) в окрестности черноморских платформ AERONET-OC (Section–7 или Galata_Platform) при различных атмосфер-

ных условиях. Стоит отметить, что было собрано максимум необычных явлений на спутниковых снимках за близкий временной период, таким образом, наиболее подходящими являлись летние месяцы, так как именно летом отмечается пик цветения кокколитофорид, наличие спутникового блика (слишком высокая освещённость), а также наивысшая вероятность выявления пылевого переноса. Как было ранее показано в работе [*Shybanov et al.*, 2023] в Черном море отношение коэффициентов яркости в синей области спектра удовлетворяет условию CI = $R_{rs}(412)/R_{rs}(443) = 0.8$. Именно слабая изменчивость синего индекса цвета позволяет реализовать предложенную методику для Черного моря. Для осуществления сравнительного анализа помимо выбора данных за случайные дни были отобраны специальные даты, при которых условия наблюдения не являлись оптимальными для работы спутника. Например, слабая облачность, облачность на границе снимка и засветка от солнечного блика. Также рассматривался случай сильного цветение кокколитофорид. В дополнение для каждой из выбранных дат анализировалась изменчивость параметров атмосферы (AOT, AE(440–870)) для оценки реальной ситуации над исследуемым регионом. В табл. 1 приведены усредненные значения по черноморским станциям AERONET. Стоит отметить, что СКО вариации переменных составляла менее 10% от самой величины, что позволяет провести процедуру усреднения без потери качества данных (табл. 1).

Таблица 1. Усредненные значения параметров атмосферы по черноморским станциям AERONET за исследуемый период

Дата		AOT	AE (440–870)
09.06.2024	Случайный набор дат за 2024 год	0,0326	1,6
11.06.2024		0,25	0,3
23.06.2024		0,19	0,24
27.07.2024		0,07	1,83
17.06.2022	Цветение кокколитофорид	0,045	1,658
22.06.2022		0,055	1,255
21.06.2022	Границы облачности	0,053	1,684
29.06.2022		0,062	1,292
02.06.2023	Спутниковая засветка	0,075	1,575

На рис. 1 представлены некоторые из изучаемых случаев за лето 2024 года для презентации полученного результата. Стоит отметить, что по натурным измерениям 09.06.2024 является днем с наиболее чистой атмосферой (малые значения AOT и высокие значения AE (табл. 1)), 11.06.2024 и 23.06.2024 зарегистрированы пылевые переносы (желтая дымка) над исследуемой координатой. Наличие пыли подтверждается высокой замутненностью атмосферы и наличием крупнодисперсных частиц в атмосфере (высокие значения AOT и низкие AE (табл. 1)). 27.07.2024 рассматривается днем с облачностью. Пылевые переносы были подтверждены не только визуально и по натурным измерениям параметров атмосферы, но и обратными 7-ми дневными траекториями модели HYSPLIT, характерными показательными размерного распределения частиц, альбедо однократного рассеяния, AOT поглощения. Более детально методика идентификации пыли и определения ее оптических свойств над Черноморским регионом описана в [*Kalinskaya and Papkova*, 2022].

После применения алгоритма происходило сопоставление результатов нового алгоритма и стандартного алгоритма GW94 (уровень 2) атмосферной коррекции с натурными измерениями с платформы Section–7 (рис. 2). Для сравнения результатов, был применен также региональный алгоритм коррекции продуктов яркости уровень 2, детально описанный в работе [*Shybanov and Papkova*, 2022]

Из рис. 2 видно, что новый алгоритм работает лучше, чем стандартная атмосферная коррекция, которая в дни пылевых переносов 11.06.2024 и 23.06.2024 показала даже отрицательные величины спектрального коэффициента яркости на 412 нм. Хотя

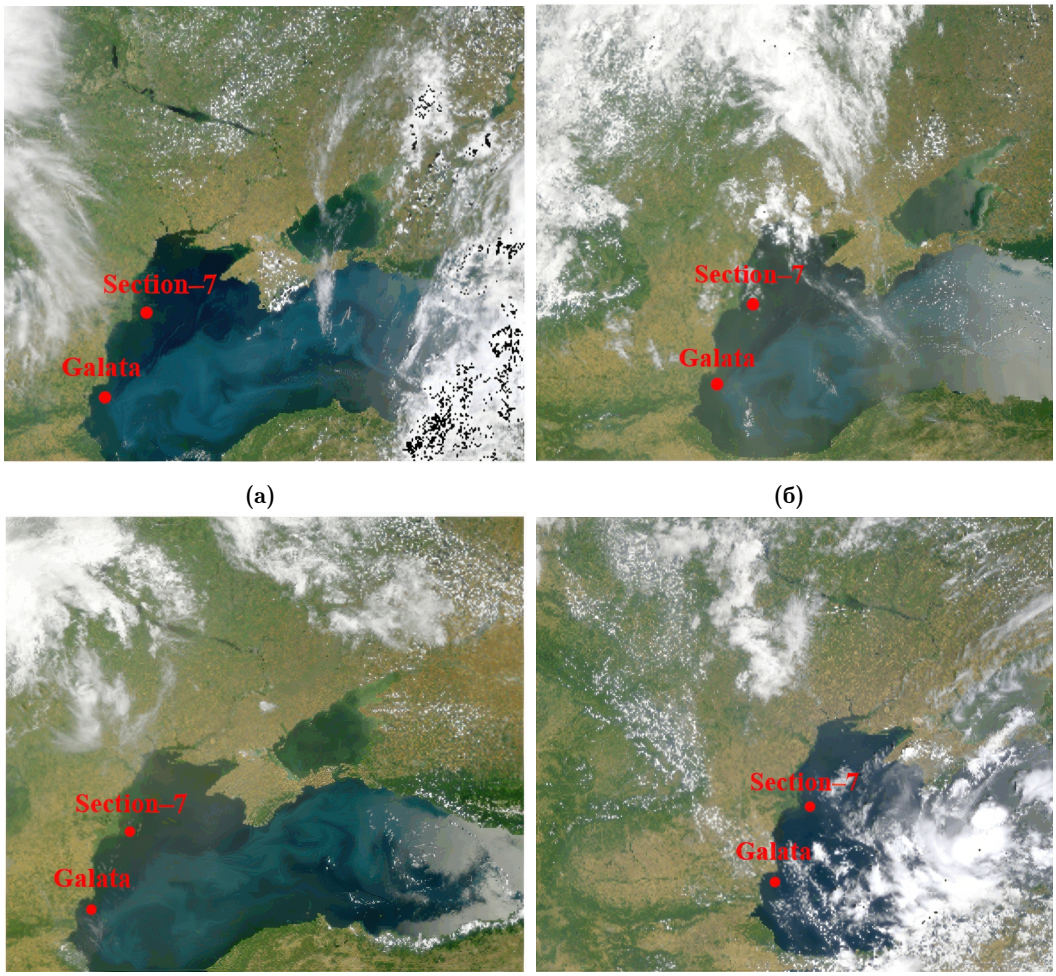


Рис. 1. Снимки со спутников Sentinel 3A и Sentinel 3B (True Color) за исследуемые даты. а) – 09.06.2024, чистая атмосфера; б) – 11.06.2024, пылевой аэрозоль; в) – 23.06.2024, пылевой аэрозоль; г) – 27.07.2024, границы облачности.

коррекция продуктов уровень 2 позволяет получить достаточно близкие к натурным значения коэффициента яркости, форма кривой в диапазоне от 412 до 490 нм остается выпуклой, в отличие от натурный данных и данных, рассчитанных по повой методике. Такого рода ошибка генерируется стандартной методикой и не может быть устранена с помощью дополнительной коррекции.

Для успешной работы алгоритмов атмосферной коррекции, основанных на точных расчетах, необходимо, чтобы выполнялся рад требований, включая условие горизонтальной неоднородности атмосферы. Как следствие, пиксели вблизи границ облаков часто имеют искаженные $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$ и характеризуются завышенными значениями AOT [*Шибанов и Папкова*, 2021]. Искажения в спектре $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$ также могут возникать из-за неоднородностей моря, поскольку световые контрасты сильнее размываются в коротковолновой области. В последние годы в западной части Черного моря наблюдается практически регулярное цветение кокколитофорид, развивающееся в конце мая, в июне и постепенно убывающее в течение июля [*Kubryakov et al.*, 2019]. Цветение кокколитофорид сопровождается высокими значениями спектрального коэффициента яркости моря, но малыми изменениями формы спектра. Неравномерность развития фитопланктона хорошо видна на спутниковых снимках. Например, в июне 2022 года был зарегистрирован случай цветения, наглядно отражающий динамику поверхностных течений в море [*EUMETSAT*, 2022]. Были отобраны наиболее качественные снимки (без облачности или засветки) за 17.06.2022 и 22.06.2022, которые были проанализированы с применением

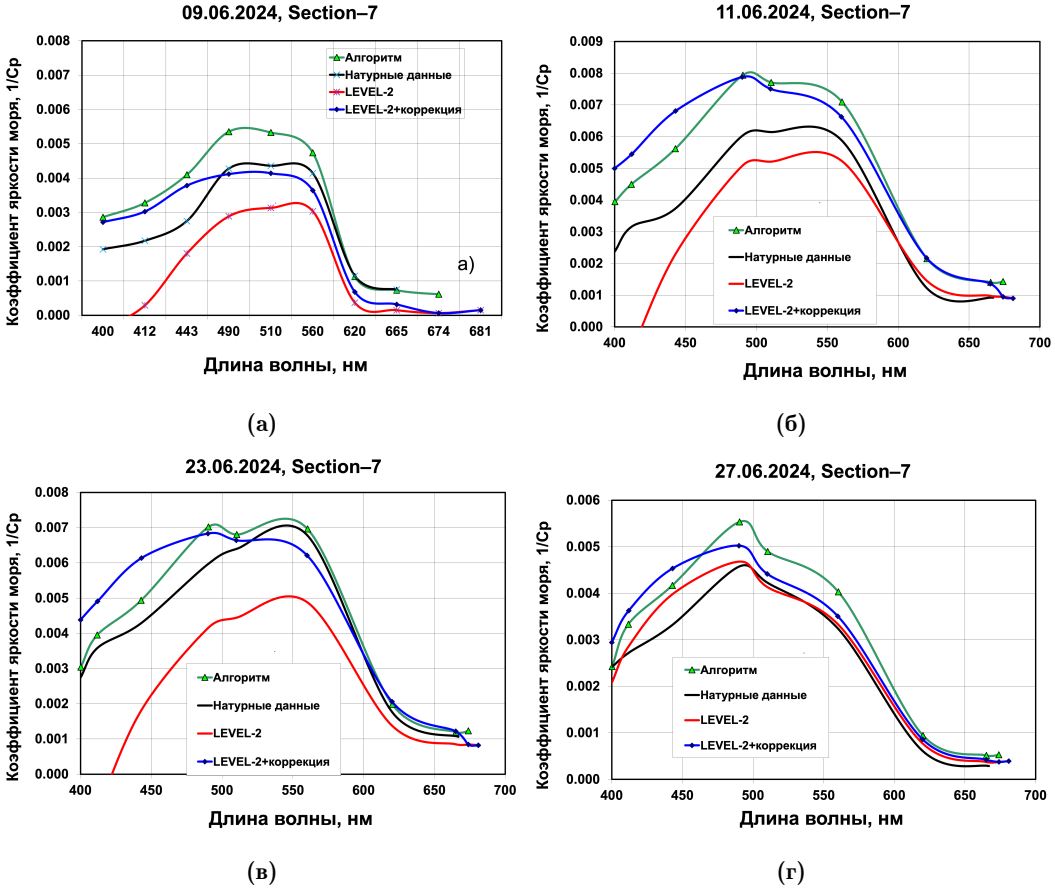


Рис. 2. Сравнение результатов работы нового алгоритма (зеленый) с данными $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$, полученными: по стандартному алгоритму NASA (красный), по стандартному алгоритму с привлечением дополнительной коррекции синий) и с натурными данными AERONET-OC (желтый). а) – чистая атмосфера; б), в) – пылевой аэрозоль; г) – границы облачности.

алгоритмов коррекции в районах двух Черноморских станций AERONET-OC (рис. 3). По данным станций AERONET-OC величины AOT и AE свидетельствуют о слабо замутнённой атмосфере с преобладанием мелкодисперсной фракции аэрозоля (табл. 1).

Как видно из рис. 3, результаты расчетов по новому алгоритму за 17.06.2022 практически совпадают с натурными данными. Идеальное совпадение наблюдается для платформы Galata. За исключением длинноволновой части видимого диапазона данные уровня 2 ложатся заметно ниже кривой данных AERONET-OC. Аналогичный результат наблюдается и за 22.06.2022. Из приведенных графиков видно, что дополнительная коррекция данных уровня 2 слабо повлияла на улучшение результатов. Это еще раз доказывает целесообразность использования нового подхода.

Влияние на определение спектральной зависимости коэффициента яркости Черного моря также могут оказывать и границы облаков. Даже при качественной обработке данных, на границе облаков часто имеют искаженные $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$ с присутствием завышенных значений AOT [*Шибанов и Папкова*, 2021]. Рассмотрим совокупное действие двух факторов, цветения кокколитофорид и наличия границы облачности в атмосфере над наблюдаемый точкой. Этому критерию соответствовали данные за 21.06.2022 и за 29.06.2022. При их обработке были получены следующие результаты (рис. 4). За 21.06.2022 расчеты по алгоритму лучше согласуются с натурными данными. За 29.06.2022 для платформы Section–7 стандартный алгоритм искажает форму кривой в синей части спектра. Новый алгоритм лучше воспроизводит форму спектра, завышая значения. Для станции AERONET Galata наблюдаются самые близкие значения к in situ данным (рис. 3д). Стоит отметить, что даже при наличии слабой облачности зача-

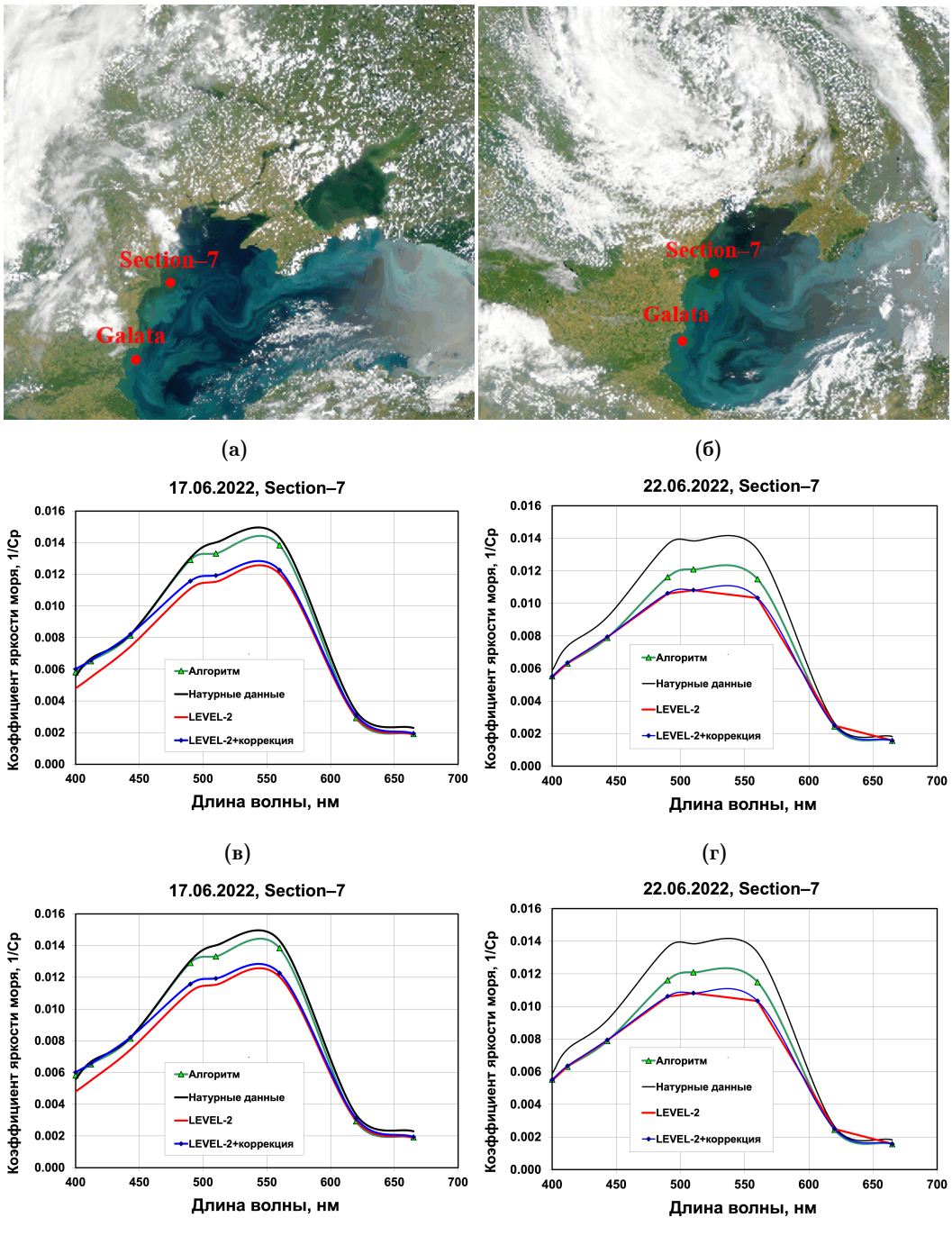


Рис. 3. Сравнение результатов работы нового алгоритма (зеленый) с данными $R_{rs}(\lambda)$, полученными: по стандартному алгоритму NASA (красный), по стандартному алгоритму с привлечением дополнительной коррекции (синий) с натурными данными AERONET-OC (желтый), измеренными с платформы Section–7 (в, г), с платформы Galata (д, е) и соответствующие спутниковые снимки за 17.06.2022 (а) и за 22.06.2022 (б).

стую происходит отбраковка данных по флагам ошибок и стандартный алгоритм не работает. Слабая облачность, похожая на белую дымку, наблюдалась над платформой Galata также за 07.06.2023, когда данных уровня 2 не предоставлялось, в то время как, новый алгоритм воспроизводит вполне приемлемый результат. По данным станций AERONET 21.06.2022 и 29.06.2022 AOT является низкой (табл. 1), что не должно быть препятствием для наблюдений из Космоса.

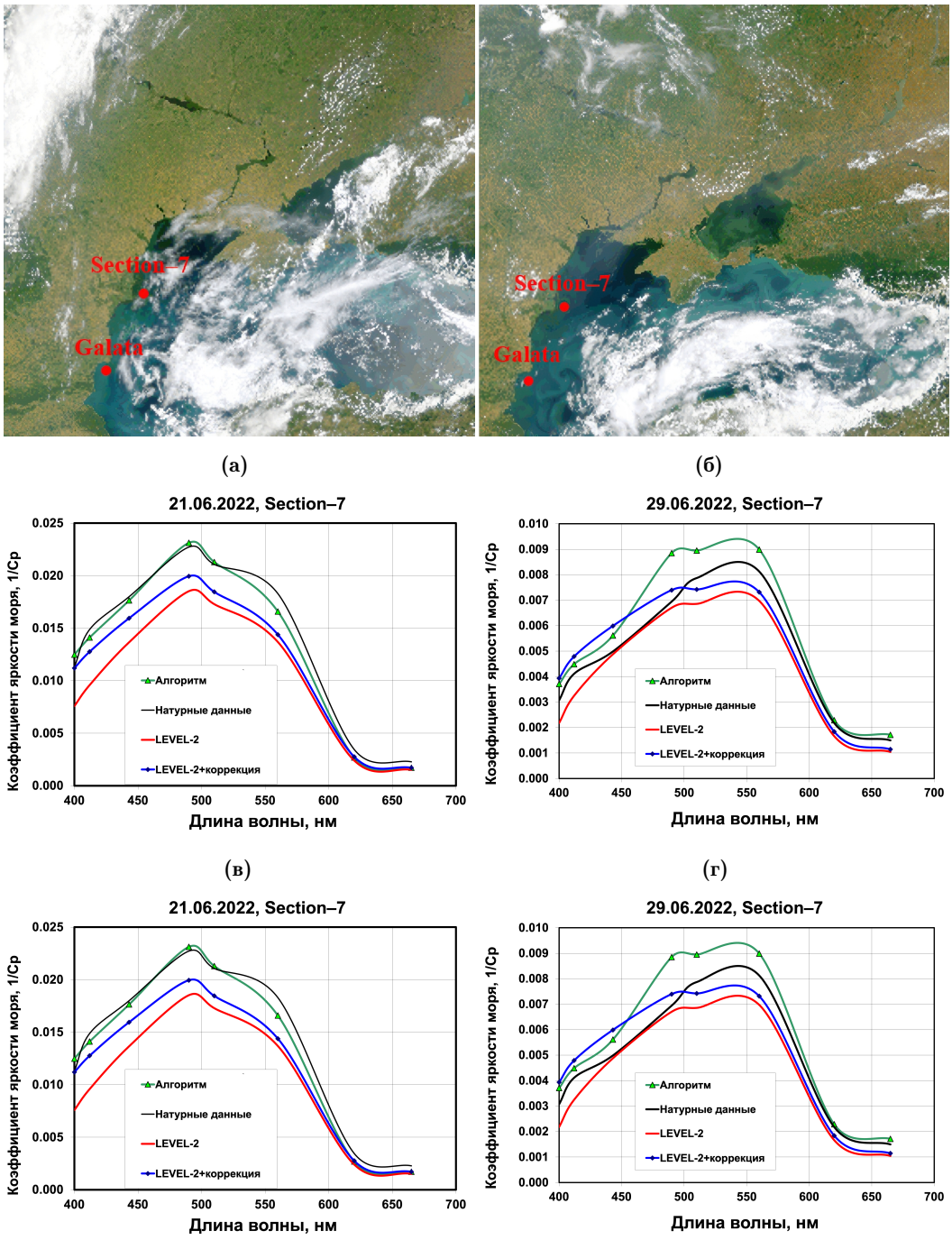
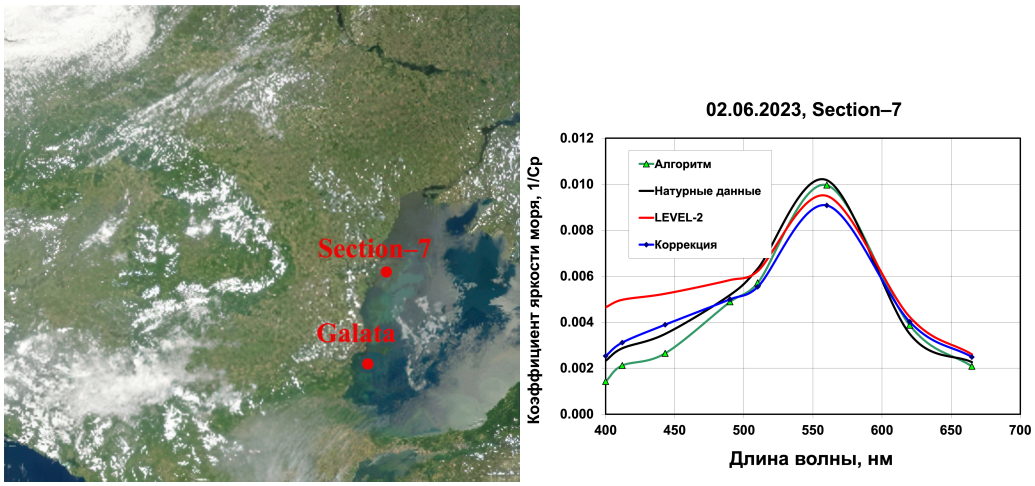


Рис. 4. Сравнение результатов работы нового алгоритма (зеленый) с данными $R_{rs}(\lambda)$, полученными: по стандартному алгоритму NASA (красный), по стандартному алгоритму с привлечением дополнительной коррекции (синий) с натурными данными AERONET-OC (желтый), измеренными с платформы Section–7 (в, г), с платформы Galata (д, е) и спутниковые снимки за 21.06.2022 (а) и за 29.06.2022 (б). 07.06.2022 спутниковые данные отсутствовали.

В дальнейшем анализе был отобран случай с ярко выраженной спутниковой засветкой, причинами которой являются: солнечные блики и пена из-за поверхностного волнения, пылевые выносы [*Kalinskaya and Papkova*, 2022] или же аномально высокие значения спектрального коэффициента яркости [*Суетин и др.*, 2016]. На рис. 5, представлен спутниковый снимок за 02.06.2023 и соответствующие спектры коэффициента

яркости для станции Section–7. Из табл. 1 следует, что атмосфера в этот день являлась ясной. На основании чего можно предположить, что источником засветки являлся солнечный блик.



(а) **(б)**

Рис. 5. Сравнительный анализ измерений $R_{rs}(\lambda)$, полученных в результате работы: нового алгоритма (зеленый), стандартной коррекции (красный), региональной коррекцией продуктов уровня 2 (синий), с натурными данными AERONET-OC (желтый) за 02.06.2023 в условиях засветки солнечным бликом (б), спутниковый снимок (а).

Как видно из рис. 5, в коротковолновой области стандартный алгоритм завышает значения, а новая модель занижает. Лучший результат дает алгоритм уровня 2 с дополнительной региональной коррекцией.

Для оценки эффективности нового алгоритма предлагается использование не только визуального сравнительного анализа спектров коэффициента яркости моря, но и расчет статистических метрик, таких как: среднее отклонение по спектру восстановленного $R_{rs}(\lambda)$ от натурных данных, среднеквадратичное отклонение в единицах $R_{rs}(\lambda)$ и коэффициент детерминации линейной связи через начало координат двух спектров $R_{rs}(\lambda)$ (табл. 2). Среднее отклонение показывает тенденцию к завышению или занижению $R_{rs}(\lambda)$. R_2 – рассчитан для линейной регрессии через ноль и описывает точность воспроизведения формы спектра.

Из табл. 2 видно, что для исследуемых примеров авторский алгоритм, в большинстве случаев, показывает лучший результат, чем стандартный подход GW94 (СКО ниже, R^2 выше). Минимальные отличия в работах различных алгоритмов отмечается лишь для цветения кокколитофорид, где корреляция всегда высокая. Наибольшие отличия заметны при наличии пылевого аэрозоля в атмосфере или присутствия спутниковой засветки. Низкие показатели R^2 свидетельствуют о заметном искажении формы спектра $R_{rs}(\lambda)$.

Заключение

В настоящей работе реализован подход к задаче атмосферной коррекции, когда процессы рассеяния и распространения излучения параметризуются совместно. К примеру, в формуле (8), параметр C_2 одновременно учитывает: погрешности аналитических формул, поглощение аэрозолем части рассеянной радиации, горизонтальную неоднородность атмосферы, спектрально согласованный дрейф чувствительности сканера, эффект загрязнения иллюминатора. Параметр C_0 учитывает, как спектральные свойства рассеяния аэрозолем, так и присутствие пены на взволнованной поверхности и бликов. При этом формула коррекции, являясь формальным разложением яркости (деленной на солнечную постоянную) по четным степеням волнового числа, учитывает атмосферную помеху с приемлемой точностью.

Таблица 2. Статистические метрики оценки эффективности нового алгоритма за исследуемые даты

Дата, станция	Состояние атмосферы	Ср. Откл.	СКО	R^2	Ср. Откл.	СКО	R^2
		Стандартный алгоритм			Авторский алгоритм		
09.06.2024, Section–7	Чистая атмосфера	$-1{,}3\times10^{-3}$	$5{,}8\times10^{-4}$	0,714	$7{,}5\times10^{-4}$	$5{,}2\times10^{-4}$	0,943
11.06.2024, Section–7	Пылевой аэрозоль	$-1{,}5\times10^{-3}$	$1{,}8\times10^{-3}$	0,527	$1{,}4\times10^{-3}$	$4{,}9\times10^{-4}$	0,950
23.06.2024, Section–7	Пылевой аэрозоль	$-2{,}3\times10^{-3}$	$1{,}8\times10^{-3}$	0,430	$4{,}1\times10^{-4}$	$3{,}1\times10^{-4}$	0,985
27.07.2024, Section–7	Граница облачности	$1{,}0\times10^{-4}$	$2{,}8\times10^{-4}$	0,968	$5{,}6\times10^{-4}$	$3{,}3\times10^{-4}$	0,983
17.06.2022, Section–7	Цветение	$-1{,}3\times10^{-3}$	$8{,}4\times10^{-4}$	0,996	$-2{,}6\times10^{-4}$	$2{,}9\times10^{-4}$	0,996
17.06.2022, Galata	Цветение	$-3{,}4\times10^{-3}$	$1{,}5\times10^{-3}$	0,979	$-2{,}3\times10^{-4}$	$3{,}4\times10^{-4}$	0,997
22.06.2022, Section–7	Цветение	$-1{,}5\times10^{-3}$	$1{,}3\times10^{-3}$	0,984	$-1{,}1\times10^{-3}$	$7{,}4\times10^{-4}$	0,998
22.06.2022, Galata	Цветение	$-1{,}7\times10^{-3}$	$9{,}5\times10^{-4}$	0,998	$7{,}4\times10^{-4}$	$9{,}3\times10^{-4}$	0,995
21.06.2022, Section–7	Границы облачности	$-3{,}5\times10^{-3}$	$1{,}7\times10^{-3}$	0,975	-3 10^{-4}	$8{,}8\times10^{-4}$	0,987
21.06.2022, Galata	Границы облачности	$-2{,}6\times10^{-3}$	$1{,}1\times10^{-3}$	0,995	$-1{,}6\times10^{-3}$	$7{,}1\times10^{-4}$	0,997
29.06.2022, Section–7	Границы облачности	$-6{,}5\times10^{-4}$	$3{,}8\times10^{-4}$	0,973	$7{,}3\times10^{-4}$	$5{,}8\times10^{-4}$	0,984
29.06.2022, Galata	Границы облачности	–	–	–	$3{,}0\times10^{-4}$	$4{,}6\times10^{-4}$	0,994
02.06.2023, Section–7	Спутниковая засветка	$8{,}9\times10^{-4}$	$1{,}1\times10^{-3}$	0,523	$-4{,}3\times10^{-4}$	$4{,}3\times10^{-4}$	0,966

Исходя из полученных в данном исследовании результатов, предложенный алгоритм оказался точнее стандартного, основанного на моделировании аэрозоля и точных расчетов по теории переноса. Новый алгоритм атмосферной коррекции может работать и в случае пропусков данных по уровню 2, тем самым возмещая потерянную информацию, необходимую для оперативного прогноза. По предварительным прогнозам, около 20–30% данных OLCI не проходят отбор по критериям стандартной атмосферной коррекции GW94 и в результате, даже при наличии информации об L_{TOA}, теряются. В дальнейшем, помимо стандартного алгоритма GW94, планируется провести дополнительный сравнительный анализ результатов нового алгоритма с данными атмосферной коррекции C2RCC (OLCI).

Стандартный метод содержит ошибки определения атмосферной составляющей, которые можно разделить на два типа. Первый из них связан с переоценкой величины яркости атмосферы в фиолетовой части спектра, что приводит к отрицательным значениям $R_{\mathrm{rs}}(412)$. Следует заметить, что наличие абсурдных (отрицательных) значений $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$ в коротковолновой области означает достаточное количество физически некорректных значений и еще большее количество сомнительных величин. Это обстоятельство сильно влияет на оценку таких величин как концентрация хлорофилла-a и желтого вещества. Наиболее существенные искажения спутниковых продуктов происходит при явлениях выносов пыли и поступления в атмосферу других светопоглощающих аэрозолей. Поглощение света аэрозолем требует добавления новых параметров к модели аэрозоля (включая вертикальный профиль) и проведение качественно новых подспутниковых измерений [*Ahmad et al.*, 2010].

Как было показано, существует и второй тип ошибок. Это ошибки описания формы кривой атмосферной составляющей. В результате чего кривая восстановленного

коэффициента яркости в диапазоне 412–490 нм становиться выпуклой. По причине наличия в стандартной процедуре такого рода ошибок дополнительная региональная коррекция готовых продуктов уровня 2 не исправляет форму спектра $R_{\mathrm{rs}}(\lambda)$. По-видимому, основная причина появления такой ошибки связана с некорректностью поставленной задачи – попыткой определить весь спектр атмосферной помехи только по ИК области. В реальности количество факторов, влияющих на отраженное атмосферой излучение, слишком велико. Например, точного описания функций рассеяния света аэрозолем будет недостаточно, поскольку яркость на верхней границе атмосферы зависит также от вертикального распределения аэрозоля относительно молекул воздуха.

Мы рассмотрели работу данного алгоритма на множестве примеров при различных условиях атмосферы и состояния моря и получили, что новый простой алгоритм оказался в среднем лучше стандартного, что означает перспективу его совершенствования. Преимуществом данного подхода является то, что алгоритм обладает определенной универсальностью.

Несмотря на изначальную региональность алгоритма, которая в действительности содержится только в значении константы синего индекса цвета ($\mathrm{CI}(412/443) = 0{,}8$), общие принципы алгоритма остаются неизменными для многих прибрежных и внутренних водоемов. Как показали оценки, изменчивость синего индекса цвета в прибрежных районах невелика. Поэтому для части Мирового океана возможна реализация аналогичного алгоритма после некоторого уточнения значений «синего» индекса цвета, что возможно после обширного статистического анализа рейсовых натурных измерений и данных со станций AERONET-OC по всему миру.

Стоит отметить, что основным недостатком нового метода является ограниченность его применения водами типа CASE 2. Проблема его реализации возникает при увеличении индекса цвета до единицы и выше. Это, как правило, уже достаточно чистые воды, когда коэффициент яркости становится чувствительным к минимальным загрязнениям. Теоретически высокие индексы цвета возможны и при резком увеличении концентрации хлорофилла-*a*. Однако, по определению, такие воды относятся к типу CASE 1. На данный момент авторский алгоритм не учитывает ряд факторов, учтенных в стандартном алгоритме, таких как точный расчет рэлеевского рассеяния, влияние типа аэрозоля на индикатрису и на функции пропускания атмосферы. Поэтому следует ожидать дальнейшего повышения качества обработанных данных сканеров цвета при совершенствовании алгоритма.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы государственного задания Морского гидрофизического института РАН FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений» («Оперативная океанология»).

Список литературы

Вазюля С. В., Юшманова А. В., Глуховец Д. И. и др. Валидация алгоритмов оценки показателя поглощения окрашенного органического вещества по спутниковым данным в северо-восточной части черного моря // Сборник тезисов докладов шестнадцатой Всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». — 2018. — С. 252. — EDN: YSSQUH.

Копелевич О. В., Вазюля С. В., Салинг И. В. и др. Электронный атлас «Биооптические характеристики морей России по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2014 гг.» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2015. — Т. 12, № 6. — С. 99—110. — EDN: VBLWSB.

Копелевич О. В., Салинг И. В., Вазюля С. В. и др. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины россии, по данным спутниковых сканеров цвета 1998-2017 гг. — Москва : Ваш Формат, 2018. — 140 с. — EDN: YOSZPV.

Корчемкина Е. Н., Шибанов Е. Б., Ли М. Е. Усовершенствование методики атмосферной коррекции для дистанционных исследований прибрежных вод Черного моря // Исследование Земли из космоса. — 2009. — Т. 6. — С. 24—30. — EDN: JVVGXQ.

Папкова А. С., Шибанов Е. Б., Калинская Д. В. Влияние пылевого аэрозоля на спутниковые данные различных сканеров цвета // Морской гидрофизический журнал. — 2024. — Т. 40, 2(239). — С. 766—781. — EDN: WUXIXB.

Паршиков С. В., Ли М. Е. Дистанционное зондирование оптически активных примесей с применением коротковолнового участка спектра // Автоматизированные системы контроля состояния морской среды: сборник научных трудов. — Севастополь : МГИ НАН Украины, 1992. — С. 65—78.

Суетин В. С., Королев С. Н., Кучерявый А. А. Проявление эффектов солнечного блика при определении оптических параметров воды в Черном море по спутниковым измерениям // Морской гидрофизический журнал. — 2016. — 3(189). — С. 52—62. — EDN: WNAFTP.

Суетин В. С., Королев С. Н., Суслин В. В. и др. Проявление особенностей оптических свойств атмосферного аэрозоля над Черным морем при интерпретации данных спутникового прибора SeaWiFS // Морской гидрофизический журнал. — 2004. — Т. 1. — С. 69—79. — EDN: YXQYNV.

Суетин В. С., Королев С. Н., Суслин В. В. и др. Проявления пылевого аэрозоля в результатах оптических наблюдений Черного моря из космоса // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — 2008. — Т. 16. — С. 202—211. — EDN: YUNNQD.

Суетин В. С., Толкаченко Г. А., Королев С. Н. и др. Оптические свойства аэрозолей и атмосферная коррекция спутниковых наблюдений Черного моря // Морской гидрофизический журнал. — 2013. — № 1. — С. 34—44. — EDN: TFYSDP.

Шибанов Е. Б. Оптические неоднородности морской воды и атмосферы над морем: дисс...док. физ.-мат. наук. — Севастополь : Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН», 2020.

Шибанов Е. Б., Афонин Е. И. Физическая модель переноса излучения в плоскопараллельной атмосфере для задач дистанционного зондирования, приближение для изотропно и анизотропно рассеивающего слоя. — Москва : Деп. в ВИНИТИ, № 1631-В89, 1989. — 41 с.

Шибанов Е. Б., Папкова А. С. Влияние пылевого аэрозоля на результаты атмосферной коррекции спектрального коэффициента яркости Чёрного и Средиземного морей по спутниковым данным MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 6. — С. 46—56. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-46-56.

Шибанов Е. Б., Папкова А. С. Особенности работы алгоритмов атмосферной коррекции ocean color при расчёте спектрального коэффициента яркости моря для различных состояний атмосферы // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2022. — Т. 19, № 6. — С. 9—17. — DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-6-9-17.

Ahmad Z., Franz B. A., McClain C. R., et al. New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans // Applied Optics. — 2010. — Vol. 49, no. 29. — P. 5545. — DOI: 10.1364/ao.49.005545.

Antoine D., Morel A. A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): Principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones // International Journal of Remote Sensing. — 1999. — Vol. 20, no. 9. — P. 1875–1916. — DOI: 10.1080/014311699212533.

Brockmann C., Doerffer R., Peters M., et al. Evolution of the C2RCC neural network for Sentinel 2 and 3 for the retrieval of ocean colour products in normal and extreme optically complex waters // Living Planet Symposium, Proceedings of the conference held 9-13 May 2016. — Prague, Czech Republic, 2016.

Carder K. L., Chen F. R., Lee Z. P., et al. Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1999. — Vol. 104, no. C3. — P. 5403–5421. — DOI: 10.1029/1998jc900082.

Deschamps P. Y., Herman M., Tanre D. Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color // Applied Optics. — 1983. — Vol. 22, no. 23. — P. 2068–2080. — DOI: 10.1364/ao.22.003751.

EUMETSAT. Phytoplankton bloom in the Black Sea. — 2022. — https://user.eumetsat.int/resources/case-studies/phytoplankton-bloom-in-the-black-sea.

European Space Agency. S3 OLCI Instrument. — 2025. — https://sentiwiki.copernicus.eu/web/s3-olci-instrument.

Feng L., Hou X., Li J., et al. Exploring the potential of Rayleigh-corrected reflectance in coastal and inland water applications: A simple aerosol correction method and its merits // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. — 2018. — Vol. 146. — P. 52–64. — DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2018.08.020.

Gordon H. R. Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean // Applied Optics. — 1978. — Vol. 17, no. 10. — P. 1631–1636. — DOI: 10.1364/AO.17.001631.

Gordon H. R. Evolution of Ocean Color Atmospheric Correction: 1970-2005 // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 24. — P. 5051. — DOI: 10.3390/rs13245051.
Gordon H. R., Brown O. B., Evans R. H., et al. A semianalytic radiance model of ocean color // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1988. — Vol. 93, no. D9. — P. 10909–10924. — DOI: 10.1029/jd093id09p10909.
Gordon H. R., Wang M. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors 1: The Rayleigh-scattering component // Applied Optics. — 1992. — Vol. 31, no. 21. — P. 4247. — DOI: 10.1364/ao.31.004247.
Gordon H. R., Wang M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm // Applied Optics. — 1994. — Vol. 33, no. 3. — P. 443. — DOI: 10.1364/ao.33.000443.
Gould R. W., Arnone R. A., Martinolich P. M. Spectral dependence of the scattering coefficient in case 1 and case 2 waters // Applied Optics. — 1999. — Vol. 38, no. 12. — P. 2377. — DOI: 10.1364/ao.38.002377.
Hu C., Carder K. L., Muller-Karger F. E. Atmospheric Correction of SeaWiFS Imagery over Turbid Coastal Waters // Remote Sensing of Environment. — 2000. — Vol. 74, no. 2. — P. 195–206. — DOI: 10.1016/s0034-4257(00)00080-8.
Hu C., Lee Z., Franz B. Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2012. — Vol. 117, no. C1. — DOI: 10.1029/2011jc007395.
Kalinskaya D. V., Papkova A. S. Why Is It Important to Consider Dust Aerosol in the Sevastopol and Black Sea Region during Remote Sensing Tasks? A Case Study // Remote Sensing. — 2022. — Vol. 14, no. 8. — P. 1890. — DOI: 10.3390/rs14081890.
Korchemkina E. N., Kalinskaya D. V. Algorithm of Additional Correction of Level 2 Remote Sensing Reflectance Data Using Modelling of the Optical Properties of the Black Sea Waters // Remote Sensing. — 2022. — Vol. 14, no. 4. — P. 831. — DOI: 10.3390/rs14040831.
Kubryakov A. A., Mikaelyan A. S., Stanichny S. V. Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data // Journal of Marine Systems. — 2019. — Vol. 199. — P. 103220. — DOI: 10.1016/j.jmarsys.2019.103220.
Mélin F. Validation of ocean color remote sensing reflectance data: Analysis of results at European coastal sites // Remote Sensing of Environment. — 2022. — Vol. 280. — P. 113153. — DOI: 10.1016/j.rse.2022.113153.
Moulin C., Gordon H. R., Chomko R. M., et al. Atmospheric correction of ocean color imagery through thick layers of Saharan dust // Geophysical Research Letters. — 2001. — Vol. 28, no. 1. — P. 5–8. — DOI: 10.1029/2000gl011803.
Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. No. 3 / ed. by S. Sathyendranath. — Dartmouth, Canada : IOCCG, 2000. — 140 p.
Ruddick K. G., Ovidio F., Rijkeboer M. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters // Applied Optics. — 2000. — Vol. 39, no. 6. — P. 897. — DOI: 10.1364/ao.39.000897.
Schollaert S. E., Yoder J. A., O'Reilly J. E., et al. Influence of dust and sulfate aerosols on ocean color spectra and chlorophyll a concentrations derived from SeaWiFS off the U.S. east coast // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2003. — Vol. 108, no. C6. — DOI: 10.1029/2000jc000555.
Shybanov E. B., Papkova A., Korchemkina E., et al. Blue Color Indices as a Reference for Remote Sensing of Black Sea Water // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 14. — P. 3658. — DOI: 10.3390/rs15143658.
Shybanov E. B., Papkova A. S. Algorithm for Additional Correction of Remote Sensing Reflectance in the Presence of Absorbing Aerosol: Case Study // Physical Oceanography. — 2022. — Vol. 29, no. 6. — P. 688–706. — DOI: 10.22449/1573-160X-2022-6-688-706.
Stein A. F., Draxler R. R., Rolph G. D., et al. NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2015. — Vol. 96, no. 12. — P. 2059–2077. — DOI: 10.1175/bams-d-14-00110.1.
Thuillier G., Hersé M., Labs D., et al. The Solar Spectral Irradiance from 200 to 2400 nm as Measured by the SOLSPEC Spectrometer from the Atlas and Eureca Missions // Solar Physics. — 2003. — Vol. 214, no. 1. — P. 1–22. — DOI: 10.1023/a:1024048429145.
Viollier M., Tanre D., Deschamps P. Y. An algorithm for remote sensing of water color from space // Boundary-Layer Meteorology. — 1980. — Vol. 18, no. 3. — P. 247–267. — DOI: 10.1007/bf00122023.
Wei J., Yu X., Lee Z., et al. Improving low-quality satellite remote sensing reflectance at blue bands over coastal and inland waters // Remote Sensing of Environment. — 2020. — Vol. 250. — P. 112029. — DOI: 10.1016/j.rse.2020.112029.
Zibordi G., Holben B., Slutsker I., et al. AERONET-OC: A Network for the Validation of Ocean Color Primary Products // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. — 2009. — Vol. 26, no. 8. — P. 1634–1651. — DOI: 10.1175/2009jtecho654.1.
Zibordi J., Kwiatkowska E., Mélin F., et al. Assessment of OLCI-A and OLCI-B radiometric data products across European seas // Remote Sensing of Environment. — 2022. — Vol. 272. — DOI: 10.1016/j.rse.2022.112911.

Russian Journal of Earth Sciences

A New Method for Retrieving Remote Sensing Reflectance from First-Level OLCI Satellite Data

E. B. Shybanov*, A. S. Papkova

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia
**Correspondence to: Evgeniy Shybanov, e-shybanov@mail.ru.

The paper proposes an alternative method of atmospheric correction using the OLCI satellite data for the Black Sea as an example. Currently, for remote sensing problems, the standard Gordon and Wang atmospheric correction algorithm is used in most cases (GW94). Unfortunately, its operation is often accompanied by the appearance of negative values of the spectral radiance coefficient of the sea (remote sensing reflectance) $R_{rs}(\lambda)$ in the shortwave region, which means a sufficient number of physically incorrect values and subsequent incorrect calculation of the concentration of chlorophyll-*a* and yellow matter. In this paper, a simple algorithm is proposed, built exclusively on analytical formulas, where two procedures of interpolation and extrapolation are conceptually implemented simultaneously, extrapolation – via two channels, interpolation based on the constancy of the color index ratio ($CI = R_{rs}(412)/R_{rs}(443) = 0.8$). Using individual examples of OLCI scanner data, the performance GW94 of the new algorithm was tested for different states of the atmosphere and sea surface by comparing the results with in-kind measurements of the AERONET-OC platforms, with Level-2 data and with the operation of the regional method of additional correction. The new algorithm was tested under the following conditions: clear atmosphere (presence of background aerosol), presence of dust aerosol, cloud boundaries, presence of sun glare, coccolithophore bloom. When analyzing a number of Sentinel 3A/3B satellite images, it was found that the new simple algorithm was, on average, better than the standard one, which means that there is a prospect for its improvement. The advantage of this approach is its universality and the possibility of its implementation for other water areas, if there are patterns in the variability of the "blue" color index.

Recieved: 30 October 2025
Accepted: 30 April 2025
Published: 13 May 2025

© 2025. The Authors.

Keywords: aerosol, atmospheric correction, remote sensing reflectance, sea optics, color index, interpolation, Black Sea.

Citation: Shybanov, E. B., A. S. Papkova (2025), A New Method for Retrieving Remote Sensing Reflectance from First-Level OLCI Satellite Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3008, https://doi.org/10.2205/2025ES001014, EDN: PQXEIY

References

Ahmad Z., Franz B. A., McClain C. R., et al. New aerosol models for the retrieval of aerosol optical thickness and normalized water-leaving radiances from the SeaWiFS and MODIS sensors over coastal regions and open oceans // Applied Optics. — 2010. — Vol. 49, no. 29. — P. 5545. — DOI: 10.1364/ao.49.005545.

Antoine D., Morel A. A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): Principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones // International Journal of Remote Sensing. — 1999. — Vol. 20, no. 9. — P. 1875–1916. — DOI: 10.1080/014311699212533.

Brockmann C., Doerffer R., Peters M., et al. Evolution of the C2RCC neural network for Sentinel 2 and 3 for the retrieval of ocean colour products in normal and extreme optically complex waters // Living Planet Symposium, Proceedings of the conference held 9-13 May 2016. — Prague, Czech Republic, 2016.

Carder K. L., Chen F. R., Lee Z. P., et al. Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll a and absorption with bio-optical domains based on nitrate-depletion temperatures // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1999. — Vol. 104, no. C3. — P. 5403–5421. — DOI: 10.1029/1998jc900082.

Deschamps P. Y., Herman M., Tanre D. Modeling of the atmospheric effects and its application to the remote sensing of ocean color // Applied Optics. — 1983. — Vol. 22, no. 23. — P. 2068–2080. — DOI: 10.1364/ao.22.003751.
EUMETSAT. Phytoplankton bloom in the Black Sea. — 2022. — https://user.eumetsat.int/resources/case-studies/phytoplankton-bloom-in-the-black-sea.
European Space Agency. S3 OLCI Instrument. — 2025. — https://sentiwiki.copernicus.eu/web/s3-olci-instrument.
Feng L., Hou X., Li J., et al. Exploring the potential of Rayleigh-corrected reflectance in coastal and inland water applications: A simple aerosol correction method and its merits // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. — 2018. — Vol. 146. — P. 52–64. — DOI: 10.1016/j.isprsjprs.2018.08.020.
Gordon H. R. Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean // Applied Optics. — 1978. — Vol. 17, no. 10. — P. 1631–1636. — DOI: 10.1364/AO.17.001631.
Gordon H. R. Evolution of Ocean Color Atmospheric Correction: 1970-2005 // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 24. — P. 5051. — DOI: 10.3390/rs13245051.
Gordon H. R., Brown O. B., Evans R. H., et al. A semianalytic radiance model of ocean color // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1988. — Vol. 93, no. D9. — P. 10909–10924. — DOI: 10.1029/jd093id09p10909.
Gordon H. R., Wang M. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors 1: The Rayleigh-scattering component // Applied Optics. — 1992. — Vol. 31, no. 21. — P. 4247. — DOI: 10.1364/ao.31.004247.
Gordon H. R., Wang M. Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm // Applied Optics. — 1994. — Vol. 33, no. 3. — P. 443. — DOI: 10.1364/ao.33.000443.
Gould R. W., Arnone R. A., Martinolich P. M. Spectral dependence of the scattering coefficient in case 1 and case 2 waters // Applied Optics. — 1999. — Vol. 38, no. 12. — P. 2377. — DOI: 10.1364/ao.38.002377.
Hu C., Carder K. L., Muller-Karger F. E. Atmospheric Correction of SeaWiFS Imagery over Turbid Coastal Waters // Remote Sensing of Environment. — 2000. — Vol. 74, no. 2. — P. 195–206. — DOI: 10.1016/s0034-4257(00)00080-8.
Hu C., Lee Z., Franz B. Chlorophyll a algorithms for oligotrophic oceans: A novel approach based on three-band reflectance difference // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2012. — Vol. 117, no. C1. — DOI: 10.1029/2011jc007395.
Kalinskaya D. V., Papkova A. S. Why Is It Important to Consider Dust Aerosol in the Sevastopol and Black Sea Region during Remote Sensing Tasks? A Case Study // Remote Sensing. — 2022. — Vol. 14, no. 8. — P. 1890. — DOI: 10.3390/rs14081890.
Kopelevich O. V., Saling I. V., Vazyulya S. V., et al. Bio-optical characteristics of the seas, surrounding the western part of Russia, from data of the satellite ocean color scanners of 1998-2017. — Moscow : Vash Format, 2018. — P. 140. — EDN: YOSZPV ; (in Russian).
Kopelevich O. V., Vazyulya S. V., Saling I. V., et al. Electronic atlas «Biooptical characteristics of the Russian seas from satellite ocean color data of 1998-2014» // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2015. — Vol. 12, no. 6. — P. 99–110. — EDN: VBLWSB ; (in Russian).
Korchemkina E. N., Kalinskaya D. V. Algorithm of Additional Correction of Level 2 Remote Sensing Reflectance Data Using Modelling of the Optical Properties of the Black Sea Waters // Remote Sensing. — 2022. — Vol. 14, no. 4. — P. 831. — DOI: 10.3390/rs14040831.
Korchemkina E. N., Shibanov E. B., Li M. E. Improvement of the Atmospheric Correction Methodology for Remote Sensing of Coastal Waters of the Black Sea // Issledovaniye Zemli iz kosmosa. — 2009. — Vol. 6. — P. 24–30. — EDN: JVVGXQ ; (in Russian).
Kubryakov A. A., Mikaelyan A. S., Stanichny S. V. Summer and winter coccolithophore blooms in the Black Sea and their impact on production of dissolved organic matter from Bio-Argo data // Journal of Marine Systems. — 2019. — Vol. 199. — DOI: 10.1016/j.jmarsys.2019.103220.
Mélin F. Validation of ocean color remote sensing reflectance data: Analysis of results at European coastal sites // Remote Sensing of Environment. — 2022. — Vol. 280. — P. 113153. — DOI: 10.1016/j.rse.2022.113153.
Moulin C., Gordon H. R., Chomko R. M., et al. Atmospheric correction of ocean color imagery through thick layers of Saharan dust // Geophysical Research Letters. — 2001. — Vol. 28, no. 1. — P. 5–8. — DOI: 10.1029/2000gl011803.
Papkova A. S., Shybanov E. B., Kalinskaya D. V. The Effect of Dust Aerosol on Satellite Data from Different Color Scanners // Physical Oceanography. — 2024. — Vol. 31, no. 5. — P. 720–735. — EDN: AKOILG.
Parshikov S. V., Lee M. E. Remote sensing of optically active impurities using the short-wave spectrum // Automated systems for monitoring the state of the marine environment: collection of scientific papers. — Sevastopol : MGI NAS of Ukraine, 1992. — P. 65–78. — (In Russian).
Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters. Reports of the International Ocean-Colour Coordinating Group. No. 3 / ed. by S. Sathyendranath. — Dartmouth, Canada : IOCCG, 2000. — P. 140.
Ruddick K. G., Ovidio F., Rijkeboer M. Atmospheric correction of SeaWiFS imagery for turbid coastal and inland waters // Applied Optics. — 2000. — Vol. 39, no. 6. — P. 897. — DOI: 10.1364/ao.39.000897.

Schollaert S. E., Yoder J. A., O'Reilly J. E., et al. Influence of dust and sulfate aerosols on ocean color spectra and chlorophyll a concentrations derived from SeaWiFS off the U.S. east coast // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2003. — Vol. 108, no. C6. — DOI: 10.1029/2000jc000555.

Shibanov E. B. Optical inhomogeneities of sea water and atmosphere over the sea: diss...doc. phys.-math. sciences. — Sevastopol : Federal Research Center "Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences", 2020. — (In Russian).

Shibanov E. B., Afonin E. I. Physical model of radiation transfer in a plane-parallel atmosphere for remote sensing problems, approximation for isotropic and anisotropic scattering layer. — Moscow : Dep. in VINITI, No. 1631-B89, 1989. — P. 41. — (In Russian).

Shybanov E. B., Papkova A., Korchemkina E., et al. Blue Color Indices as a Reference for Remote Sensing of Black Sea Water // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 14. — P. 3658. — DOI: 10.3390/rs15143658.

Shybanov E. B., Papkova A. S. Influence of dust aerosol on the results of atmospheric correction of remote sensing reflection of the Black and Mediterranean Seas from MODIS satellite data // Sovremennye Problemy Distantsionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa. — 2021. — Vol. 18, no. 6. — P. 46–56. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-46-56. — (In Russian).

Shybanov E. B., Papkova A. S. Algorithm for Additional Correction of Remote Sensing Reflectance in the Presence of Absorbing Aerosol: Case Study // Physical Oceanography. — 2022a. — Vol. 29, no. 6. — P. 688–706. — DOI: 10.22449/1573-160X-2022-6-688-706.

Shybanov E. B., Papkova A. S. Differences in the Ocean Color atmospheric correction algorithms for remote sensing reflectance retrievals for different atmospheric conditions // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2022b. — Vol. 19, no. 6. — P. 9–17. — DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-6-9-17. — (In Russian).

Stein A. F., Draxler R. R., Rolph G. D., et al. NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2015. — Vol. 96, no. 12. — P. 2059–2077. — DOI: 10.1175/bams-d-14-00110.1.

Suetin V. S., Korolev S. N., Kucheryavy A. A. Sun Glint Manifestation at Evaluating the Black Sea Water Optical Parameters using Satellite Measurements // Physical Oceanography. — 2016. — No. 3. — P. 47–56. — DOI: 10.22449/1573-160x-2016-3-47-56.

Suetin V. S., Korolev S. N., Suslin V. V., et al. Manifestation of Specific Features of the Optical Properties of Atmospheric Aerosol over the Black Sea in the Interpretation of SeaWiFS Data // Physical Oceanography. — 2004. — Vol. 14, no. 1. — P. 57–65. — DOI: 10.1023/B:POCE.0000025370.99460.88.

Suetin V. S., Korolev S. N., Suslin V. V., et al. Manifestations of dust aerosol in the results of optical observations of the Black Sea from space // Environmental safety of coastal and shelf zones and integrated use of shelf resources. — 2008. — Vol. 16. — P. 202–211. — EDN: YUNNQD ; (in Russian).

Suetin V. S., Tolkachenko G. A., Korolev S. N., et al. Optical properties of aerosols and atmospheric correction of satellite observations of the Black Sea // Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. — 2013. — No. 1. — P. 34–44. — EDN: TFYSDP ; (in Russian).

Thuillier G., Hersé M., Labs D., et al. The Solar Spectral Irradiance from 200 to 2400 nm as Measured by the SOLSPEC Spectrometer from the Atlas and Eureca Missions // Solar Physics. — 2003. — Vol. 214, no. 1. — P. 1–22. — DOI: 10.1023/a:1024048429145.

Vazyulya S. V., Yushmanova A. V., Glukhovets D. I., et al. Validation of algorithms for estimating the absorption index of colored organic matter using satellite data in the north-eastern part of the Black Sea // Collection of abstracts of reports of the sixteenth All-Russian open conference «Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa». — 2018. — P. 252. — EDN: YSSQUH ; (in Russian).

Viollier M., Tanre D., Deschamps P. Y. An algorithm for remote sensing of water color from space // Boundary-Layer Meteorology. — 1980. — Vol. 18, no. 3. — P. 247–267. — DOI: 10.1007/bf00122023.

Wei J., Yu X., Lee Z., et al. Improving low-quality satellite remote sensing reflectance at blue bands over coastal and inland waters // Remote Sensing of Environment. — 2020. — Vol. 250. — P. 112029. — DOI: 10.1016/j.rse.2020.112029.

Zibordi G., Holben B., Slutsker I., et al. AERONET-OC: A Network for the Validation of Ocean Color Primary Products // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. — 2009. — Vol. 26, no. 8. — P. 1634–1651. — DOI: 10.1175/2009jtecho654.1.

Zibordi G., Kwiatkowska E., Mélin F., et al. Assessment of OLCI-A and OLCI-B radiometric data products across European seas // Remote Sensing of Environment. — 2022. — Vol. 272. — DOI: 10.1016/j.rse.2022.112911.

Russian Journal of Earth Sciences

Численное моделирование радиолокационного сигнала, отражённого морской поверхностью с разной сплочённостью морского льда

Ю. А. Титченко*[,1], В. Ю. Караев[1], М. А. Панфилова[1], К. А. Понур[1], Я. А. Кузнецов[2], Е. М. Мешков[1]

[1]Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород, Россия
[2]Национальный исследовательский Нижегородский государственный университет им. Н. И. Лобачевского, г. Нижний Новгород, Россия
* **Контакт:** Юрий Андреевич Титченко, yuriy@ipfran.ru

В настоящее время активно развиваются методы радиолокационного дистанционного зондирования при малых углах падения (от вертикали до 15°). Важным приложением этих методов является определение наличия и сплочённости морского льда. В данной работе представлен подход численного моделирования, в рамках которого моделируется отражающая поверхность с различной сплочённостью морского льда, и затем моделируются характеристики радиолокационного сигнала, отражённого этой поверхностью при заданной геометрии измерений. Без потери общности в данной работе будем рассматривать конкретную геометрию радиолокатора DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) на спутнике миссии GPM (Global Precipitation Measurement) и только Ku-диапазон этого радиолокатора. Сигнал, отражённый морским волнением, будет рассчитываться в рамках приближения Кирхгофа. Поскольку общепризнанной модели для сигнала, рассеянного поверхностью морского льда при малых углах падения нет, то в качестве модели будет использоваться эмпирическая формула, полученная по данным DPR. В работе обсуждается метод определения сплочённости морского льда по данным радиолокационного зондирования при малых углах падения.

Ключевые слова: морской лёд, морское волнение, сечение обратного рассеяния, малые углы падения, квазизеркальное отражение, сплочённость морского льда.

Цитирование: Титченко, Ю. А., В. Ю. Караев, М. А. Панфилова, К. А. Понур, Я. А. Кузнецов и Е. М. Мешков Численное моделирование радиолокационного сигнала, отражённого морской поверхностью с разной сплочённостью морского льда // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3007. — DOI: 10.2205/2025es001017 — EDN: KZHTUR

Введение

Дистанционное определение наличия и некоторых характеристик морского льда с помощью радиолокаторов, зондирующих при углах падения 20°–60° хорошо известно и широко применяется для решения различных задач. Задача определения морского льда в данном случае решается с помощью поляризационных соотношений [*Заболотских и др., 2023; Радиолокационные ..., 2007; Nekrasov et al., 2020*].

Надёжным индикатором наличия морского льда является радиояркостная температура, измеряемая радиометрами [*Chan and Comiso, 2013; Comiso et al., 2003; Mitnik et al., 2022*]. Использование оптических каналов и ИК-диапазона крайне затруднено из-за отсутствия освещения большую часть времени и большого количества облаков в северных широтах. Но когда есть возможность, эти данные крайне важны для оценки эффективности радиолокационных алгоритмов [*Караев и др., 2021*]. При

https://elibrary.ru/KZHTUR

Получено: 11 марта 2025 г.
Принято: 25 апреля 2025 г.
Опубликовано: 3 мая 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

строго надирном зондировании способы определения сплочённости и толщины морского льда с помощью спутниковых радиоальтиметров высокого разрешения появились сравнительно недавно [*Laxon et al., 2013; Zabolotskikh et al., 2021*].

Исследование возможности определения наличия морского льда и его параметров при малых углах падения (0°–15°) стало актуально [*Караев и др., 2021; Panfilova and Karaev, 2024; Peureux et al., 2022*] с появлением новых космических радиолокаторов, работающих в этой области углов, например, DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) на спутнике миссии GPM (Global Precipitation Measurement) [*JAXA, 2014*] и SWIM (Surface Waves Investigation and Monitoring) на спутнике CFOSAT (Chinese-French Oceanic Satellite) [*Hauser et al., 2017*].

Данная работа развивает подход численного моделирования для изучения свойств радиолокационного сигнала, отражённого морской поверхностью с различной сплочённостью льда при малых углах падения, впервые предложенный в работе [*Karaev et al., 2022*]. В работе описывается метод численного моделирования работы радиолокатора зондирующего области с различной сплочённостью морского льда. Приводится метод восстановления сплочённости морского льда заданной в рамках численного моделирования. Приводятся результаты восстановления сплочённости морского льда при моделировании отражённого излучения с разными скоростями и направлениями ветра.

Метод численного моделирования

Традиционно для численного моделирования работы радиолокатора необходимо выполнение трёх шагов: моделирование отражающей поверхности, моделирование схемы измерения и нахождение параметров отражённого сигнала для элементарной рассеивающей площадки на поверхности. В нашем случае на первом шаге задаётся распределение морского льда на водной поверхности. Причём в рамках предлагаемого подхода оно может быть любым, например можно моделировать сплошной лёд или разную сплочённость морского льда. На втором шаге необходимо выбрать схему измерений. Она так же может быть любой, оставаясь в квазизеркальной области отражения и можно сравнивать/анализировать работу разных радиолокаторов. На третьем шаге рассчитывается сечение обратного рассеяния для каждого элемента разрешения с учётом смоделированной поверхности и геометрии зондирования.

В данной работе будем моделировать водную поверхность с морским льдом разной сплочённости. Для моделирования отражения от морского льда воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных для Ku-диапазона, выполненной в работе [*Караев и др., 2021*]. Для создания аппроксимации зависимостей сечения обратного рассеяния от угла падения для морского льда использовались данные измерений радиолокатора DPR при наблюдении Охотского моря в феврале 2020 года при отрицательной температуре воздуха. Полученная в работе [*Караев и др., 2021*] зависимость для нормированного сечения обратного рассеяния морским льдом в дБ от угла падения излучения θ приводится далее:

$$\mathrm{RCS}_{\mathrm{ice}}(\theta) = a_{\mathrm{ice}} + b_{\mathrm{ice}}\theta + c_{\mathrm{ice}}\theta^2 + d_{\mathrm{ice}}\exp(-e_{\mathrm{ice}}|\theta|), \tag{1}$$

где RCS (Radar Cross-Section) – в данном случае нормированное сечение обратного рассеяния, $a_{\mathrm{ice}} = -3{,}15 \pm 0{,}1$, $b_{\mathrm{ice}} = -(9 \pm 3) \times 10^{-3}$, $c_{\mathrm{ice}} = -(169 \pm 5) \times 10^{-4}$, $d_{\mathrm{ice}} = 26 \pm 0{,}3$, $e_{\mathrm{ice}} = (53 \pm 2) \times 10^{-2}$.

Будем считать, что характеристики морского льда не меняются и отражение всегда описывается формулой (1). При этом учтём, что волнение на морской поверхности может сформироваться под действием разных скоростей ветра и в общем виде зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения будет описываться следующей формулой [*Басс и Фукс, 1972*]:

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|R_{\mathrm{eff}}(0)|^2}{2\cos^4\theta\sqrt{mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2}} \exp\left[-\frac{\mathrm{tg}^2\theta}{2\left(mss_{xx}mss_{yy} - mss_{xy}^2\right)} \cdot mss_{yy}\right], \tag{2}$$

где mss_{xx} и mss_{yy} – дисперсии уклонов крупномасштабных шероховатостей, по сравнению с длиной волны излучения вдоль осей X и Y в азимутальной плоскости соответственно. Ось X ориентирована вдоль направления изменения угла падения, а ось Y перпендикулярна ей; mss_{xy} – ненормированный коэффициент корреляции между уклонами вдоль осей X и Y; R_{eff} – эффективный коэффициент отражения.

Параметры морского ветрового волнения, входящие в формулу (2), рассчитываются с использованием модели спектра волнения [*Ryabkova et al., 2019*], в которой входными параметрами являются скорость приводного ветра, длина ветрового разгона и направление ветра.

В данной работе будем рассматривать случай полностью развитого ветрового волнения. На рис. 1а представлены параметры волнения для скорости ветра 12 м/с в зависимости от направления ветра, где направление 0° соответствует направлению оси X. На рис. 1б приводятся зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, рассчитанные по формуле (2) и переведённые в дБ.

Зависимости на рис. 1б приводятся для двух скоростей ветра (4 м/с – сплошные линии и 12 м/с – штриховые линии) и для четырёх направлений ветра (0° – чёрные, 30° – красные, 60° – синие, и 90° – зелёные линии).

Из рис. 1б видно, что сечение обратного рассеяния сильно зависит как от скорости, так и от направления ветра, причём с ростом угла падения возрастает влияние на отражённый сигнал направления ветра. При малых углах падения зависимость от направления ветра слабая, т.е. измерения при этих углах падения могут быть использованы для оценки скорости ветра. При больших углах падения можно использовать эту оценку скорости ветра для оценки направления ветра.

На рис. 2а приведено исходное (задаваемое) распределение сплочённости морского льда вдоль траектории движения.

Для того чтобы смоделировать отражающую поверхность с заданной сплочённостью морского льда (рис. 2а) будем случайным образом располагать участки морского льда, «белые точки», обозначающие его на морской поверхности в соответствии с заданной сплочённостью. Чёрные участки – «чёрные точки» соответствуют морскому волнению. Результат моделирования показан на рис. 2б. Функция распределения белых точек в каждой полосе (рис. 2а) равномерная и размер каждой точки 100×100 м.

Белые точки обозначают покрытый морским льдом участок, чёрные – морское волнение. Причём отношение количества белых точек к общему количеству точек в каждой полосе соответствует сплочённости льда в этой полосе.

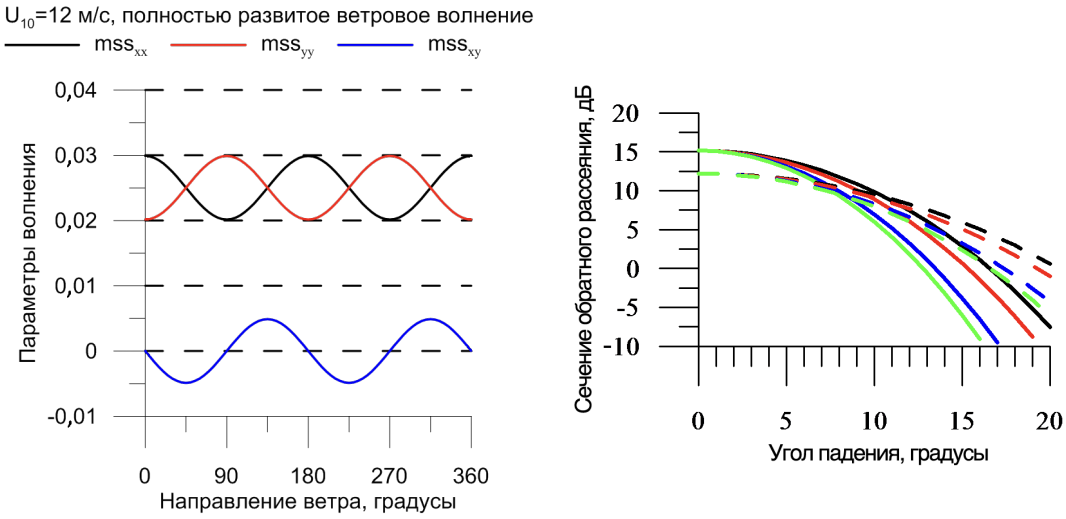
Заданная таким способом поверхность с полосами разной сплочённости морского льда будет использоваться далее для моделирования отражённого сигнала.

Далее необходимо смоделировать схему измерений. Возьмём схему измерений радиолокатора DPR приведённую на рис. 3а. Радиолокатор сканирует по углу падения в направлении перпендикулярном направлению полёта. Размер «пятна» на поверхности Земли, формируемый диаграммой направленности антенны, равен 5 км. За время скана радиолокатор смещается примерно на 4,3 км.

Без нарушения общности результата, но для упрощения вычислений, будем считать «пятно» квадратом со стороной 5 км. За время сканирования по углу падения спутник движется по оси X. Поэтому каждое сечение поперёк трека оказывается под острым углом наземному треку. Этот эффект проявляется в виде пустот в левом верхнем и правом нижнем углу на рис. 3б.

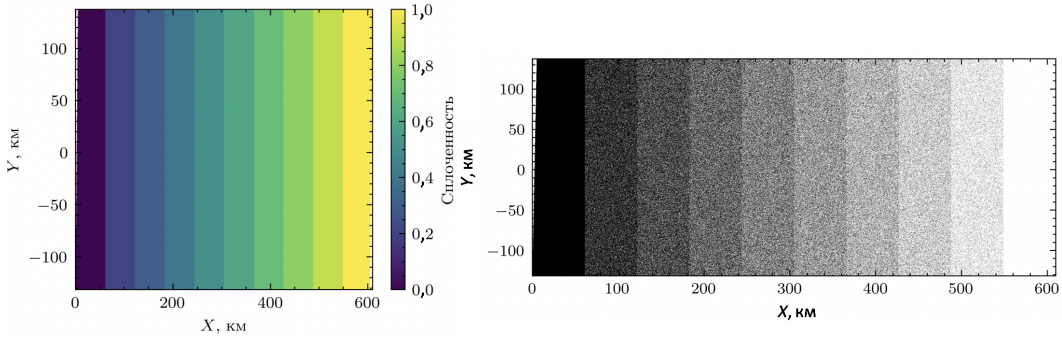
В каждый элемент разрешения радиолокатора DPR попадает 50×50 точек из рис. 2б. Таким образом, в элемент разрешения радиолокатора попадает 2500 точек поверхности. Соотношение площадей, занятых точками с морским льдом и с морским волнением в «пятне» засветки будет определять значение сечения обратного рассеяния.

Пример моделирования сечения обратного рассеяния в полосе обзора приводится на рис. 3б. Причём отражение от точек «морского льда», рассчитывается по формуле (1), а отражение от точек «морского волнения» – по формуле (2). Считаем, что скорость ветра 12 м/с, направление ветра вдоль оси X. Если в элемент разрешения радиолокатора



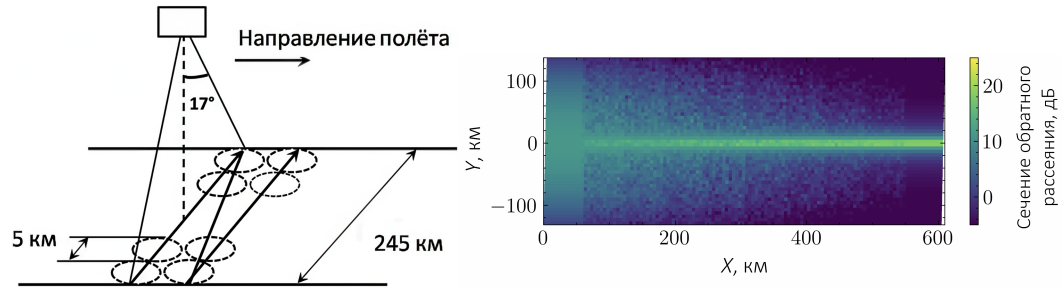
(а) **(б)**

Рис. 1. Параметры волнения в зависимости от направления ветра (а) и зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения (б) для разных скоростей (4 м/с – сплошные линии и 12 м/с – штриховые линии) и направлений ветра (0° – чёрные, 30° – красные, 60° – синие, и 90° – зелёные линии).



(а) **(б)**

Рис. 2. Распределение сплочённости морского льда в моделируемой поверхности (а) и распределение участков, покрытых льдом (б), где белые точки – лёд, чёрные – морское волнение.



(а) **(б)**

Рис. 3. Схема измерений радиолокатора DPR (а) и смоделированное радиолокационное изображение при пролёте над заданной поверхностью (б).

попадают морской лёд и морское волнение, то сечение обратного рассеяния вычисляется, как сумма двух компонент:

$$\sigma_m(\theta) = \sigma_{\text{ice}}\theta \cdot S_{\text{ice}} + \sigma_0(\theta) \cdot (1 - S_{\text{ice}}) \tag{3}$$

где $\sigma_{\text{ice}} = 10^{\text{RCS}_{\text{ice}}/10}$; S_{ice} это отношение количества точек с морским льдом к общему количеству точек, попадающих в элемент разрешения радиолокатора, или сплочённость морского льда.

Разрезы радиолокационного изображения (РЛИ), показанного на рис. 3б, в областях с различной сплочённостью морского льда S_{ice}, приведены на рис. 4. Чёрная сплошная линия – разрез для сплочённости морского льда $S_{\text{ice}} = 0{,}5$, красная пунктирная линия – для сплочённости $S_{\text{ice}} = 0{,}25$, синяя штриховая линия – для сплочённости $S_{\text{ice}} = 0{,}75$. Чёрная пунктирная линия – расчёт по формуле (1), зелёная штрихпунктирная линия – зависимость, построенная по формуле (2) для скорости ветра 12 м/с и направления вдоль оси X.

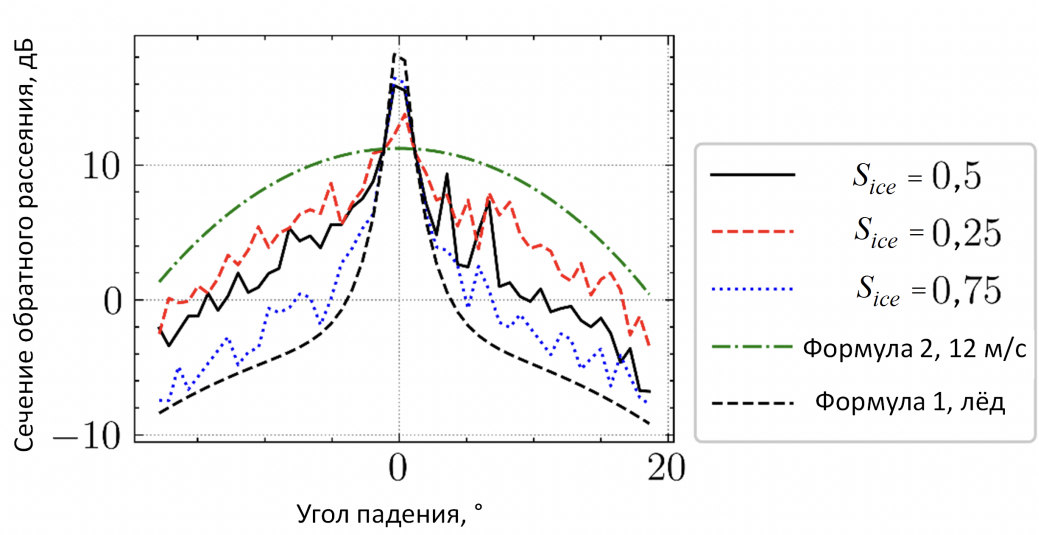


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для участков с различной сплочённостью морского льда смоделированных на рис. 3б.

Из рисунка видно, что все значения смоделированного сечения обратного рассеяния попадают между кривыми для морского волнения (открытой воды) и для сплошного морского льда, что также следует из формулы (3). Изрезанность зависимостей для промежуточных значений сплочённости связана со случайным попаданием областей со льдом в элемент разрешения («пятно») радиолокатора. Далее РЛИ на рис. 3б, будем использовать при решении задачи по восстановлению сплочённости морского льда.

Метод решения обратной задачи восстановления сплочённости

Для решения обратной задачи нам требуется знать зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для морского льда и для морского волнения с учётом конкретных условий формирования. Для морского льда всегда используется одна зависимость (1) и она не меняется. При моделировании отражения от морского волнения можно менять скорость, направление ветра и длину ветрового разгона.

Будем считать, что условия формирования морского волнения неизвестны. Поэтому для решения обратной задачи для морского волнения воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных, полученных в Охотском море [*Karaev et al., 2022*]:

$$\text{RCS}_{\text{sea}}(\theta) = a_{\text{sea}} + b_{\text{sea}}\theta + c_{\text{sea}}\theta^2 + d_{\text{sea}}\theta^3 + e_{\text{sea}}\theta^4 + f_{\text{sea}}\theta^5, \quad (4)$$

где $a_{\text{sea}} = 11{,}29 \pm 0{,}02$, $b_{\text{sea}} = (6 \pm 4) \times 10^{-3}$, $c_{\text{sea}} = -(407 \pm 4) \times 10^{-4}$, $d_{\text{sea}} = -(10 \pm 5) \times 10^{-5}$, $e_{\text{sea}} = (14 \pm 1) \times 10^{-6}$, $f_{\text{sea}} = (8 \pm 13) \times 10^{-8}$.

Так как формула (4) так же, как и формула (1) даны в дБ, формула для вычисления сплочённости морского льда в каждом элементе разрешения будет выглядеть следующим образом:

$$S_{\text{ice}}(\theta) = \frac{\sigma_m(\theta) - 10^{\text{RCS}_{\text{sea}}(\theta)/10}}{10^{\text{RCS}_{\text{ice}}(\theta)/10} - 10^{\text{RCS}_{\text{sea}}(\theta)/10}}. \quad (5)$$

Таким образом, при решении обратной задачи не используется информация о скорости и направлении текущего ветра, что требует оценки погрешности даже в случае численного моделирования.

Следует отметить, что целью разработки данного метода решения обратной задачи было показать качественную возможность использования данных дистанционного зондирования при малых углах падения для определения наличия морского льда в предположении справедливости формул (1) и (4) и без учёта влияния морского льда на характеристики ветрового волнения.

Обсуждение результатов

В данном разделе рассмотрим, как скорость и направление ветра, заданные при моделировании РЛИ, влияют на восстановление сплочённости морского льда по формуле (5).

На рис. 5а приведены результаты расчёта сплочённости морского льда по формуле (5) для различных скоростей и направлений ветра. На рис. 5б приводится относительная ошибка восстановления S_{ice} по сравнению с заданной на рис. 2а в процентах. Над рисунками приведены значения скорости и направление ветра, выбранные для численного моделирования. Узкие белые полоски на рисунках соответствуют точке пересечения зависимостей по формулам (1) и (4), когда использовать формулу (5) невозможно. Следует отметить, что точка пересечения может сместиться, если для конкретного случая известны зависимости сечения обратного рассеяния для морского волнения и льда.

На рисунках видно, что в ряде случаев отсутствие данных о скорости и направления ветра, заданных при моделировании, приводит к ошибкам, достигающим 100%. Наиболее точным такой подход определения сплочённости оказался при ветре 12 м/с с направлением 45° к оси X. Это связано с тем, что зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения (на рис. 6а) для морского волнения в этом случае оказывается наиболее близкой к формуле (4), которая используется при восстановлении.

На всех рис. 5б есть полосы, где погрешность равна нулю. Нулевая погрешность достигается, когда значение сечения обратного рассеяния по формуле (4) совпадает со значением, используемым для моделирования при некотором угле падения. Это совпадение можно наблюдать на рис. 6а и рис. 6б, где пересекаются красная штриховая (4) и синяя пунктирная (2) линии.

На рис. 6а и рис. 6б приведены разрезы соответствующих РЛИ в областях с различной сплочённостью морского льда и зависимости, которые используются при моделировании. На рисунках чёрной сплошной линией приведён разрез смоделированного РЛИ на уровне сплочённости 0,5, красной штриховой линией обозначается формула (4), полученная аппроксимацией экспериментальных данных для открытого морского волнения, зелёной штрихпунктирной линией приведена формула (1), полученная аппроксимацией экспериментальных данных для морского льда и синей пунктирной линией приведены зависимости, построенные по формуле (2) для скорости ветра 12 м/с с направлением 45° и для скорости ветра 4 м/с с направлением 0°.

Таким образом, из анализа результатов численного моделирования решения обратной задачи следует, что области, полностью покрытые морским льдом и полностью свободные ото льда, хорошо различимы даже при отсутствии сведений о параметрах морского волнения. Значительные ошибки появляются при небольших сплочённостях морского льда.

Улучшить точность можно, если в РЛИ имеются области со сплошным морским льдом и свободные ото льда. Тогда зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для морского волнения и для морского льда могут быть измерены в этих областях и использоваться при восстановлении сплочённости по формуле (5).

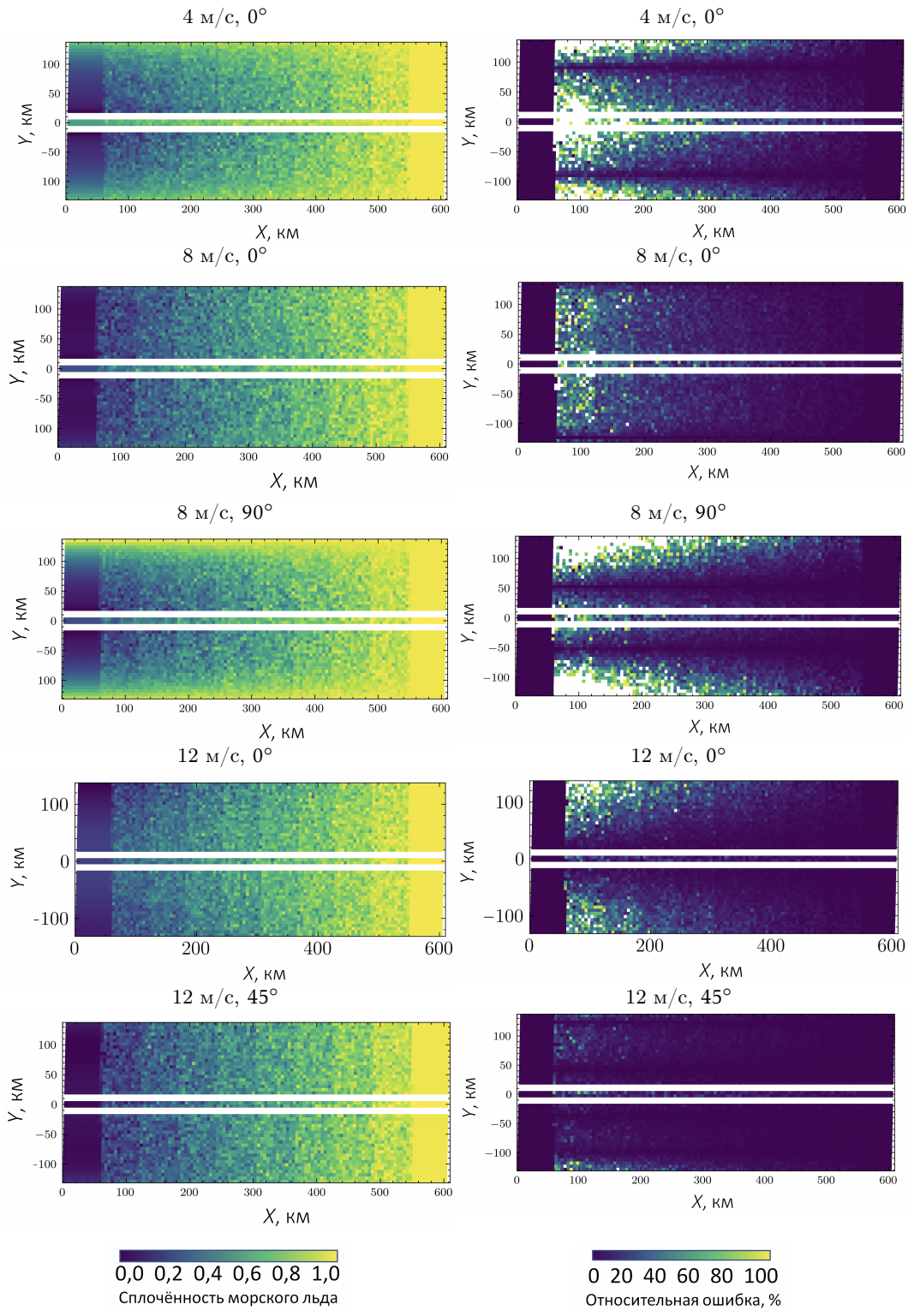


Рис. 5. Результат расчёта сплочённости морского льда по формуле (5) для различных скоростей и направлений ветра (а). Относительная ошибка восстановления сплочённости по сравнению с заданной на рис. 2а в % (б).

При измерениях на длинных трассах переход от взволнованной морской поверхности к сплошному морскому льду и наоборот может происходить часто. Поэтому алгоритм можно (необходимо) «настраивать» для каждого трека.

Можно упростить задачу и определять только тип морской поверхности (лёд или вода), задавая порог сплочённости морского льда, который позволит относить

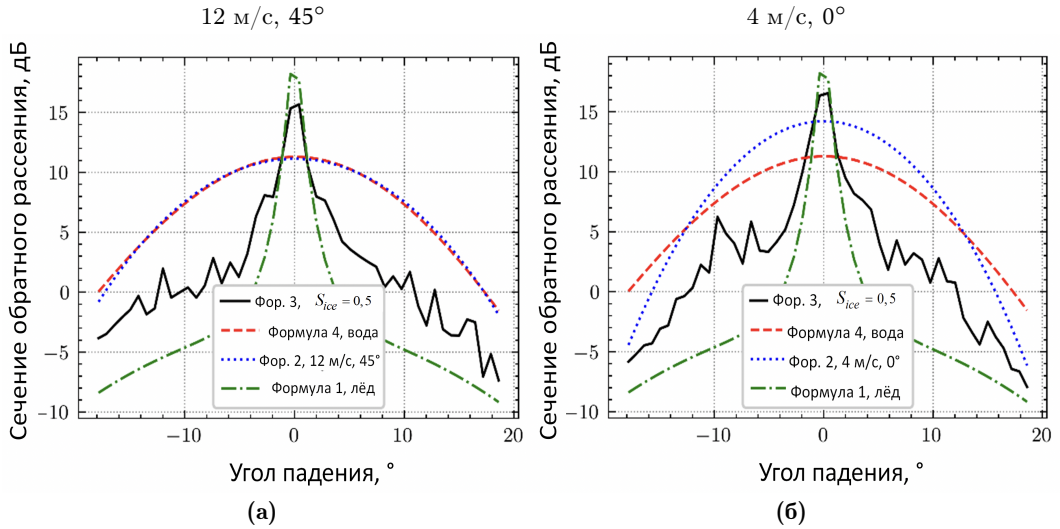


Рис. 6. Зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для скорости ветра 12 м/с с направлением 45°(а) и для скорости ветра 4 м/с с направлением 0°(б).

точку к морскому волнению или льду. Точки, расположенные выше порога S_{ice} будут считаться морским льдом, а ниже – морским волнением. Пример решения такой задачи при скорости ветра 4 м/с и направлении 0°, заданных при моделировании приведён на рис. 7а для порога $S_{\text{ice}} = 0{,}1$ и на рис. 7б – для $S_{\text{ice}} = 0{,}3$. Важно отметить, что на рис. 7а и рис. 7б лёд показан чёрным цветом в отличие от рис. 2б.

В случае пороговой классификации погрешность уменьшается, но информация о сплочённости льда теряется.

Выводы

В работе рассмотрены методы решения прямой и обратной задач дистанционного зондирования морского льда разной сплочённости в рамках численного моделирования. Численное моделирование позволяет задать любое распределение сплочённости морского льда на морской поверхности, а также скорость и направление ветра, и ветровой разгон в областях свободных от морского льда.

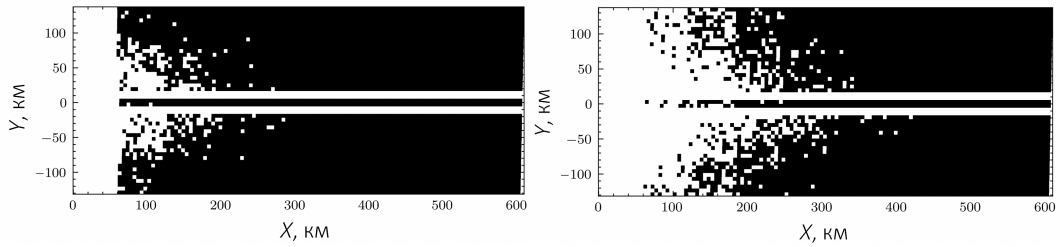


Рис. 7. Пример определения типа отражающей поверхности с порогом сплочённости морского льда 0,1 (а) и 0,3 (б), чёрные точки – лёд.

Можно задать иную геометрию измерений радиолокаторов как существующих, так и перспективных. При решении обратной задачи предлагается по возможности использовать измеренные зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения при пролёте над сплошным морским льдом и над полностью открытым морским волнением для уточнения работы формулы восстановления сплочённости. Следует отметить, что в данной работе при моделировании не учитывались эффекты влияния морского льда на поверхностное волнения, рассеяние на кромках льдин и изменчивость рассеяния морского льда в зависимости от окружающих условий.

Дальнейшие исследования в данном направлении будут посвящены сравнению результатов моделирования с экспериментальными данными дистанционного зондирования и тестированию подхода решения обратной задачи.

Значительным развитием в данном направлении станет создание теоретической или эмпирической модели рассеяния морским льдом при малых углах падения, учи-

тывающей влияние типа льда, его солёность, толщину, заснеженность, температуру и влажность.

Благодарности. Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда №23-77-10064, https://rscf.ru/project/23-77-10064/. Авторы благодарят анонимных рецензентов за ценные замечания, что позволило существенно улучшить работу.

Список литературы

Басс Ф., Фукс И. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. — Москва : Наука, 1972. — 424 с.

Заболотских Е. В., Хворостовский К. С., Животовская М. А. и др. Спутниковое микроволновое зондирование морского льда Арктики. Обзор // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2023. — Т. 20, № 1. — С. 9—34. — DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34.

Караев В. Ю., Панфилова М. А., Митник Л. М. и др. Обратное рассеяние радиолокационного сигнала СВЧ диапазона однолетним морским льдом при малых углах падения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 3. — С. 229—241. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241.

Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэро-космических носителей / под ред. С. Н. Конюхова, В. И. Драновского, В. Н. Цымбала. — Киев : Авиадиагностика, 2007. — 440 с.

Chan M. A., Comiso J. C. Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat // Journal of Climate. — 2013. — Vol. 26, no. 10. — P. 3285–3306. — DOI: 10.1175/jcli-d-12-00204.1.

Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2003. — Vol. 41, no. 2. — P. 243–252. — DOI: 10.1109/tgrs.2002.808317.

Hauser D., Tison C., Amiot T., et al. SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 3000–3014. — DOI: 10.1109/tgrs.2017.2658672.

JAXA. GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0. — Japan Aerospace Exploration Agency, 2014. — 92 p.

Karaev V., Ponur K., Panfilova M., et al. Radar Sensing of SEA ICE at the Small Incidence Angles: Simulation and Comparison of the Different Approaches // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — IEEE, 2022. — P. 3818–3821. — DOI: 10.1109/igarss46834.2022.9883231.

Laxon S. W., Giles K. A., Ridout A. L., et al. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // Geophysical Research Letters. — 2013. — Vol. 40, no. 4. — P. 732–737. — DOI: 10.1002/grl.50193.

Mitnik L., Kuleshov V., Baranyuk A., et al. Monitoring of the Arctic Region Using Optical and Infrared Data from the Highly Elliptical Arktika-M Space System and Microwave Measurements from Low Earth Orbit Satellites // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — 2022. — P. 7194–7197. — DOI: 10.1109/igarss46834.2022.9883384.

Nekrasov A., Khachaturian A., Labun J., et al. Towards the Sea Ice and Wind Measurement by a C-Band Scatterometer at Dual VV/HH Polarization: A Prospective Appraisal // Remote Sensing. — 2020. — Vol. 12, no. 20. — P. 3382. — DOI: 10.3390/rs12203382.

Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection Method Using the Dependence of the Radar Cross-Section on the Incidence Angle // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, no. 5. — P. 859. — DOI: 10.3390/rs16050859.

Peureux C., Longépé N., Mouche A., et al. Sea-Ice Detection From Near-Nadir Ku-Band Echoes From CFOSAT/SWIM Scatterometer // Earth and Space Science. — 2022. — Vol. 9, no. 6. — DOI: 10.1029/2021ea002046.

Ryabkova M., Karaev V., Guo J., et al. A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — Vol. 124, no. 10. — P. 7104–7134. — DOI: 10.1029/2018jc014804.

Zabolotskikh E., Balashova E., Kudryavtsev V., et al. Synergistic Use of Satellite Scatterometer, SAR and Altimeter Data to Study First Year Sea Ice Properties // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — IEEE, 2021. — P. 5633–5636. — DOI: 10.1109/igarss47720.2021.9553828.

Russian Journal of Earth Sciences

Numerical Simulation of Radar Signal Reflected by Sea Surface with Different Sea Ice Concentration

Yu. A. Titchenko[**,1], **V. Yu. Karaev**[1], **M. A. Panfilova**[1], **K. A. Ponur**[1], **Ya. A. Kuznetsov**[2], **and E. M. Meshkov**[1]

[1]A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia
[2]National Research Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Russia
**Correspondence to: Yuriy Titchenko, yuriy@ipfran.ru.

Currently, methods of radar remote sensing at small incidence angles (from the vertical to 15°) are actively developed. An important application of these methods is the determination of the presence and sea ice concentration. This paper presents an approach to numerical simulation of an experiment in which a reflecting surface with different sea ice concentrations is modeled and then the characteristics of the radar signal reflected by this surface for a given measurement geometry are modeled. Without loss of generality, in this paper we will consider a specific geometry of the DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) radar on the GPM (Global Precipitation Measurement) mission satellite and only the Ku-band of this radar. The signal reflected by sea waves will be calculated within the Kirchhoff approximation. Since there is no generally accepted model for the signal scattered by the sea ice at small incidence angles, an empirical formula obtained from DPR data will be used as a model. The paper discusses a method for determining sea ice concentration using radar sensing data at low incidence angles.

Recieved: 11 March 2025
Accepted: 25 April 2025
Published: 3 May 2025

Keywords: sea ice, sea waves, backscattering cross section, small incidence angles, quasi-specular reflection, sea ice concentration.

Citation: Titchenko, Yu. A., V. Yu. Karaev, M. A. Panfilova, K. A. Ponur, Ya. A. Kuznetsov, and E. M. Meshkov (2025), Numerical Simulation of Radar Signal Reflected by Sea Surface with Different Sea Ice Concentration, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3007, https://doi.org/10.2205/2025ES001017, EDN: KZHTUR

© 2025. The Authors.

References

Bass F., Fuchs I. Wave scattering on a statistically uneven surface. — Moscow : Nauka, 1972. — P. 424. — (In Russian).

Chan M. A., Comiso J. C. Arctic Cloud Characteristics as Derived from MODIS, CALIPSO, and CloudSat // Journal of Climate. — 2013. — Vol. 26, no. 10. — P. 3285–3306. — DOI: 10.1175/jcli-d-12-00204.1.

Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2003. — Vol. 41, no. 2. — P. 243–252. — DOI: 10.1109/tgrs.2002.808317.

Hauser D., Tison C., Amiot T., et al. SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 3000–3014. — DOI: 10.1109/tgrs.2017.2658672.

JAXA. GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0. — Japan Aerospace Exploration Agency, 2014. — P. 92.

Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Mitnik L. M., et al. Backscattering of microwave radar signal by first year sea ice at small incidence angles // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2021. — Vol. 18, no. 3. — P. 229–241. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241. — (In Russian).

Karaev V. Yu., Ponur K., Panfilova M., et al. Radar Sensing of SEA ICE at the Small Incidence Angles: Simulation and Comparison of the Different Approaches // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — IEEE, 2022. — P. 3818–3821. — DOI: 10.1109/igarss46834.2022.9883231.

Laxon S. W., Giles K. A., Ridout A. L., et al. CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume // Geophysical Research Letters. — 2013. — Vol. 40, no. 4. — P. 732–737. — DOI: 10.1002/grl.50193.

Mitnik L., Kuleshov V., Baranyuk A., et al. Monitoring of the Arctic Region Using Optical and Infrared Data from the Highly Elliptical Arktika-M Space System and Microwave Measurements from Low Earth Orbit Satellites // IGARSS 2022 - 2022 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. — 2022. — P. 7194–7197. — DOI: 10.1109/igarss46834.2022.9883384.

Nekrasov A., Khachaturian A., Labun J., et al. Towards the Sea Ice and Wind Measurement by a C-Band Scatterometer at Dual VV/HH Polarization: A Prospective Appraisal // Remote Sensing. — 2020. — Vol. 12, no. 20. — P. 3382. — DOI: 10.3390/rs12203382.

Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection Method Using the Dependence of the Radar Cross-Section on the Incidence Angle // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, no. 5. — P. 859. — DOI: 10.3390/rs16050859.

Peureux C., Longépé N., Mouche A., et al. Sea-Ice Detection From Near-Nadir Ku-Band Echoes From CFOSAT/SWIM Scatterometer // Earth and Space Science. — 2022. — Vol. 9, no. 6. — DOI: 10.1029/2021ea002046.

Radar methods and means of operational remote sensing of the Earth from aerospace carriers / ed. by S. N. Konyukhov, V. I. Dranovsky, V. N. Tsymbal. — Kyiv : Aviadiagnostika, 2007. — P. 440. — (In Russian).

Ryabkova M., Karaev V., Guo J., et al. A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2019. — Vol. 124, no. 10. — P. 7104–7134. — DOI: 10.1029/2018jc014804.

Zabolotskikh E., Balashova E., Kudryavtsev V., et al. Synergistic Use of Satellite Scatterometer, SAR and Altimeter Data to Study First Year Sea Ice Properties // 2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS. — IEEE, 2021. — P. 5633–5636. — DOI: 10.1109/igarss47720.2021.9553828.

Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Zhivotovskaya M. A., et al. Satellite microwave remote sensing of the Arctic sea ice. Review // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2023. — Vol. 20, no. 1. — P. 9–34. — DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34. — (In Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

К вопросу о радиолокационном мониторинге формирования и разрушения ледяного покрова на внутренних водоемах: первые оценки

В. Ю. Караев*, Е. С. Сорокин, М. А. Панфилова, Ю. А. Титченко, Е. М. Мешков, Д. А. Ковалдов

Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова Российской академии наук, г. Нижний Новгород, Россия

* **Контакт:** Владимир Юрьевич Караев, volody@ipfran.ru

Для мониторинга происходящих климатических изменений активно применяются дистанционные методы и, в качестве одного из критериев, используется площадь морского льда в Арктике и Антарктике. Для оценки процессов внутри материков можно использовать длительность существования ледяного покрова на внутренних водоемах. Небольшие размеры водоемов не позволяют использовать традиционные методы, которые хорошо себя зарекомендовали в условиях моря. В данном исследовании рассматривается возможность применения данных двухчастотного дождевого радиолокатора для обнаружения формирования и разрушения ледяного покрова на небольших внутренних водоемах. Благодаря особенностям обратного рассеяния при малых углах падения ($< 18°$), внутренние водоемы с размерами меньше элемента разрешения радиолокатора (5 км) «видны» на радиолокационных изображениях. На примере р. Волга показано, что переходы «вода-лед» и «лед-вода» могут быть обнаружены при анализе радиолокационных изображений и, таким образом, получены оценки длительности существования ледяного покрова на внутренних водоемах.

Ключевые слова: внутренний водоем, ледяной покров, двухчастотный дождевой радиолокатор, радиолокационное изображение, малые углы падения.

Цитирование: Караев, В. Ю., Е. С. Сорокин, М. А. Панфилова, Ю. А. Титченко, Е. М. Мешков, Д. А. Ковалдов К вопросу о радиолокационном мониторинге формирования и разрушения ледяного покрова на внутренних водоемах: первые оценки // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3009. — DOI: 10.2205/2025es001020 — EDN: NZVMMR

https://elibrary.ru/NZVMMR

Получено: 21 марта 2025 г.
Принято: 7 мая 2025 г.
Опубликовано: 13 мая 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

Введение

В последние десятилетия происходит заметное изменение климата Земли и связанные с этим проблемы несут серьезные угрозы человечеству. Оценка скорости происходящих изменений становится одной из важнейших задач, стоящих перед учеными.

Одним из критериев, используемых для получения количественной оценки скорости этого процесса, является площадь морского льда в Арктике и Антарктике. Для измерения площади морского льда активно применяются дистанционные методы, способные обеспечить глобальное покрытие. Для выполнения оперативного мониторинга больших акваторий на аэрокосмические носители могут быть установлены радиометры, радиолокаторы с реальной и синтезированной апертурой, оптические и инфракрасные датчики [*Дистанционное ...*, 1984; *Мельник и Зубкович*, 1980; *Радиолокационные ...*, 2007; *Halpern*, 2000; *Microwave ...*, 1992]. Состав измерительной аппаратуры определяется решаемыми задачами.

Скаттерометры обеспечивают глобальное покрытие и благодаря широкой полосе обзора позволяют оперативно получать информацию о площади морского льда [*Nekrasov et al.*, 2020b; *Remund and Long*, 2014; *Rivas et al.*, 2012; *Zhai et al.*, 2021]. Недостаток скаттерометров это низкое пространственное разрешение (стандартное – 25×25 км), что делает невозможным наблюдение небольших внутренних водоемов.

Вторым инструментом глобального мониторинга морского льда является радиометр [*Тихонов и др.*, 2014; *Bremen University*, 2025; *Wu et al.*, 2023; *Zabolotskikh*, 2019]. Широкая полоса обзора радиометра обеспечивает оперативный сбор данных, однако его низкое пространственное разрешение не позволяет эффективно использовать эти данные для изучения небольших внутренних водоемов. Как и скаттерометр, радиометр определяет наличие морского льда и его сплоченность с ошибками [*Животовская и др.*, 2019].

Оба метода обладают ошибками, поэтому развиваются методы, позволяющие повысить точность, используя в алгоритмах оба типа данных [*Zhang et al.*, 2019].

Радиовысотомер измеряет форму отраженного импульса, которая зависит от геометрических характеристик подстилающей поверхности, поэтому является наиболее точным инструментом для мониторинга морского льда [*Patel et al.*, 2015; *Quartly et al.*, 2018].

Серьезным недостатком радиовысотомера является низкая повторяемость наблюдений (период около 10 суток) и большое расстояние между соседними треками (>100 км) при размере пятна порядка 5–15 км. В связи с этим тоже развиваются алгоритмы, использующие дополнительно другие данные, например, скаттерометров [*Rajkumar et al.*, 2015].

Большие внутренние водоемы, которые попадают в трек радиовысотомеров, тоже являются объектом исследования и разрабатываются специальные алгоритмы обработки, чтобы минимизировать влияние берегов водоема [*Troitskaya et al.*, 2012, 2014].

Самым перспективным для мониторинга ледяного покрова считается радиолокатор с синтезированной апертурой (РСА), который способен обеспечить пространственное разрешение в несколько метров [*Заболотских и др.*, 2023; *Kim et al.*, 2012; *Leigh et al.*, 2014; *Zakhatkina et al.*, 2013]. Для повышения информативности, также применяется объединение данных разных сенсоров с данными РСА [*Cooke and Scott*, 2019; *Karvonen*, 2017]. Мультисенсорный подход активно развивается для решения самых разных задач.

В последнее время развиваются технологии мониторинга на основе сигналов глобальных навигационных систем [*Ковалдов и др.*, 2024; *Yan and Huang*, 2016]. Недостатком этого подхода также является низкое пространственное разрешение (~ 30 км) и данные представляют собой набор «зеркальных» точек, положение которых определяется схемой расположения спутников в момент выполнения измерений, что не позволяет гарантировать измерения в интересующей области.

Для оценки эффективности дистанционных методов применяются контактные измерения или оптика [*Дегай и др.*, 2021; *Митник и Хазанова*, 2019; *Konig et al.*, 2021]. Их преимуществом является высокое пространственное разрешения, широкое покрытие и ежедневное получение снимков. Для получения оперативной информации с высоким пространственным разрешением можно использовать пассажирские и транспортные самолеты, если организовать обработку и передачу собираемой во время полета информации [*Nekrasov et al.*, 2020a].

Измерения показывают, что в последние десятилетия наблюдается тенденция уменьшения площади морского льда. В качестве примера наблюдаемого «потепления» можно привести отсутствие многолетнего морского льда в российском секторе Арктики в последние годы. Для проведения исследований, разработана и изготовлена ледостойкая платформа «Северный полюс» [*Лед тронулся ...*, 2023].

Изменение климата проявляется не только в океане, но и на суше. Обзор ледовой обстановки на оз. Ладога более чем за 60 лет приведен в работе [*Ладога*, 2013]. Климатические изменения самого внутреннего водоема России обсуждаются в [*Гинзбург и др.*, 2021].

Существующая в России сеть метеорологических и гидрологических постов позволяет получать достоверную информацию о температурном режиме и ледяном покрове внутренних водоемов в месте расположения поста, однако в настоящее время пространственное покрытие плохое и, особенно в малонаселенных регионах. Поэтому применение дистанционных методов является необходимым условием для получения

достоверной информации о происходящих климатических изменениях и оценке их скорости применительно к Земле в целом.

Недостатком оптических данных является влияние наличия облачности, которая часто присутствует в осенне-весенний период. За месяц может быть всего несколько дней, когда облачность отсутствует и на снимке будет видна поверхность Земли в момент пролета спутника.

Облачность не является помехой для радиолокационного зондирования и в этом случае основным информационным параметром является сечение обратного рассеяния. Различие в сечениях обратного рассеяния морского льда и морского волнения используется в алгоритмах обработки.

Для анализа ледовой обстановки на внутренних водоемах обычно используются РСА или оптика [*Hall et al.*, 1994; *Jeffries et al.*, 1994; *Zhang et al.*, 2021].

В данном исследовании рассматривается зондирование при углах падения меньше 18°. При малых углах падения измерения выполняются двухчастотным радиолокатором (Dual-frequency Precipitation Radar – DPR), установленном на спутнике GPM (Global Precipitation Mission) [*JAXA*, 2014] и волновым скаттерометром SWIM (Surface Wave Investigation and Monitoring) [*Hauser et al.*, 2017, 2021] на китайско-французском спутнике CFOSAT (Chinese-French Oceanic SATellite). Разработанные алгоритмы позволяют определять тип подстилающей поверхности «морской лед – морское волнение» [*Караев и др.*, 2020; *Panfilova and Karaev*, 2023, 2024]. Задача оценки сплоченности ледяного покрова является более сложной и находится на стадии исследования. DPR выполняет измерения в полосе ±60°, что позволяет выполнять мониторинг на обширной территории с большим количеством внутренних водоемов.

Проведенные нами исследования показали, что при малых углах падения можно определить наличие ледяного покрова на внутренних водоемах [*Karaev et al.*, 2018]. Однако размер исследуемых водоемов (оз. Ильмень, оз. Байкал) был существенно больше разрешения дождевого радиолокатора (5 км), что облегчало задачу.

Большинство внутренних водоемов, включая практически все реки, имеют размеры, сопоставимые с пространственным разрешением дождевого радиолокатора или даже меньшие, что затрудняет их надежное обнаружение и анализ.

В данной работе выполнено исследование «проявления» небольших (размер меньше разрешения радиолокатора) внутренних водоемов в радиолокационном изображении в осенне-весенний период. Обсуждается возможность мониторинга процесса формирования и разрушения ледяного покрова и, таким образом, измерения длительности существования ледяного покрова на внутренних водоемах.

Постановка задачи

Для анализа климатических изменений используются различные подходы, например, анализируется отклонение площади морского льда в текущем году от среднего значения. Такая зависимость приведена на рис. 1.

Уменьшение площади морского льда в Арктике происходит с 1980 года, но это в определенной степени компенсировалось увеличением в Антарктике. Однако после 2015 года общая площадь морского льда (Арктика + Антарктика) стала уменьшаться.

В отношении небольших внутренних водоемов такой подход неприменим. В осенне-зимний период они покрываются льдом, а весной лед тает. В качестве критерия можно использовать длительность (период) «существования» ледяного покрова на внутренних водоемах. Изменение длительности будет говорить о динамике происходящих климатических изменений внутри материков. Такая информация есть по отдельным водоемам, например, Ладожскому озеру, но общая картина отсутствует, т.к. для большинства водоемов такая информация отсутствует.

Процесс замерзания и таяния ледяного покрова является «медленным» процессом и «сглаживает» кратковременные колебания температуры, т.е. длительность существования ледяного покрова является интегральной характеристикой. Кроме того, в этом

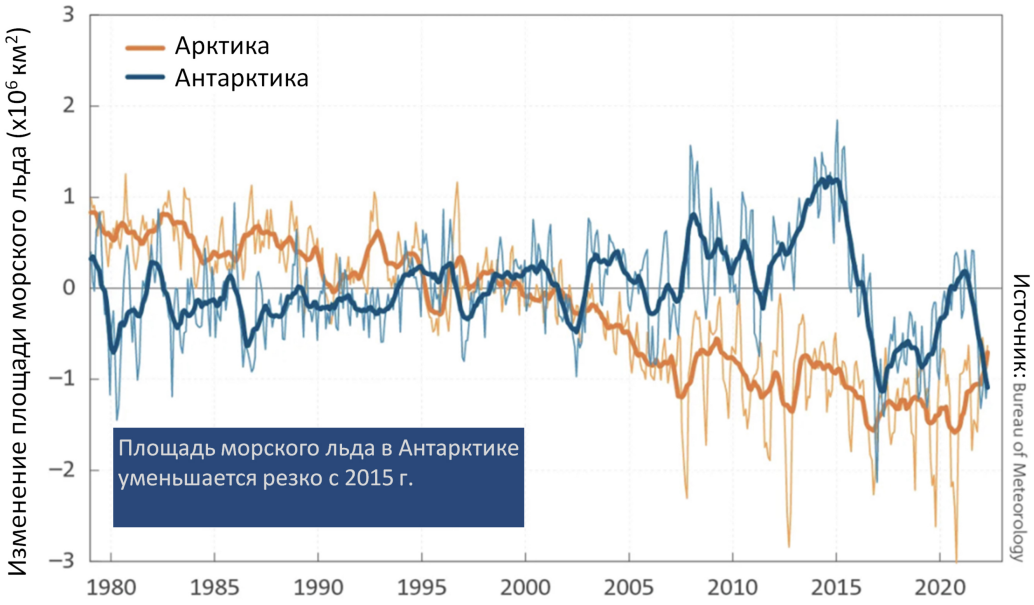


Рис. 1. Изменение площади морского льда в Арктическом и Антарктическом регионах [*Bureau of Meteorology*, 2024].

случае учитывается прямое влияние весеннего солнца (прямых солнечных лучей) на лед, а не только изменение температуры воздуха.

Небольшие размеры внутренних водоемов затрудняют применение скаттерометров, радиовысотомеров и радиометров для мониторинга, а использование оптических средств затруднено наличием облачности в период формирования и разрушения ледяного покрова.

Еще одна причина для наблюдения за реками связана с весенним половодьем. Возникающие заторы на реках могут приводить к серьезным наводнениям, если они происходят вблизи населенных пунктов. Пример проведения такого мониторинга границы речного льда был представлен в ноябре 2024 на конференции в ИКИ РАН [*Ромасько и др.*, 2024]. Авторы доклада использовали данные оптических сенсоров и показали, что разрушение ледяного покрова на реке происходит не одновременно и можно отследить движение границы льда по руслу при условии отсутствия облачности.

В нашем докладе [*Караев и др.*, 2024] для проведения мониторинга ледяного покрова внутренних водоемов предлагалось использовать радиолокационные данные, и данная работа является дальнейшим развитием этого подхода.

В работе используются данные двухчастотного дождевого радиолокатора DPR, который установлен на спутнике GPM. Схема измерения показана на рис. 2. Измерения выполняются при малых углах падения (±18°) и формируется радиолокационное изображение шириной 245 км с разрешением около 5 км в Ku- и Ka-диапазонах (высота орбиты около 400 км) [*JAXA*, 2014]. Сканирование выполняется по углу падения в направлении перпендикулярном направлению движения спутника.

Размеры большинства внутренних водоемов на территории России (озера, реки) меньше элемента разрешения радиолокатора (5 км), что затрудняет задачу по сравнению с морским льдом. Однако при малых углах падения сечение обратного рассеяния водной поверхности существенно выше, чем у льда (за исключение вертикального зондирования). Было показано, что на «летнем» радиолокационном изображении «проявляются» реки шириной 400–500 м [*Karaev et al.*, 2018].

В случае присутствия в элементе разрешения, формируемого антенной радиолокатора (диаграмма направленности $0{,}71° \times 0{,}71°$), ледяного покрова и водной поверхности,

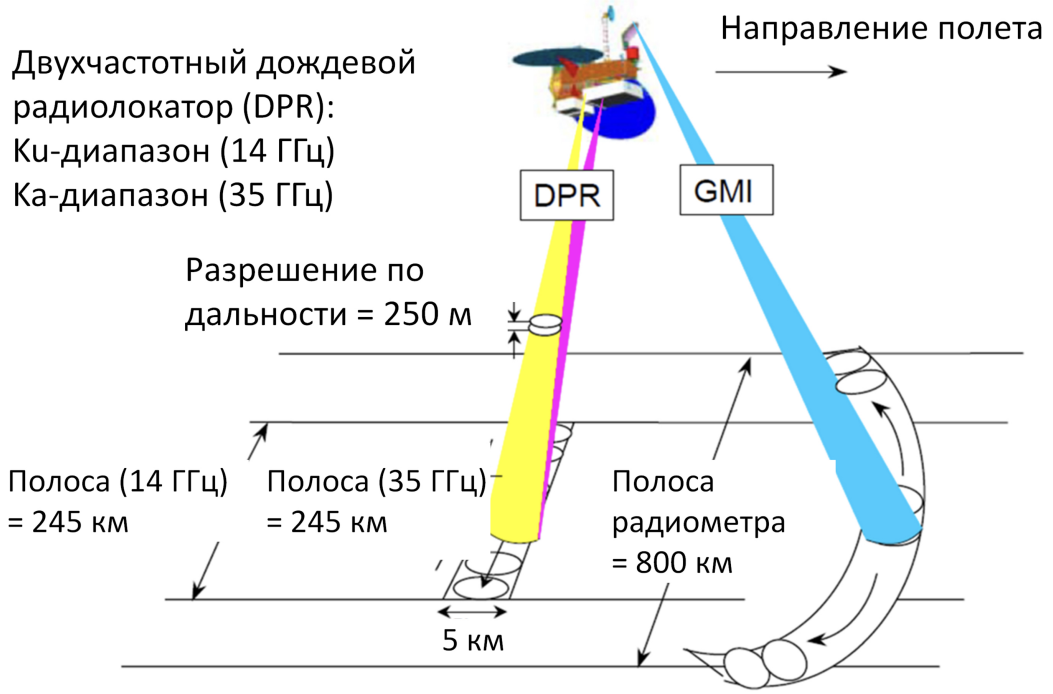


Рис. 2. Схема измерения спутника GPM. DPR выполняет сканирование в направлении перпендикулярном направлению полета в интервале углов падения ±18° [*Panfilova et al.*, 2020].

сечение обратного рассеяния σ_0, отраженного такой поверхностью, можно представить следующим образом:

$$\sigma_0(\theta_0) = \frac{\sigma_{0\text{ice}}(\theta_0) S_{\text{ice}}}{S_0} + \frac{\sigma_{0\text{water}}(\theta_0)(S_0 - S_{\text{ice}})}{S_0}, \quad (1)$$

где $\sigma_{0\text{ice}}$ и $\sigma_{0\text{water}}$ – сечение обратного рассеяния пресноводного льда и воды соответственно; S_0 – площадь элемента разрешения, формируемого антенной (footprint); S_{ice} – площадь льда внутри элемента разрешения.

Для морского льда эмпирическая зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения была измерена и ее можно использовать для моделирования, например, сплоченности ледяного покрова.

В отличие от морского льда, где толщина скин-слоя в Ku- и Ka-диапазонах меньше длины волны, толщина скин-слоя пресноводного льда может быть больше метра (зависит от длины электромагнитной волны). Следовательно, появляется еще один параметр, который надо учитывать при моделировании мощности отраженного сигнала. Также необходимо принимать во внимание минерализацию льда, оказывающую влияние на мнимую часть его относительной комплексной диэлектрической проницаемости. [*Бордонский и др.*, 2014, 2024; *Mätzler and Wegmüller*, 1987].

Для пресноводного льда эмпирическая зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения была получена для оз. Байкал [*Karaev et al.*, 2018]. Толщина льда на озере Байкал около 1 м и вопрос применимости этой зависимости к внутренним водоемам с более «тонким» льдом, когда необходимо учитывать отражение от поверхности воды, требует дополнительного исследования.

Данные радиовысотомеров (Ku-диапазон) используются для оценки толщины льда на пресноводных озерах. Зондирование выполняется вертикально вниз и отраженный импульс радиовысотомера содержит два пика: первый формируется отражением от верхней границы льда, а второй связан с отражением от водной поверхности, распо-

ложенной подо льдом [*Mätzler and Wegmüller*, 1987]. По расстоянию между пиками определяется толщина льда.

В ходе эксперимента, проведенного в ледовом опытовом бассейне Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) в период с декабря 2024 г. по февраль 2025 г., выполнялись измерения с использованием радиолокатора на длине волны 8 мм при малых углах падения и толщине льда до 55 см. В настоящее время данные обрабатываются, результаты будут опубликованы позднее.

В дальнейшем измеренная эмпирическая зависимость для пресноводного льда позволит по формуле (1) моделировать отражение от небольших внутренних водоемов и определять размер водоема, для которого можно обнаружить переход от водной поверхности к ледяному покрову и обратно.

Надо отметить, что сечение обратного рассеяния водной поверхности зависит от скорости приводного ветра, поэтому размер водоема, который может быть обнаружен на радиолокационном изображении, будет меняться в зависимости от погодных условий.

В нашем распоряжении есть данные DPR и, используя его радиолокационные изображения, можно проверить предположение о возможности определения времени существования ледяного покрова на небольших (меньше пространственного разрешения радиолокатора) внутренних водоемах.

Исходные данные

В качестве тестового полигона была выбрана река Волга на участке от г. Саратов до г. Волгоград. На рис. 3 показан рассматриваемый участок реки на карте Яндекс (слева) и на оптическом изображении MODIS (справа). В оптическом изображении присутствуют сильные геометрические искажения, связанные со схемой измерения (наклонная съемка).

Для первого исследования было решено использовать достаточно «большой» внутренний водоем и на этом участке р. Волга становится широкой и хорошо заметна на радиолокационном изображении. Задача определения площади водоема, который становится заметным на радиолокационном изображении, будет рассматриваться в дальнейших исследованиях. Для анализа использовались данные с 01.11.2021 по 01.09.2022.

Примеры радиолокационного изображения DPR за 19.12.2021 в Ku-диапазоне (слева) и в Ka-диапазоне (справа) приведены на рис. 4. Синей кривой показано русло р. Волга без учета ширины реки. Цвет соответствует измеренному сечению обратного рассеяния в дБ. Прямые линии на радиолокационном изображении проведены для углов: −16°, −12°, −8°, −4°, 4°, 8°, 12°, 16°.

На радиолокационном изображении река выделяется большим значением сечения обратного рассеяния по сравнению с сушей. В это время река свободна ото льда.

Разрезы радиолокационного изображения вдоль направления движения (прямые на рис. 4) приведены на рис. 5. Угол падения для разреза обозначен цифрами: 4°, 8° и т.д.

На рис. 5 по горизонтальной оси отложена восточная долгота в градусах, по вертикальной – сечение обратного рассеяния.

Из разрезов видно, что в данном случае во всем интервале углов падения можно «обнаружить» реку. Сечение обратного рассеяния зависит от скорости ветра, поэтому при слабом ветре и больших углах падения, высота «пиков», соответствующих реке, может значительно уменьшиться.

Интересный результат получился для углов 16°, 12°, 8°, 4° и −4°, −8°, −12°, −16°. Сечение обратного рассеяния в Ka-диапазоне оказалось меньше, чем в Ku-диапазоне и эта разность увеличивается с увеличением угла падения. Это хорошо видно и на радиолокационных изображениях (рис. 4). Пока нет однозначного ответа, с чем это связано и исследования в этом направлении будут продолжены.



Рис. 3. Тестовый полигон на карте Яндекс (слева) и оптическое изображение MODIS (справа).

Обработка данных

Теперь рассмотрим радиолокационное изображение после формирования ледяного покрова на реке. В зимних условиях (наличие снежного покрова, отрицательная температура воздуха) сечение обратного рассеяния суши и реки, покрытой льдом, меняются. Пример «зимнего» радиолокационного изображения в Ku-диапазоне (слева) и Ka-диапазоне (справа) приведен на рис. 6 (7.01.2022).

По сравнению с рис. 4 отраженный сигнал стал сильнее для суши и меньше для реки, покрытой льдом. В результате нельзя определить на радиолокационном изображении положение реки.

На рис. 7 приведены разрезы для тех же углов падения и видно, что река стала «незаметной» на радиолокационном изображении, что говорит об изменении ее «состояния» – наличия ледяного покрова.

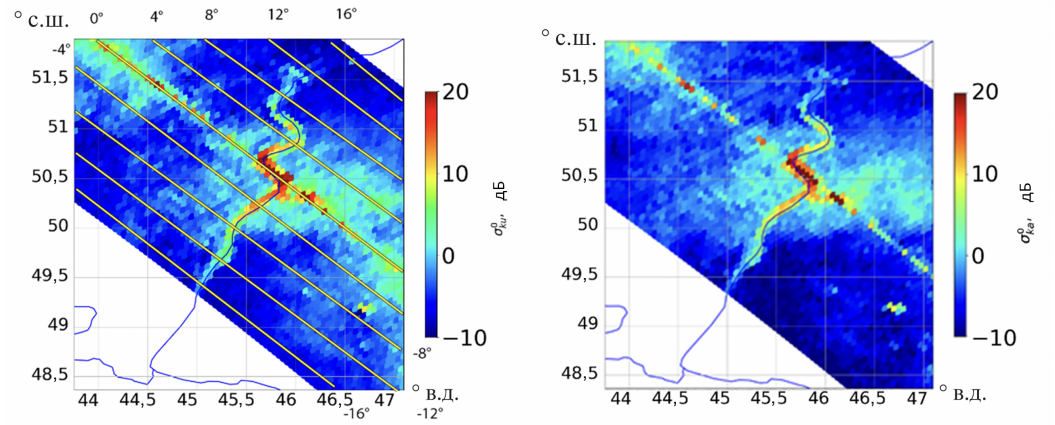


Рис. 4. Радиолокационное изображение в Ku-диапазоне (слева) и в Ka-диапазоне (справа) исследуемой области 19.12.2021.

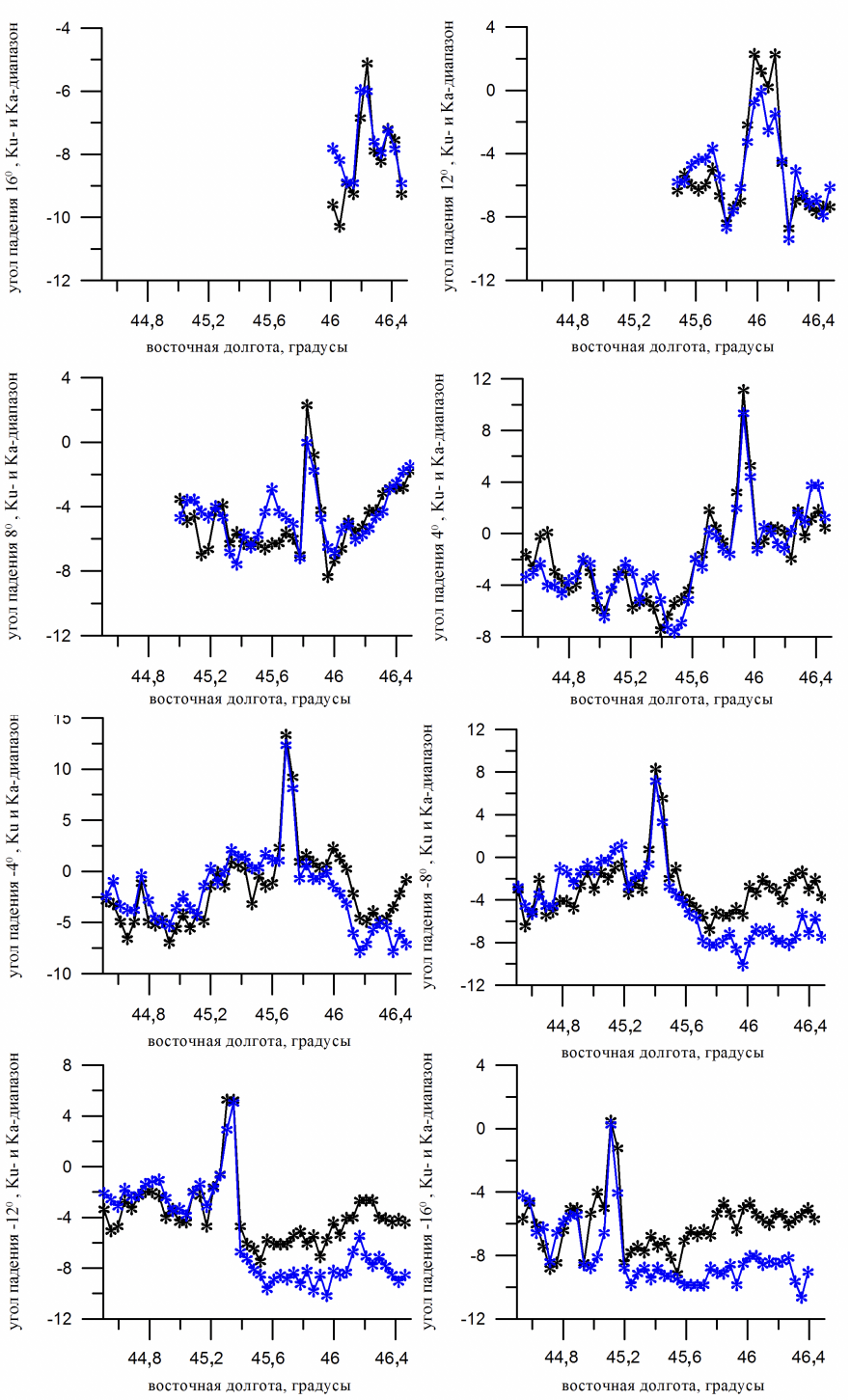


Рис. 5. Разрез радиолокационного изображения для углов падения 4°, 8°, 12°, 16° и −4°, −8°, −12°, −16°. Черным цветом показан Ku-диапазон, синим – Ka (19.12.2021). По вертикальной оси отложено сечение обратного рассеяния, дБ.

Таким образом, после формирования ледяного покрова река становится «незаметной» на радиолокационном изображении, что позволяет определить дату формирования ледяного покрова. «Появление» реки на радиолокационном изображении весной будет говорить о разрушении ледяного покрова. Таким образом, используя данные DPR можно оценить период существования ледяного покрова в исследуемом регионе. Рассто-

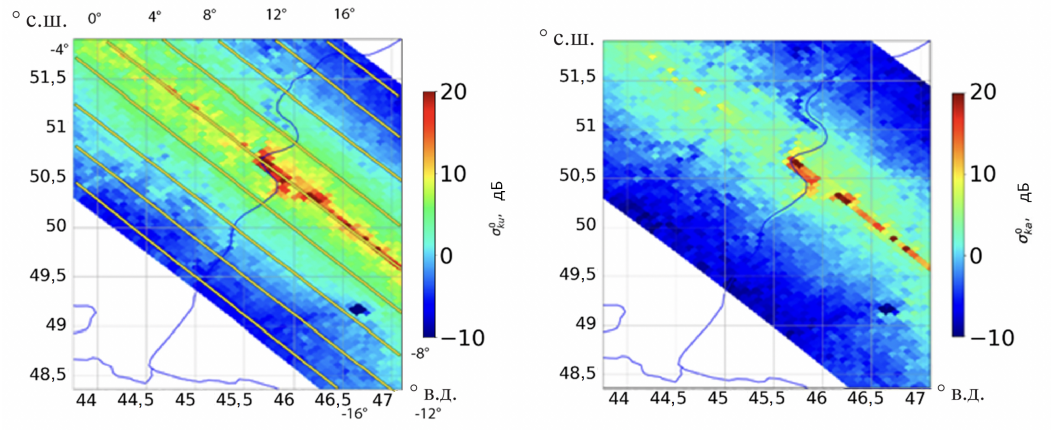


Рис. 6. Радиолокационное изображение исследуемой области 7.01.2022 в Ku-диапазоне (слева) и в Ka-диапазоне (справа).

яние между «разрезами» около 5 км, т.е. информация о наличии/отсутствии ледяного покрова будет собираться с таким шагом по реке.

На рис. 7 наблюдается различие сечений обратного рассеяния в Ku- и Ka-диапазонах для всех углов падения. Вероятно, что это связано с наличием снежного покрова. На длине волны 8 мм присутствует поглощение в снежном покрове, потому сечение обратного рассеяния отраженного сигнала будет слабее, чем в Ku-диапазоне, где затухание меньше. Кроме того, шероховатость поверхности в Ka-диапазоне выше, т.е. диаграмма рассеяния будет шире, чем в Ku-диапазоне, что также ослабляет отраженный сигнал. В дальнейшем будет выполнена проверка этого предположения и получена оценка эффективности критерия определения наличия/отсутствия снежного покрова по разнице сечения обратного рассеяния на двух длинах волн.

В заключение приведем радиолокационное изображение, которое было получено весной, когда река освободилась ото льда. На рис. 8 показаны радиолокационные изображения, полученные 4 апреля 2022 года: слева в Ku-диапазоне и справа в Ka-диапазоне.

Русло реки хорошо заметно на радиолокационных изображениях и это является надежным индикатором отсутствия льда.

Обсуждение результатов

Наклонение орбиты спутника GPM составляет 65°, поэтому для проведения мониторинга доступна большая часть внутренних водоемов на территории России и Канады. Полоса обзора радиолокатора достаточно узкая (245 км), поэтому частота повторения наблюдений выбранного участка будет меняться от двух раз в сутки до одного раза в 3 суток. Примерный период повторения орбиты (трека) составляет 7–8 дней. Преимущество орбиты состоит в том, что при вращении спутника происходит постепенное смещение трека и любой участок на поверхности попадет в полосу обзора в течении нескольких дней даже при относительно узкой ширине полосы обзора.

В полосе обзора DPR меняется угол падения, что может влиять на эффективность алгоритмов определения состояния внутренних водоемов (лед/вода). Этот эффект был рассмотрен при обработке.

При нулевом угле падения отражение от суши, ледяного покрова и водной поверхности имеют близкие значения сечения обратного рассеяния, что не позволяет проводить классификацию типов подстилающей поверхности. Это хорошо видно на рис. 4 и рис. 8.

На примере морского льда ранее было показано, что для классификации типа подстилающей поверхности лучше использовать углы падения больше 3°–4°, т.е. узкая полоса вдоль трека не будет использоваться при обработке.

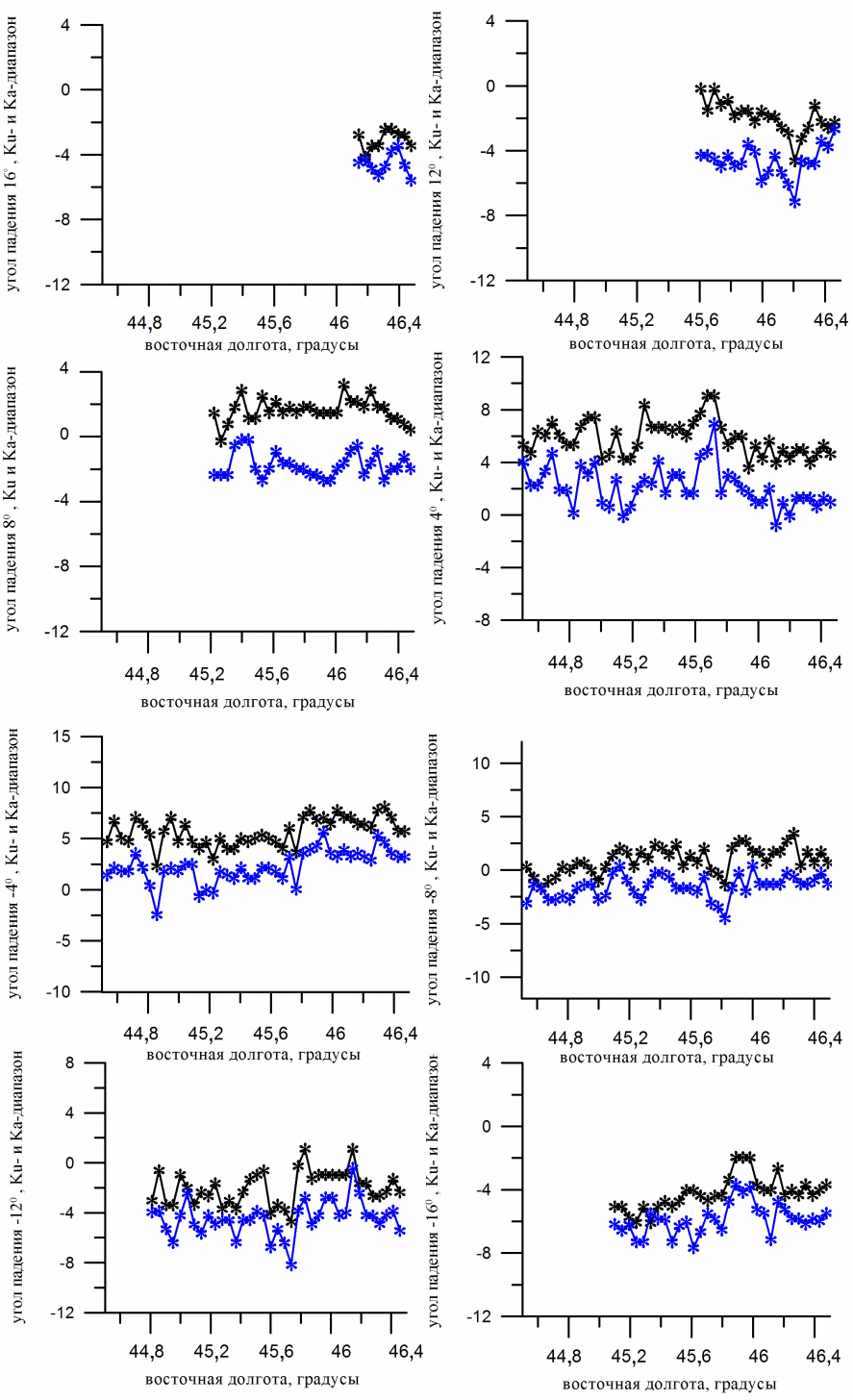


Рис. 7. Разрез радиолокационного изображения для углов падения 16°, 12°, 8°, 4° и −4°, −8°, −12°, −16°. Черным цветом показан Ku-диапазон, синим – Ka-диапазон. По вертикальной оси отложено сечение обратного рассеяния, дБ.

При дальнейшем увеличении угла падения река становится более «контрастной» и хорошо заметна на радиолокационном изображении. На рис. 5 (декабрь 2021) видно, что река «проявляется» для всех углов падения в полосе обзора. В этот время температура воздуха была отрицательной и на поверхности лежал снег.

В начале апреля температура воздуха была положительной, снег растаял и река снова видна на радиолокационном изображении, в том числе при больших углах

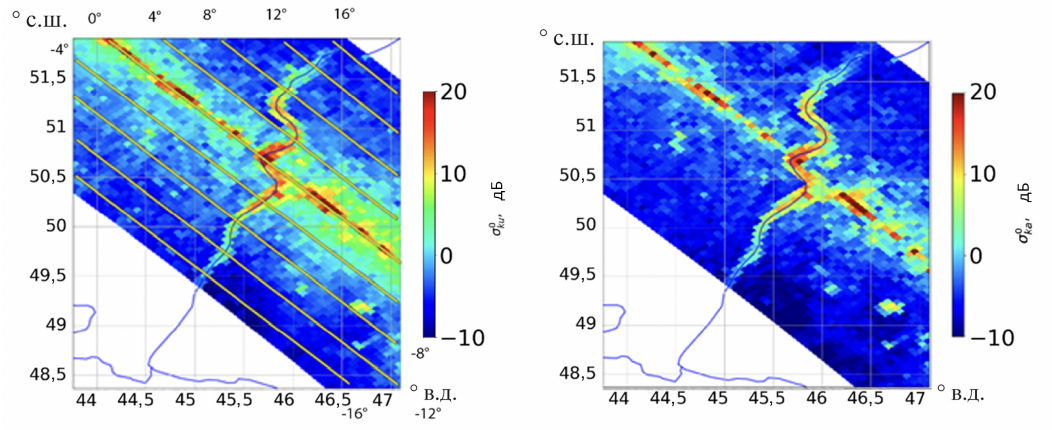


Рис. 8. Радиолокационное изображение 4 апреля 2022 года: Ku-диапазон (слева) и Ka-диапазон (справа).

падения (см. рис. 8 и рис. 9). В ходе дальнейших исследований будут уточнены условия и углы падения, когда предлагаемый подход будет эффективно работать.

Фактором, который также может влиять на работоспособность предлагаемого подхода, является скорость приводного ветра. При сильном ветре сечение обратного рассеяния водной поверхности при углах падения больше 10° будет увеличиваться, поэтому река станет лучше видна на краю полосы обзора.

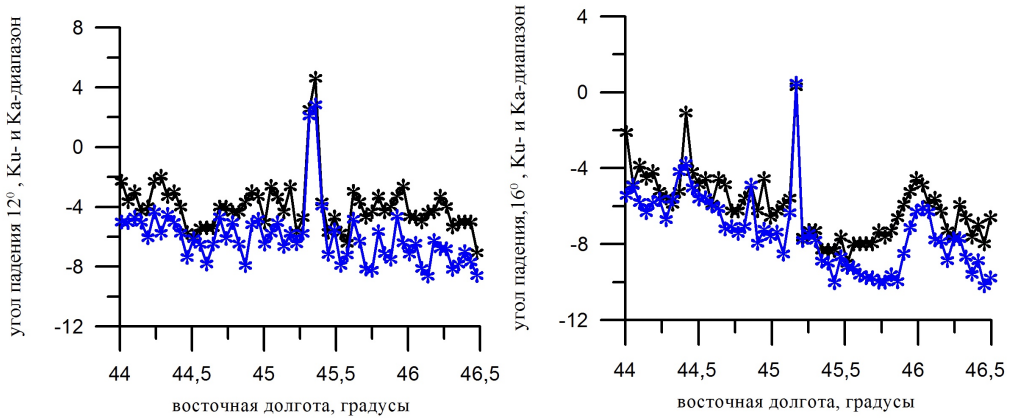


Рис. 9. Разрез радиолокационного изображения для углов падения −12° и −16°. Черным цветом показан Ku-диапазон, синим – Ka-диапазон. По вертикальной оси отложено сечение обратного рассеяния, дБ.

DPR выполняет измерения на двух частотах, что предоставляет дополнительную информацию о характеристиках отражающей поверхности и может применяться для решения других задач, в частности, наличии/отсутствии снежного покрова, растительности, рельефе, влажности почвы и, в том числе, переход температуры через ноль. Все эти направления будут рассмотрены в дальнейших исследованиях.

Выводы

В ходе проведенного исследования показано, что при малых углах падения (< 18°), сечение обратного рассеяния водной поверхности существенно больше, чем сечение обратного рассеяния суши. Благодаря этому можно обнаруживать на радиолокационных изображениях внутренние водоемы, которые существенно меньше разрешения радиолокатора DPR. На рис. 4 приведены разрезы для разных углов падения и изменение сечения обратного рассеяния может достигать 8–12 дБ и зависит от угла падения.

На радиолокационном изображении внутренним водоемам соответствуют большие значения сечения обратного рассеяния. Однако при формировании ледяного покрова разница пропадает, и небольшие внутренние водоемы становятся незаметными на радиолокационном изображении.

На примере р. Волга в нижнем течении исследовано влияние ледяного покрова на радиолокационное изображение при малых углах падения. Приведены первые результаты обработки и показано, что почти во всей полосе обзора можно идентифицировать появление/исчезновение ледяного покрова на внутренних водоемах.

На эффективность метода будет влиять состояние окружающей среды, например, температура воздуха, осадки, скорость и направление ветра.

Важным преимуществом данных DPR по сравнению с планируемыми к запуску радиолокаторами является то, что измерения ведутся с 2014 года, поэтому можно анализировать не только будущие измерения, но и имеющийся массив информации за последние 10 лет, чтобы позволяет оценить тенденции изменения климата в разных регионах России и мира.

Таким образом, данное исследование является первым шагом в применении данных DPR для мониторинга ледяного покрова небольших внутренних водоемов и измерения длительности существования ледяного покрова.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10064, https://rscf.ru/project/23-77-10064/.

Список литературы

Бордонский Г. С., Гурулев А. А., Крылов С. Д. Электромагнитные потери пресного льда в микроволновом диапазоне при 0°C // Радиотехника и электроника. — 2014. — Т. 59, № 6. — С. 587—592. — DOI: 10.7868/s0033849414060060.

Бордонский Г. С., Казанцев В. А., Козлов А. К. Особенности диэлектрических характеристик льда вблизи температуры фазового перехода // Материалы 22-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». — Москва : Институт космических исследований РАН, 2024. — DOI: 10.21046/22DZZconf-2024a.

Гинзбург А., Костяной А., Серых И. и др. Климатические изменения гидрометеорологических параметров Каспийского моря (1980-2020) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 5. — С. 277—291. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-277-291.

Дегай А. Ю., Андреев М., Егоров В. и др. Развитие методов автоматического распознавания ледового покрытия на основе спутниковых данных оптического и ближнего инфракрасного диапазона для системы мониторинга рыболовства // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2021. — Т. 18, № 4. — С. 27—40. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-27-40.

Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии / под ред. А. П. Крэкнелла. — Москва : Мир, 1984. — 535 с.

Животовская М., Заболотских Е., Шапрон Б. Ложная диагностика морского льда в Арктике спутниковыми микроволновыми радиометрами в экстремальных погодных условиях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2019. — Т. 16, № 6. — С. 209—220. — DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220.

Заболотских Е. В., Хворостовский К. С., Животовская М. А. и др. Спутниковое микроволновое зондирование морского льда Арктики. Обзор // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2023. — Т. 20, № 1. — С. 9—34. — DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34.

Караев В. Ю., Панфилова М. А., Митник Л. М. и др. Особенности радиолокационного зондирования ледяного покрова при малых углах падения на примере Охотского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2020. — Т. 17, № 7. — С. 187—202. — DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-187-202.

Караев В. Ю., Сорокин Е. С., Титченко Ю. А. и др. К вопросу об использовании данных двухчастотного дождевого радиолокатора для мониторинга ледяного покрова внутренних водоемов // Материалы 22-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». — Москва : Институт космических исследований РАН, 2024. — С. 390. — DOI: 10.21046/22DZZconf-2024a.

Ковалдов Д. А., Титченко Ю. А., Караев В. Ю. и др. К вопросу об определении диаграммы рассеяния ледяного покрова по данным бистатического дистанционного зондирования в L-диапазоне // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2024. — Т. 21, № 6. — С. 294—308. — DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-6-294-308.

Ладога / под ред. В. А. Румянцева, С. А. Кондратьева. — Санкт-Петербург : Нестор-История, 2013. — 468 с.

Лед тронулся: Как уникальная платформа «Северный Полюс» помогает изучать Арктику. — 2023. — https://clck.ru/3M2VjX.

Мельник Ю. А., Зубкович С. Г. Радиолокационные методы исследования Земли. — Москва : Советское радио, 1980. — 260 с.

Митник Л., Хазанова Е. Радиолокационные, термические и оптические контрасты морского льда в Охотском море зимой // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2019. — Т. 16, № 5. — С. 255—267. — DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-255-267.

Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэро-космических носителей / под ред. С. Н. Конюхова, В. И. Драновского, В. Н. Цымбала. — Киев : Авиадиагностика, 2007. — 440 с.

Ромасько В. Ю., Гордеева О. С., Новикова О. Г. и др. Спутниковый мониторинг положения кромки льда на крупных реках Сибири // Материалы 22-й Международной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». — Москва : Институт космических исследований РАН, 2024. — С. 123. — DOI: 10.21046/22DZZconf-2024a.

Тихонов В., Репина И., Раев М. и др. Новый алгоритм восстановления сплоченности морского ледяного покрова по данным пассивного микроволнового зондирования // Исследование Земли из космоса. — 2014. — № 2. — С. 35—43. — DOI: 10.7868/S0205961414020110.

Bremen University. Sea Ice Portal. — 2025. — (visited on 29.04.2025). https://www.seaice.uni-bremen.de/start/.

Bureau of Meteorology. State of the Climate 2024. Cryosphere. — 2024. — http://www.bom.gov.au/state-of-the-climate/cryosphere.shtml.

Cooke C. L. V., Scott K. A. Estimating Sea Ice Concentration From SAR: Training Convolutional Neural Networks With Passive Microwave Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2019. — Vol. 57, no. 7. — P. 4735–4747. — DOI: 10.1109/TGRS.2019.2892723.

Hall D., Fagre D., Klasner F., et al. Analysis of ERS 1 synthetic aperture radar data of frozen lakes in northern Montana and implications for climate studies // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1994. — Vol. 99, no. C11. — P. 22473–22482. — DOI: 10.1029/94jc01391.

Halpern D. Satellites, oceanography and society. — Elsevier, 2000. — 368 p.

Hauser D., Tison C., Amiot T., et al. SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 3000–3014. — DOI: 10.1109/tgrs.2017.2658672.

Hauser D., Tourain C., Hermozo L., et al. New Observations From the SWIM Radar On-Board CFOSAT: Instrument Validation and Ocean Wave Measurement Assessment // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2021. — Vol. 59, no. 1. — P. 5–26. — DOI: 10.1109/TGRS.2020.2994372.

JAXA. GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0. — Japan Aerospace Exploration Agency, 2014. — 92 p.

Jeffries M., Morris K., Weeks W., et al. Structural and stratigraphie features and ERS 1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991-1992 // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1994. — Vol. 99, no. C11. — P. 22459–22471. — DOI: 10.1029/94jc01479.

Karaev V., Panfilova M., Titchenko Yu., et al. Monitoring of Inland Waters by Dual-Frequency Precipitation Radar: First Results // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2018. — Vol. 11, no. 11. — P. 4364–4372. — DOI: 10.1109/JSTARS.2018.2874697.

Karvonen J. Baltic Sea Ice Concentration Estimation Using SENTINEL-1 SAR and AMSR2 Microwave Radiometer Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 2871–2883. — DOI: 10.1109/tgrs.2017.2655567.

Kim J.-W., Kim D.-J., Hwang B. J. Characterization of Arctic Sea Ice Thickness Using High-Resolution Spaceborne Polarimetric SAR Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2012. — Vol. 50, no. 1. — P. 13–22. — DOI: 10.1109/tgrs.2011.2160070.

Konig C., Konig T., Singha S., et al. Combined Use of Space Borne Optical and SAR Data to Improve Knowledge about Sea Ice for Shipping // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 23. — P. 4842. — DOI: 10.3390/rs13234842.

Leigh S., Wing Z., Clausi D. Automated Ice-Water Classification Using Dual Polarization SAR Satellite Imagery // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2014. — Vol. 52, no. 9. — P. 5529–5539. — DOI: 10.1109/tgrs.2013.2290231.

Mätzler C., Wegmüller U. Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies // Journal of Physics D: Applied Physics. — 1987. — Vol. 20, no. 12. — P. 1623–1630. — DOI: 10.1088/0022-3727/20/12/013.

Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. by F. D. Carsey. — American Geophysical Union, 1992. — 462 p. — (Geophysical Monograph Series). — DOI: 10.1029/gm068.

Nekrasov A., Khachaturian A., Abramov E., et al. On Sea Ice/Water Discrimination by Airborne Weather Radar // IEEE Access. — 2020a. — Vol. 8. — P. 120916–120922. — DOI: 10.1109/ACCESS.2020.3006617.

Nekrasov A., Khachaturian A., Labun J., et al. Towards the Sea Ice and Wind Measurement by a C-Band Scatterometer at Dual VV/HH Polarization: A Prospective Appraisal // Remote Sensing. — 2020b. — Vol. 12, no. 20. — P. 3382. — DOI: 10.3390/rs12203382.

Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection by an Unsupervised Method Using Ku- and Ka-Band Radar Data at Low Incidence Angles: First Results // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 14. — P. 3530. — DOI: 10.3390/rs15143530.

Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection Method Using the Dependence of the Radar Cross-Section on the Incidence Angle // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, no. 5. — DOI: 10.3390/rs16050859.

Panfilova M., Karaev V., Mitnik L., et al. Advanced View at the Ocean Surface // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2020. — Vol. 125, no. 11. — e2020JC016531. — DOI: https://doi.org/10.1029/2020JC016531.

Patel A., Paden J., Leuschen C., et al. Fine-Resolution Radar Altimeter Measurements on Land and Sea Ice // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2015. — Vol. 53, no. 5. — P. 2547–2564. — DOI: 10.1109/tgrs.2014.2361641.

Quartly G., Rinne R., Pissaro M., et al. Review of Radar Altimetry Techniques over the Arctic Ocean: Recent Progress and Future Opportunities for Sea Level and Sea Ice Research // The Cryosphere Discuss. Preprint. — 2018. — DOI: 10.5194/tc-2018-148.

Rajkumar K., Maheshwari M., Pallipad J., et al. Concurrent Use of OSCAT and AltiKa to Characterize Antarctic Ice Surface Features // Marine Geodesy. — 2015. — Vol. 38, sup1. — P. 497–509. — DOI: 10.1080/01490419.2014.1001047.

Remund Q., Long D. A Decade of QuikSCAT Scatterometer Sea Ice Extent Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2014. — Vol. 52, no. 7. — P. 4281–4290. — DOI: 10.1109/tgrs.2013.2281056.

Rivas M., Verspeek J., Verhoef A., et al. Bayesian Sea Ice Detection With the Advanced Scatterometer ASCAT // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2012. — Vol. 50, no. 7. — P. 2649–2657. — DOI: 10.1109/TGRS.2011.2182356.

Troitskaya Yu. I., Rybushkina G., Soustova I., et al. Adaptive retracking of Jason-1 altimetry data for inland waters: the example of the Gorky Reservoir // International Journal of Remote Sensing. — 2012. — Vol. 33, no. 23. — P. 7559–7578. — DOI: 10.1080/01431161.2012.685972.

Troitskaya Yu. I., Rybushkina G. V., Soustova I. A., et al. Adaptive Retracking of Jason-1, 2 Satellite Altimetry Data for the Volga River Reservoirs // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2014. — Vol. 7, no. 5. — P. 1603–1608. — DOI: 10.1109/jstars.2013.2267092.

Wu S., Shi L., Zou B., et al. Daily Sea Ice Concentration Product over Polar Regions Based on Brightness Temperature Data from the HY-2B SMR Sensor // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 6. — P. 1692. — DOI: 10.3390/rs15061692.

Yan Q., Huang W. Spaceborne GNSS-R Sea Ice Detection Using Delay-Doppler Maps: First Results From the U.K. TechDemoSat-1 Mission // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2016. — Vol. 9, no. 10. — P. 4795–4801. — DOI: 10.1109/jstars.2016.2582690.

Zabolotskikh E. V. Review of Methods to Retrieve Sea-Ice Parameters from Satellite Microwave Radiometer Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. — 2019. — Vol. 55, no. 1. — P. 110–128. — DOI: 10.1134/s0001433818060166.

Zakhatkina N. Yu., Alexandrov V. Yu., Johannessen O. N., et al. Classification of Sea Ice Types in ENVISAT Synthetic Aperture Radar Images // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2013. — Vol. 51, no. 5. — P. 2587–2600. — DOI: 10.1109/tgrs.2012.2212445.

Zhai X., Wang Z., Zheng Z., et al. Sea Ice Monitoring with CFOSAT Scatterometer Measurements Using Random Forest Classifier // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 22. — P. 4686. — DOI: 10.3390/rs13224686.

Zhang J., He P., Hu X., et al. Dynamic Lake Ice Movement on Lake Khovsgol, Mongolia, Revealed by Time Series Displacements from Pixel Offset with Sentinel-2 Optical Images // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 24. — P. 4979. — DOI: 10.3390/rs13244979.

Zhang Z., Yu Y., Li X., et al. Arctic Sea Ice Classification Using Microwave Scatterometer and Radiometer Data During 2002-2017 // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2019. — Vol. 57, no. 8. — P. 5319–5328. — DOI: 10.1109/TGRS.2019.2898872.

Russian Journal of Earth Sciences

On the Problem of Radar Monitoring of Ice Cover Formation and Destruction on Inland Waters: First Assessments

V. Yu. Karaev*, E. S. Sorokin, M. A. Panfilova, Yu. A. Titchenko, E. M. Meshkov, and D. A. Kovaldov

A. V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences, Nizhniy Novgorod, Russia

****Correspondence to:** Vladimir Karaev, volody@ipfran.ru.

Remote sensing methods are widely used to monitor ongoing climate change, and the area of sea ice in the Arctic and Antarctic is used as one of the criteria. The duration of ice cover on inland waters can be used to assess processes within continents. The small size of internal waters does not allow the use of traditional methods that have proven themselves well in marine conditions. This study considers the possibility of using dual-frequency precipitation radar data to detect ice formation and destruction on small inland waters. Due to the features of backscatter at small incidence angles (< 18°), inland waters with sizes smaller than the radar resolution (5 km) are "visible" in radar images. Using the Volga River as an example, it is shown that water-ice and ice-water transitions can be detected when analyzing radar images, and thus, possible to estimate the duration of ice cover on inland waters.

Recieved: 21 March 2025
Accepted: 7 May 2025
Published: 13 May 2025

Keywords: inland water, ice cover, dual-frequency precipitation radar, radar image, small incidence angles.

Citation: Karaev, V. Yu., E. S. Sorokin, M. A. Panfilova, Yu. A. Titchenko, E. M. Meshkov, and D. A. Kovaldov (2025), On the Problem of Radar Monitoring of Ice Cover Formation and Destruction on Inland Waters: First Assessments, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3009, https://doi.org/10.2205/2025ES001020, EDN: NZVMMR

© 2025. The Authors.

References

AARI. The Ice Has Moved: How the Unique North Pole Platform Helps Study the Arctic. — 2023. — (In Russian). https://clck.ru/3M2VjX.

Bordonskii G. S., Kazantsev V. A., Kozlov A. K. Features of Dielectric Characteristics of Ice Near the Phase Transition Temperature // Proceedings of the 22nd International Conference «Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa». — Moscow : Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2024. — DOI: 10.21046/22DZZconf-2024a. — (In Russian).

Bordonsky G. S., Gurulev A. A., Krylov S. D. Electromagnetic loss of fresh ice in microwave range at a temperature of 0°C // Journal of Communications Technology and Electronics. — 2014. — Vol. 59, no. 6. — P. 536–540. — DOI: 10.1134/S1064226914060060.

Bremen University. Sea Ice Portal. — 2025. — (visited on 29.04.2025). https://www.seaice.uni-bremen.de/start/.

Bureau of Meteorology. State of the Climate 2024. Cryosphere. — 2024. — http://www.bom.gov.au/state-of-the-climate/cryosphere.shtml.

Cooke C. L. V., Scott K. A. Estimating Sea Ice Concentration From SAR: Training Convolutional Neural Networks With Passive Microwave Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2019. — Vol. 57, no. 7. — P. 4735–4747. — DOI: 10.1109/TGRS.2019.2892723.

Degay A. Yu., Andreev M., Egorov V., et al. Development of methods of automatic recognition of sea ice cover based on visible and near-infrared satellite data for fishery monitoring system // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2021. — Vol. 18, no. 4. — P. 27–40. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-27-40. — (In Russian).

Ginzburg A., Kostyanoy A., Serykh I., et al. Climatic changes in hydrometeorological parameters of the Caspian Sea (1980-2020) // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2021. — Vol. 18, no. 5. — P. 277–291. — DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-277-291. — (In Russian).

Hall D., Fagre D., Klasner F., et al. Analysis of ERS 1 synthetic aperture radar data of frozen lakes in northern Montana and implications for climate studies // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1994. — Vol. 99, no. C11. — P. 22473–22482. — DOI: 10.1029/94jc01391.

Halpern D. Satellites, oceanography and society. — Elsevier, 2000. — P. 368.

Hauser D., Tison C., Amiot T., et al. SWIM: The First Spaceborne Wave Scatterometer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 3000–3014. — DOI: 10.1109/tgrs.2017.2658672.

Hauser D., Tourain C., Hermozo L., et al. New Observations From the SWIM Radar On-Board CFOSAT: Instrument Validation and Ocean Wave Measurement Assessment // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2021. — Vol. 59, no. 1. — P. 5–26. — DOI: 10.1109/TGRS.2020.2994372.

JAXA. GPM Data Utilization Handbook. Version 1.0. — Japan Aerospace Exploration Agency, 2014. — P. 92.

Jeffries M., Morris K., Weeks W., et al. Structural and stratigraphie features and ERS 1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991-1992 // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 1994. — Vol. 99, no. C11. — P. 22459–22471. — DOI: 10.1029/94jc01479.

Karaev V. Yu., Panfilova M., Titchenko Yu., et al. Monitoring of Inland Waters by Dual-Frequency Precipitation Radar: First Results // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2018. — Vol. 11, no. 11. — P. 4364–4372. — DOI: 10.1109/JSTARS.2018.2874697.

Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Mitnik L. M., et al. Features of radar probing of ice cover at small incidence angles by the example of the Okhotsk Sea // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2020. — Vol. 17, no. 7. — P. 187–202. — DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-187-202. — (In Russian).

Karaev V. Yu., Sorokin E. S., Titchenko Yu. A., et al. On the Use of Dual-Frequency Rain Radar Data for Monitoring Ice Cover of Inland Waters // Proceedings of the 22nd International Conference «Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa». — Moscow : Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2024. — P. 390. — DOI: 10.21046/22DZZconf-2024a. — (In Russian).

Karvonen J. Baltic Sea Ice Concentration Estimation Using SENTINEL-1 SAR and AMSR2 Microwave Radiometer Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2017. — Vol. 55, no. 5. — P. 2871–2883. — DOI: 10.1109/tgrs.2017.2655567.

Kim J.-W., Kim D.-J., Hwang B. J. Characterization of Arctic Sea Ice Thickness Using High-Resolution Spaceborne Polarimetric SAR Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2012. — Vol. 50, no. 1. — P. 13–22. — DOI: 10.1109/tgrs.2011.2160070.

Konig C., Konig T., Singha S., et al. Combined Use of Space Borne Optical and SAR Data to Improve Knowledge about Sea Ice for Shipping // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 23. — P. 4842. — DOI: 10.3390/rs13234842.

Kovaldov D. A., Titchenko Yu. A., Karaev V. Yu., et al. On the issue of determining the scattering diagram of ice cover using bistatic remote sensing data in the L-band // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2024. — Vol. 21, no. 6. — P. 294–308. — DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-6-294-308. — (In Russian).

Ladoga / ed. by V. A. Rumyantseva, S. A. Kondratieva. — Saint Petersburg : Nestor-Istoriya, 2013. — P. 468. — (In Russian).

Leigh S., Wing Z., Clausi D. Automated Ice-Water Classification Using Dual Polarization SAR Satellite Imagery // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2014. — Vol. 52, no. 9. — P. 5529–5539. — DOI: 10.1109/tgrs.2013.2290231.

Mätzler C., Wegmüller U. Dielectric properties of freshwater ice at microwave frequencies // Journal of Physics D: Applied Physics. — 1987. — Vol. 20, no. 12. — P. 1623–1630. — DOI: 10.1088/0022-3727/20/12/013.

Melnik Yu. A., Zubkovich S. G. Radar Methods of Earth Exploration. — Moscow : Sovetskoye radio, 1980. — P. 260. — (In Russian).

Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. by F. D. Carsey. — American Geophysical Union, 1992. — P. 462. — (Geophysical Monograph Series). — DOI: 10.1029/gm068.

Mitnik L., Khazanova E. Radar, thermal and optical contrasts of sea ice in the Sea of Okhotsk during winter // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2019. — Vol. 16, no. 5. — P. 255–267. — DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-255-267. — (In Russian).

Nekrasov A., Khachaturian A., Abramov E., et al. On Sea Ice/Water Discrimination by Airborne Weather Radar // IEEE Access. — 2020a. — Vol. 8. — P. 120916–120922. — DOI: 10.1109/ACCESS.2020.3006617.

Nekrasov A., Khachaturian A., Labun J., et al. Towards the Sea Ice and Wind Measurement by a C-Band Scatterometer at Dual VV/HH Polarization: A Prospective Appraisal // Remote Sensing. — 2020b. — Vol. 12, no. 20. — P. 3382. — DOI: 10.3390/rs12203382.

Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection by an Unsupervised Method Using Ku- and Ka-Band Radar Data at Low Incidence Angles: First Results // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 14. — P. 3530. — DOI: 10.3390/rs15143530.

Panfilova M., Karaev V. Sea Ice Detection Method Using the Dependence of the Radar Cross-Section on the Incidence Angle // Remote Sensing. — 2024. — Vol. 16, no. 5. — DOI: 10.3390/rs16050859.

Panfilova M., Karaev V., Mitnik L., et al. Advanced View at the Ocean Surface // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2020. — Vol. 125, no. 11. — e2020JC016531. — DOI: https://doi.org/10.1029/2020JC016531.

Patel A., Paden J., Leuschen C., et al. Fine-Resolution Radar Altimeter Measurements on Land and Sea Ice // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2015. — Vol. 53, no. 5. — P. 2547–2564. — DOI: 10.1109/tgrs.2014.2361641.

Quartly G., Rinne R., Pissaro M., et al. Review of Radar Altimetry Techniques over the Arctic Ocean: Recent Progress and Future Opportunities for Sea Level and Sea Ice Research // The Cryosphere Discuss. Preprint. — 2018. — DOI: 10.5194/tc-2018-148.

Radar methods and means of operational remote sensing of the Earth from aerospace carriers / ed. by S. N. Konyukhov, V. I. Dranovsky, V. N. Tsymbal. — Kyiv : Aviadiagnostika, 2007. — P. 440. — (In Russian).

Rajkumar K., Maheshwari M., Pallipad J., et al. Concurrent Use of OSCAT and AltiKa to Characterize Antarctic Ice Surface Features // Marine Geodesy. — 2015. — Vol. 38, sup1. — P. 497–509. — DOI: 10.1080/01490419.2014.1001047.

Remote Sensing in Meteorology, Oceanography and Hydrology / ed. by A. P. Cracknell. — Moscow : Mir, 1984. — P. 535. — (In Russian).

Remund Q., Long D. A Decade of QuikSCAT Scatterometer Sea Ice Extent Data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2014. — Vol. 52, no. 7. — P. 4281–4290. — DOI: 10.1109/tgrs.2013.2281056.

Rivas M., Verspeek J., Verhoef A., et al. Bayesian Sea Ice Detection With the Advanced Scatterometer ASCAT // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2012. — Vol. 50, no. 7. — P. 2649–2657. — DOI: 10.1109/TGRS.2011.2182356.

Romas'ko V. Yu., Gordeeva O. S., Novikova O. G., et al. Satellite Monitoring of the Ice Edge Position on Large Rivers of Siberia // Proceedings of the 22nd International Conference «Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa». — Moscow : Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, 2024. — P. 123. — DOI: 10.21046/22DZZconf-2024a. — (In Russian).

Tikhonov V., Repina I., Raev M., et al. New Algorithm Sea Ice Cover Reconstruction on the Basis of Passive Microwave Data // Issledovaniye Zemli iz kosmosa. — 2014. — No. 2. — P. 35–43. — DOI: 10.7868/S0205961414020110. — (In Russian).

Troitskaya Yu. I., Rybushkina G., Soustova I., et al. Adaptive retracking of Jason-1 altimetry data for inland waters: the example of the Gorky Reservoir // International Journal of Remote Sensing. — 2012. — Vol. 33, no. 23. — P. 7559–7578. — DOI: 10.1080/01431161.2012.685972.

Troitskaya Yu. I., Rybushkina G. V., Soustova I. A., et al. Adaptive Retracking of Jason-1, 2 Satellite Altimetry Data for the Volga River Reservoirs // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2014. — Vol. 7, no. 5. — P. 1603–1608. — DOI: 10.1109/jstars.2013.2267092.

Wu S., Shi L., Zou B., et al. Daily Sea Ice Concentration Product over Polar Regions Based on Brightness Temperature Data from the HY-2B SMR Sensor // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 6. — P. 1692. — DOI: 10.3390/rs15061692.

Yan Q., Huang W. Spaceborne GNSS-R Sea Ice Detection Using Delay-Doppler Maps: First Results From the U.K. TechDemoSat-1 Mission // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. — 2016. — Vol. 9, no. 10. — P. 4795–4801. — DOI: 10.1109/jstars.2016.2582690.

Zabolotskikh E. V. Review of Methods to Retrieve Sea-Ice Parameters from Satellite Microwave Radiometer Data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. — 2019. — Vol. 55, no. 1. — P. 110–128. — DOI: 10.1134/s0001433818060166.

Zabolotskikh E. V., Hvorostovsky K. S., Zhivotovskaya M. A., et al. Satellite microwave remote sensing of the Arctic sea ice. Review // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2023. — Vol. 20, no. 1. — P. 9–34. — DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34. — (In Russian).

Zakhatkina N. Yu., Alexandrov V. Yu., Johannessen O. N., et al. Classification of Sea Ice Types in ENVISAT Synthetic Aperture Radar Images // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2013. — Vol. 51, no. 5. — P. 2587–2600. — DOI: 10.1109/tgrs.2012.2212445.

Zhai X., Wang Z., Zheng Z., et al. Sea Ice Monitoring with CFOSAT Scatterometer Measurements Using Random Forest Classifier // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 22. — P. 4686. — DOI: 10.3390/rs13224686.

Zhang J., He P., Hu X., et al. Dynamic Lake Ice Movement on Lake Khovsgol, Mongolia, Revealed by Time Series Displacements from Pixel Offset with Sentinel-2 Optical Images // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 24. — P. 4979. — DOI: 10.3390/rs13244979.

Zhang Z., Yu Y., Li X., et al. Arctic Sea Ice Classification Using Microwave Scatterometer and Radiometer Data During 2002-2017 // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. — 2019. — Vol. 57, no. 8. — P. 5319–5328. — DOI: 10.1109/TGRS.2019.2898872.

Zhivotovskaya M., Zabolotskikh E., Chapron B. Spurious Arctic sea ice identification by satellite microwave radiometers under extreme weather conditions // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. — 2019. — Vol. 16, no. 6. — P. 209–220. — DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220. — (In Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Анализ ветрового волнения в заливе Анива по данным моделирования

С. А. Мысленков[1,2,3], В. М. Пищальник[1,4], В. С. Архипкин[1,2], Е. М. Латковская[1]

[1] Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск, Россия
[2] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия
[3] Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, г. Москва, Россия
[4] Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия
* **Контакт:** Станислав Александрович Мысленков, stasocean@gmail.com

В Охотском море в заливе Анива расположен один из карбоновых полигонов, на котором проводятся исследования баланса парниковых газов. Ветровое волнение играет важную роль в энергетическом, вещественном и газовом обмене в системе океан-атмосфера и океан-суша, обеспечивая перенос вещества и газов между всеми биотическими и абиотическими компонентами. В данной работе представлен анализ высоты, периода и длины волн на основе базы данных моделирования волнения с 1979 по 2023 год. Анализируются карты распределения основных параметров и их статистических распределений. Представлены розы волнения для нескольких точек в разных частях залива. Средняя многолетняя высота значительных волн составляет до ∼ 0,5 м в северной части залива и до ∼ 1 м в южной. Максимальная высота значительных волн достигает 8,5 м в южной части залива и около ∼ 4–5 м в северной. Наиболее волноопасными направлениями для залива являются юго-запад, юг и юго-восток.

Ключевые слова: залив Анива, Охотское море, ветровое волнение, моделирование волнения, карбоновый полигон.

Цитирование: Мысленков, С. А., В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, Е. М. Латковская Анализ ветрового волнения в заливе Анива по данным моделирования // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3012. — DOI: 10.2205/2025es000957 — EDN: KTQGSC

1. Введение

Залив Анива расположен на юге острова Сахалин и является северной частью пролива Лаперуза в зоне взаимодействия вод Охотского и Японского морей. Залив имеет важное экономическое, транспортное и рыбохозяйственное значение, в том числе в воспроизводстве ценных видов рыб и беспозвоночных [*Аминина и др.*, 2014; *Дылдин и др.*, 2020; *Каев и др.*, 2024; *Низяев*, 2022; *Филобокова и Жданкина*, 2020]. На побережье залива расположены крупные гидротехнические сооружения, такие как: морской порт Корсаков, терминал по отгрузке нефти и сжиженного природного газа в порту Пригородное, которые являются потенциальными источниками техногенного загрязнения морских вод. Также залив Анива является перспективной акваторией для развития марикультуры [*Maslennikov*, 2008]. Данные о ветровом волнении на акватории залива необходимы для решения различных инженерных задач, связанных с судоходством, строительством гидротехнических сооружений и прочих задач.

С 2021 года в рамках проекта Карбоновые полигоны России [*Carbon ...*, 2024] в Сахалинской области функционирует карбоновый полигон «Сахалин», морские площадки которого расположены в заливе Анива. Некоторые результаты по анализу гидрохимической структуры вод в заливе Анива приведены в работах [*Леонов и др.*, 2023; *Pishchalnik et al.*, 2024]. В заливе Анива проводятся работы по оценке фоновых значений поглощающей способности CO_2 морскими экосистемами, включая эмиссию парниковых

https://elibrary.ru/KTQGSC

Получено: 19 августа 2024 г.
Принято: 20 марта 2025 г.
Опубликовано: 16 июня 2025 г.

© 2025. Автор.

газов от штормовых выбросов макрофитов, в массе произрастающих в прибрежной акватории [*Завьялов и др.*, 2023; *Леонов и др.*, 2023]. Так, в 2022 г. общая площадь берега, занятая штормовыми выбросами морских макрофитов, составила 1,7 млн м^2, общий объем выбросов оценен в 172 640 м^3 [*Завьялов и др.*, 2023]. Внутри валов, высота которых достигала более 1 м, складывались анаэробные условия с выделением метана при разложении органического вещества. Ежегодные расчетные объемы эмиссии CO_2 и CH_4 на побережье зал. Анива от разложения выброшенных макрофитов в аэробных и анаэробных условиях составляют 2028 т CO_2 и 10 т CH_4 соответственно [*Завьялов и др.*, 2023]. Результаты исследований на других карбоновых полигонах России представлены в работах [*Напреенко и др.*, 2022; *Abakumov and Polyakov*, 2021; *Ostrovskii et al.*, 2022].

Ветровое волнение во многом определяет интенсивность перемешивания верхнего слоя вод, энергетический и газовый обмен между океаном и атмосферой [*Zhao et al.*, 2003]. Также под действием волн формируются береговые валы из морских макрофитов, поэтому данные о волновом климате залива Анива необходимы для расчетов, связанных с оценками суммарного потока парниковых газов, в том числе при использовании гидродинамических и биогеохимических моделей.

Залив Анива имеет размеры приблизительно 100 на 100 км и длину береговой линии около 230 км. Глубины в северной части залива составляют 20–50 м, в южной части до 100 м (рис. 1).

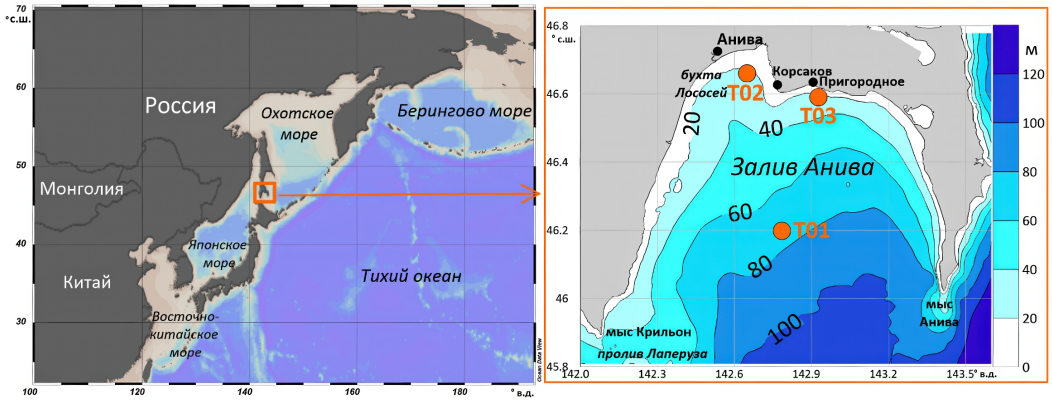


Рис. 1. Район исследований.

Для Охотского моря и острова Сахалин характерна цикличность атмосферных процессов. Наблюдается действие муссона, а также выражена интенсивная циклоническая деятельность [*Гидрометеорология ...*, 1998]. В конце декабря в заливе Анива начинается интенсивное ледообразование, а полное очищение залива ото льда в среднем наблюдается в первой декаде апреля [*Романюк и др.*, 2022].

Существует ряд работ, где рассматриваются некоторые параметры ветрового волнения Охотского моря и залива Анива. Ветровое волнение в Охотском море наиболее подробно описано в работе [*Справочные ...*, 2003]. Статистический анализ параметров ветрового волнения выполнен в целом для южной части моря (куда попадает залив Анива), а эта часть включает в себя всю акваторию моря южнее 49° с. ш. Шаг вычислительной сетки составляет ~ 1,8° [*Справочные ...*, 2003], поэтому для залива Анива, имеющего пространственный масштаб около 100 на 100 км и закрытого практически со всех направлений, использовать данные этого справочника не представляется возможным. Подробный анализ рядов максимальных высот волн в заливе Анива по данным прибрежных станций Корсаков и Новиково приведен в работе [*Хузеева и Като*, 2011]. В районе Корсакова по данным ГМС в период сильных штормов высоты максимальных волн достигают порядка 3,0–4,5 м. В осенний период по данным ГМС Новиково наибольший вклад вносит волнение от северо-запада и запада, а максимальные высоты волн составляют 5,0–6,0 м. Также в работе [*Хузеева и Като*, 2011] представлен анализ сезонной и межгодовой изменчивости сильного волнения.

Необходимо отметить работы, посвященные исследованию особенностей ветровых волн в разных районах Сахалинской области на основе данных измерений датчиками гидростатического давления [*Ковалев и др.*, 2019; *Кузнецов и др.*, 2014b; *Мысленков и др.*, 2025; *Плеханов*, 2015]. Часть измерений была выполнена непосредственно в заливе Анива, что позволяет оценить некоторые параметры ветрового волнения, хотя основной упор работ сделан на анализ аномальных волн [*Зайцев и др.*, 2011; *Кузнецов и др.*, 2014a]. Ветровое волнение также участвует в формировании штормовых нагонов в Охотском море. Анализ штормовых нагонов при помощи моделирования представлен в работах [*Зайцев и др.*, 2020; *Иванова и др.*, 2015; *Като и др.*, 2011].

В последние годы исследования ветрового волнения выполняются в основном на основе спектральных волновых моделей [*Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях*, 2013], так как в большинстве районов мирового океана продолжительные ряды инструментальных наблюдений отсутствуют. Карты среднемноголетних и максимальных значений для высоты, периода и длины волн в заливе Анива представлены в веб-атласе [*Myslenkov et al.*, 2023b], однако, анализ пространственной изменчивости этих параметров, а также оценки межгодовой изменчивости и повторяемости волн разных направлений для залива ранее не проводились. Данные о штормовой активности в целом для Охотского моря по данным моделирования представлены в работе [*Myslenkov et al.*, 2023a], залив Анива в контексте повторяемости штормов отдельно не рассматривался.

В данной работе выполнен подробный анализ пространственной изменчивости распределения основных параметров ветрового волнения за период с 1979 по 2023 год в заливе Анива на основе данных моделирования. Также приводятся данные о межгодовой изменчивости и оценки повторяемости волн по направлениям для нескольких точек, в том числе для портов Корсаков и Пригородное.

Материалы и методы

Для анализа параметров ветрового волнения использовалась база данных, полученная в работе [*Myslenkov et al.*, 2023a]. База данных создана на основе волновой модели WAVEWATCH III. Сведения о ветре и концентрации льда получены из реанализа NCEP/CFSR/CFSv2 [*Saha et al.*, 2010, 2014] за период с 1979 по 2023 гг. Вычисления проводились на неструктурной сетке, включающей акваторию Японского, Охотского и Берингова морей, а также всю северную часть Тихого океана (рис. 2). В заливе Анива шаг составляет около ~ 4 км в открытой части и ~ 1 км в прибрежной зоне. Более подробное описание конфигурации модели и особенности проведения экспериментов изложены в работах [*Myslenkov et al.*, 2023a,b]. В данной работе дополнительно были проведены расчеты параметров волн с 2020 по 2023 год по той же технологии.

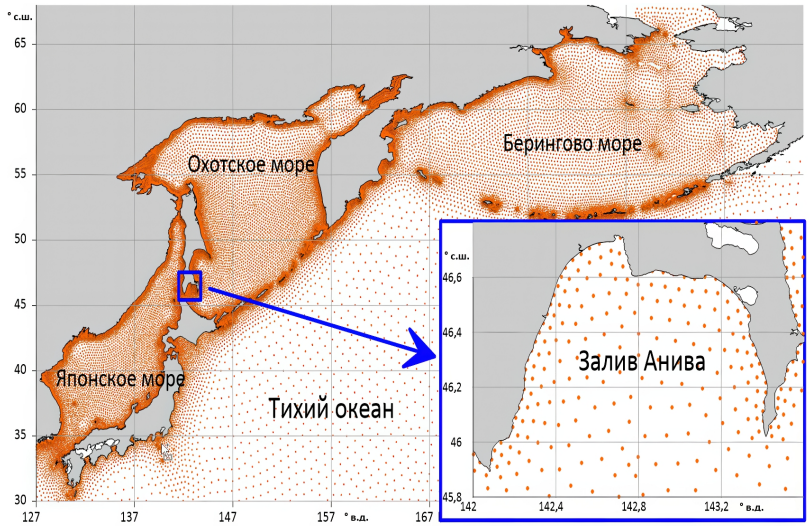


Рис. 2. Вычислительная сетка для моделирования волнения.

Методика и оценки качества моделирования для этой реализации модели приведены в работе [*Myslenkov et al.*, 2023a]. Также были выполнены дополнительные оценки на основе данных измерений на глубине 50 м, в районе города Monbetsu (остров Хоккайдо, 44,32° с. ш., 143,61° в. д.). Данные измерений волнения были получены на сайте проекта Nationwide Ocean Wave Information Network for Ports and Harbours (https://nowphas.mlit.go.jp/pastdata_select). Для анализа был выбран период с 15.06.2018 по 19.01.2019 (рис. 3). При сопоставлении высоты значительных волн по данным прямых измерений и по результатам моделирования получены: коэффициент корреляции ~ 0,92, систематическая ошибка 0,09 м, среднеквадратическое отклонение 0,28 м, индекс рассеяния 0,32.

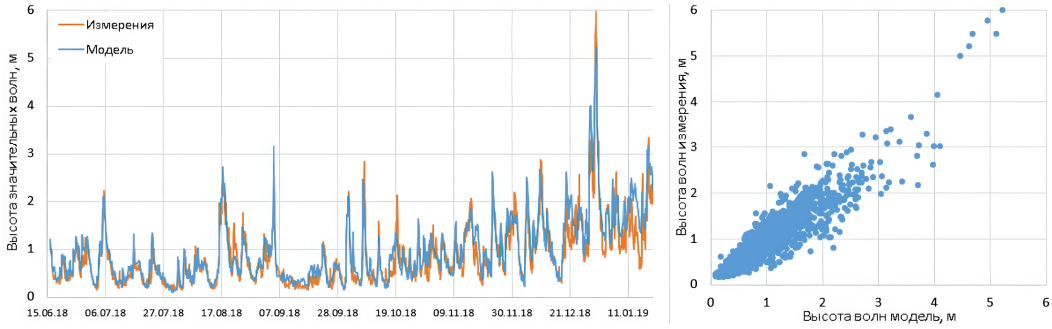


Рис. 3. Сравнение высоты значительных волн по результатам моделирования с данными измерений в районе города Monbetsu (44,32° с. ш., 143,61° в. д.).

В базе данных для каждого узла вычислительной сетки содержатся следующие характеристики ветрового волнения: высота значительных волн, среднее направление волн, период волн (t02), средняя длина волн. Высота значительных волн и другие параметры в модели рассчитываются для интервалов длительностью 15 минут. Временная дискретность параметров в базе данных составляет 3 часа с 1979 по 2023 гг. (всего 45 лет). Вычисление максимальных и средних многолетних значений производилось отдельно для каждого узла сетки по всей выборке 3-х часовых значений (за исключением периода присутствия морского льда, когда параметры волнения равны 0).

Результаты

При анализе ветрового волнения довольно важно иметь статистическую информацию о скорости и направлении ветра. Поэтому на первом этапе проанализируем скорость и направление ветра в заливе Анива по данным инструментальных наблюдений на метеостанции №32156, расположенной в городе Корсаков за период 8.04.2008 по 11.10.2023 с временным шагом 3 часа [*Расписание ...*, 2004]. На метеостанции Корсаков максимальную повторяемость имеет северо-восточное направление (рис. 4). Также выделяются северные и южные румбы. Однако повторяемость случаев со скоростью ветра от 6 до 8 м/с максимальная для южного направления, а для скоростей более 8 м/с выделяется западное направление.

Так как для острова Сахалин и залива Анива характерна атмосферная циркуляция муссонного типа с периодическим изменением направления господствующих ветров [*Гидрометеорология ...*, 1998], то более корректно рассматривать розы ветров по сезонам. В работе [*Ковалев и др.*, 2015] по данным метеостанции Корсаков отмечается, что в январе преобладают ветры северных румбов, а в апреле–июле – южных.

По данным реанализа NCEP/CFSR/CFSv2 с января 1979 по декабрь 2022 с шагом 1 час были построены розы ветров для разных сезонов года для точки в центре залива Анива (координаты 46,2° с. ш. 142,8° в. д., соответствует T01 на рис. 1). Эта точка расположена в 60 км от Корсаков и характеризует параметры ветра для открытой части залива. В период с октября по март преобладают западное и северо-западное направления (рис. 4). С апреля по сентябрь преобладает юго-западное направление, но в целом по диаграммам почти все румбы с юго-запада до востока имеют высокую

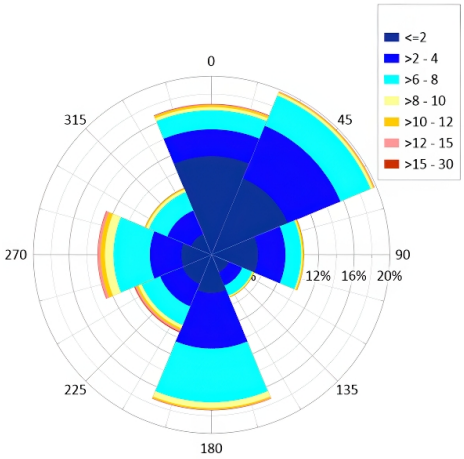


Рис. 4. Роза ветров по данным метеостанции Корсаков с апреля 2008 по апрель 2023.

повторяемость. Наибольшая повторяемость для скорости ветра более 9 м/с наблюдается в период с октября по декабрь (рис. 5). Также необходимо отметить, что по данным реанализа для точки в центре залива северный и северо-восточный румбы имеют небольшую повторяемость, тогда как на метеостанции Корсаков они преобладают.

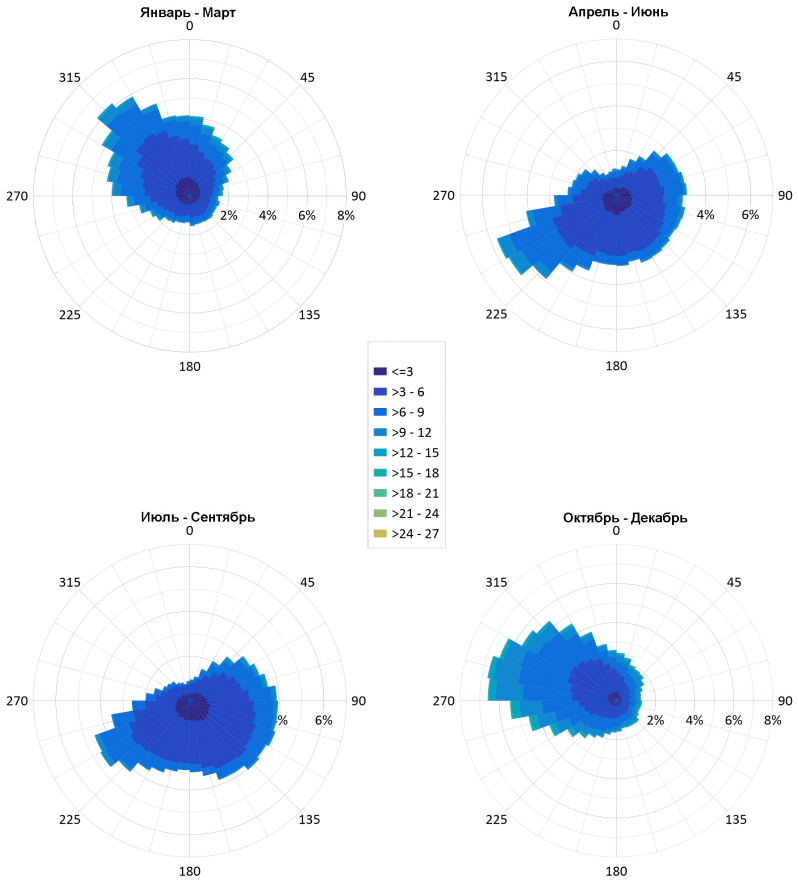


Рис. 5. Роза ветров по данным реанализа NCEP/CFSR/CFSv2 в точке 46,2°с. ш. 142,8°в. д. для периодов январь–март (а), апрель–июнь(б), июль–сентябрь(в), октябрь–декабрь (г).

При моделировании ветрового волнения крайне важно учитывать ледовую обстановку, так как лед существенно ограничивает распространение волн. Подробный анализ ледовитости залива Анива представлен в работе [*Романюк и др.*, 2022]. В среднем морской лёд в заливе Анива появляется 9 января, а среднемноголетняя продолжительность

ледового периода в заливе Анива составляет 88 сут. (рис. 6). Самый продолжительный ледовый сезон длился 145 сут. (2005 г.), а самая минимальная продолжительность ледового периода зафиксирована в мягкую зиму 1991 г., когда лёд на акватории наблюдался в течении 48 сут.

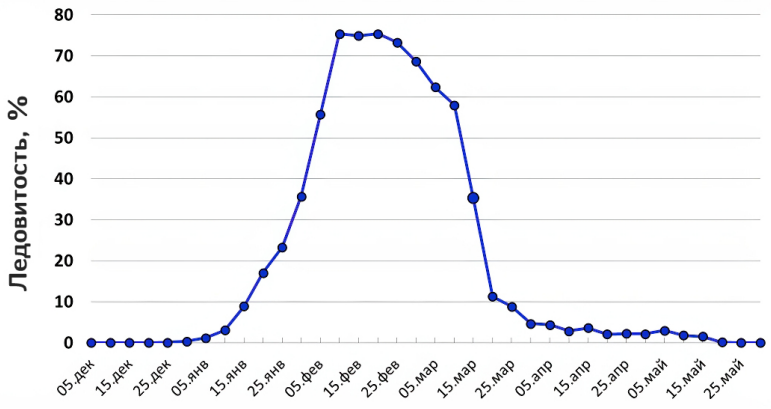


Рис. 6. Внутрисезонная изменчивость ледовитости в заливе Анива за период 1991–2020 гг [*Романюк и др.*, 2022].

Анализ параметров ветрового волнения начнем с карт распределения средней и максимальной высоты значительных волн (рис. 7). Средняя многолетняя высота значительных волн составляет < 0,5 м в северной части залива и до ~ 1 м в южной. Максимальная высота значительных волн за весь период моделирования (45 лет), достигает 8,5 м в южной части залива и 4–5 м в северной. Максимальная высота волн уменьшается по мере приближения к берегу, так как при сильных штормах на глубинах 20–30 м происходит существенная диссипация волновой энергии за счет донного трения.

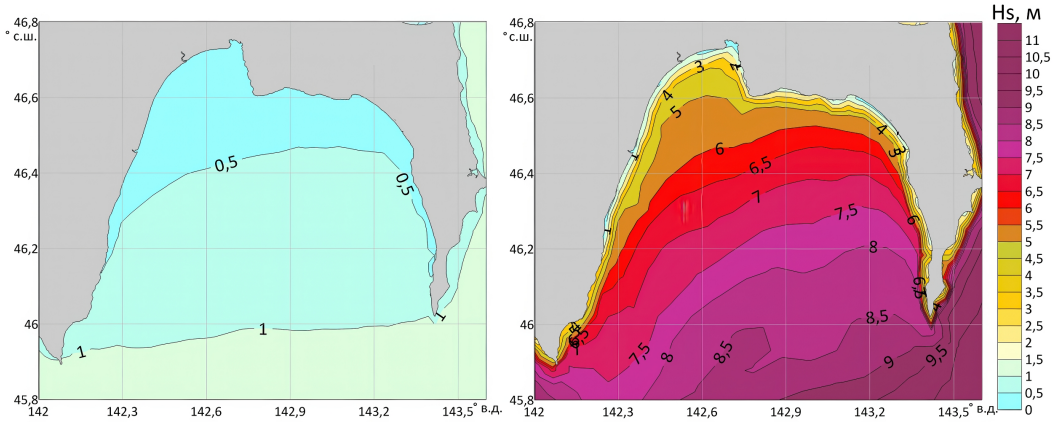


Рис. 7. Средняя многолетняя (слева) и максимальная многолетняя (справа) высота значительных волн за период 1979 по 2023 год.

Средняя длина волн составляет ~ 60–70 м на юге залива и уменьшается до 20–30 м в прибрежной мелководной зоне (рис. 8). Средний период составляет 4,0–4,5 с на юге и ~ 3 с на севере залива. Согласно характеру распределения максимальной высоты волн, и с учётом средней многолетней длины и периода волн можно утверждать, что наиболее высокие и длинные волны приходят с юго-востока со стороны Охотского моря. Проникновению волн с юго-запада, которые могли бы приходить от Цусимского пролива через все Японское море препятствуют острова Ребун и Рисири-Дзима, а волны, приходящие с запада, имеют ограниченный разгон. Также следует учитывать тот факт, что высота волн в Охотском море среднем в существенно больше, чем в Японском море, что в частности было показано в работе [*Myslenkov et al.*, 2023a].

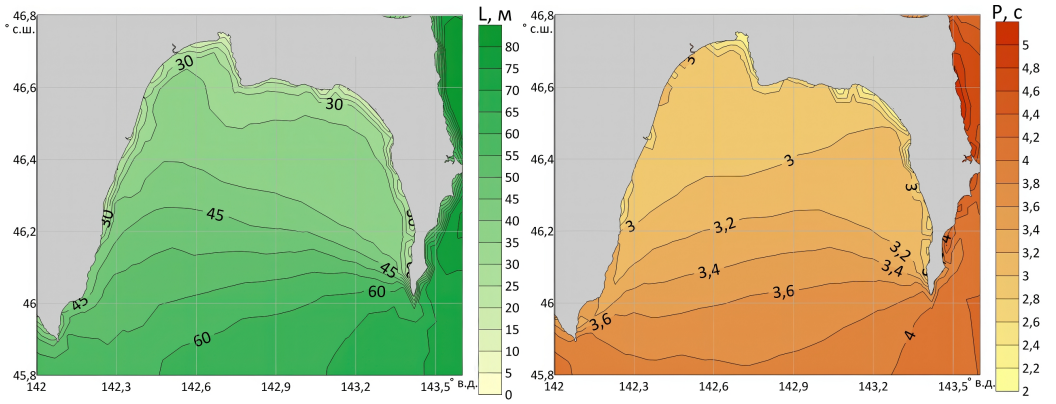


Рис. 8. Средняя многолетняя длина волн(слева) и средний многолетний период волн(справа).

Далее рассмотрим высоту волн в отдельных точках, расположенных в заливе Анива и обозначенных на рис. 1. Точка T01 расположена в центре залива и глубина в точке составляет 71 м. Эта точка характеризует ветровое волнение на глубокой воде в закрытой с трех направлений части залива (точки южнее по своему режиму уже более соответствуют открытому Охотскому морю). Точка T02 расположена в мелководной бухте Лососей (глубина в точке 20 м), которая является важным объектом для рыбного промысла и марикультуры. Также в бухте Лососей расположен крупный порт Корсаков. Точка T03 расположена к югу от порта Пригородное (глубина в точке 20 м), где расположен терминал по отгрузке нефти и сжиженного природного газа.

Высота волн в точке T01 за весь период моделирования с шагом 3 часа представлена на рис. 9. Как правило, высота волн не превышает 3–4 м, но в некоторые годы бывают шторма с высотой волн до 6–7 м. Максимальная расчетная высота волн 7,2 м отмечалась в октябре 2015 года.

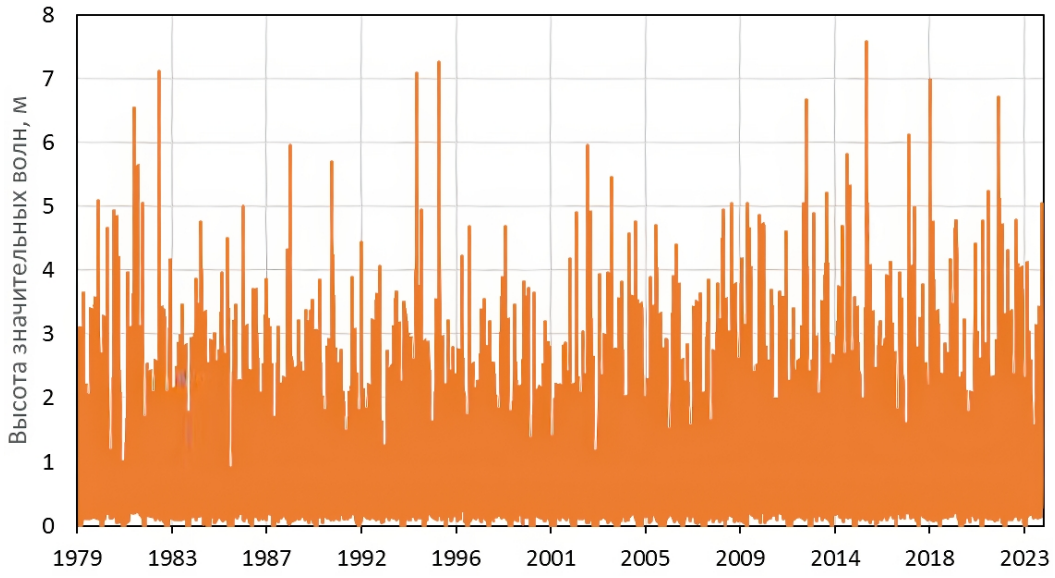


Рис. 9. Высота значительных волн в заливе Анива в точке T01 с 1979 по 2023 год.

Диаграмма повторяемости волн по направлениям (роза волнения) показывает направления откуда приходят волны (рис. 10). Для точки T01 в розе волнения присутствуют два основных направления это юго-запад и юго-восток. Высокие волны более 3 м приходят в основном с юго-запада (повторяемость $\sim 0{,}4\%$) и с юго-востока (повторяемость 0,39%). Суммарная по всем направлениям повторяемость высоты волн более 3 м составляет $\sim 1\%$. Намного меньше повторяемость волн с северного направления, что связано с действием муссона и присутствием морского льда. Как видно по сезонным

розам ветра (рис. 5) ветра северо-западных румбов преобладают в период наличия ледяного покрова (январе–марте), что ограничивает развитие волн северного направления. Для точек T02 и T03, расположенных близко к берегу в северной части залива, северных румбов в розе волн практически не наблюдается. В бухте Лососей в точке T02 волны в основном приходят с юга и повторяемость волн в диапазоне 0–1 м составляет 57%. В точке T03 выделяется юго-западное направление (повторяемость волн менее 1 м: 37%) и южное (повторяемость 33%).

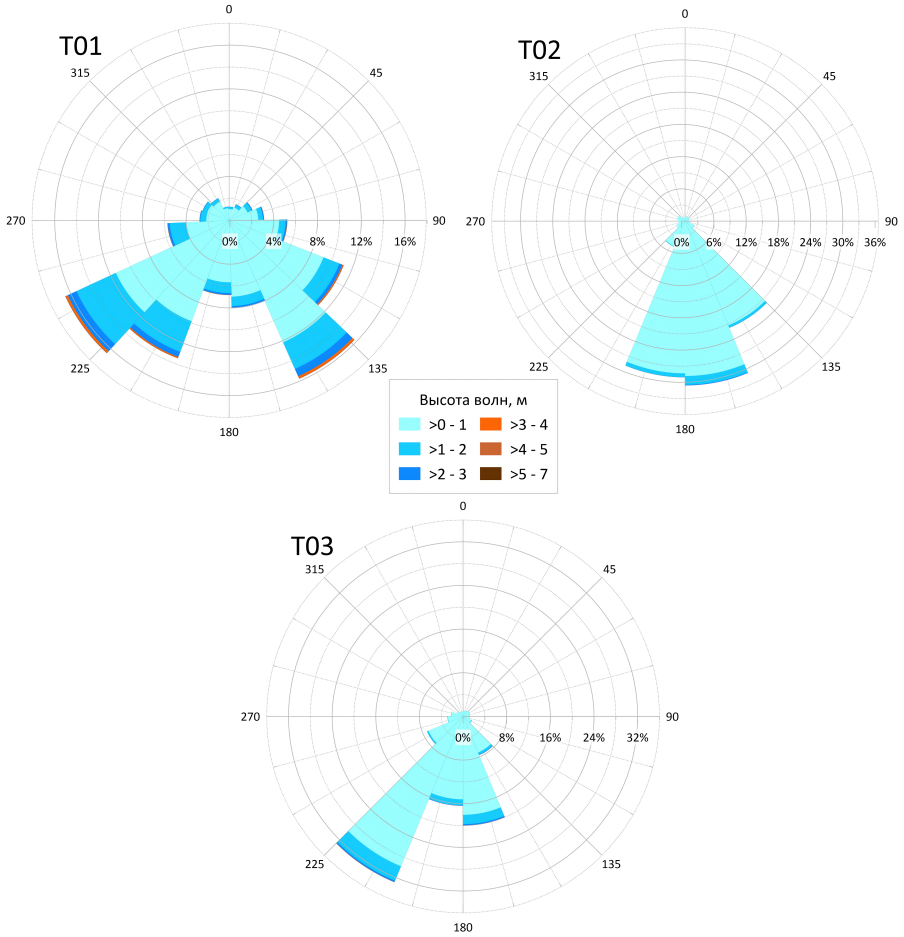


Рис. 10. Повторяемость высот волн по направлениям в трех точках заливе Анива за период 1979 по 2023 год.

В таблицах 1–3 представлена статистическая информация о повторяемости высоты волн в зависимости от направления. По этим таблицам можно определить наиболее волноопасные направления для точки и вероятность появления волн определенной высоты. Такая информация, как правило, требуется при для инженерных изысканий [*Свод ...*, 2004; *Справочные ...*, 2003]. Для точки T01 наиболее волноопасными направлениями являются юго-запад и юго-восток, для точки T02 – южное, а для T03 юг и юго-восток. Точки T02 и T03 расположены вблизи изобаты 20 м, поэтому там высота значительных волн существенно меньше и повторяемость волн высотой менее 0,5 м составляет ~ 70–80%.

Выводы

На основе результатов моделирования выполнен анализ параметров ветрового волнения в заливе Анива за период с 1979 по 2019 гг. Получены данные о средней и максимальной высоте значительных волн, средней длине и периоде волн, а также рассчитана повторяемость волн по направлениям.

Таблица 1. Повторяемость (%) высоты значительных волн по 8 румбам за безледный период в точке T01

H_{13}, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма	Обеспеченность
0–0,5	1,23	1,52	4,49	12,59	7,53	9,54	2,33	1,94	41,17	100,00
0,5–1	0,89	1,58	2,91	9,03	5,04	11,59	3,25	1,95	36,24	58,83
1–1,5	0,27	0,53	0,78	3,01	1,35	4,93	1,37	0,55	12,78	22,59
1,5–2	0,08	0,21	0,31	1,31	0,56	2,26	0,49	0,18	5,42	9,81
2–2,5	0,03	0,08	0,16	0,68	0,25	0,98	0,18	0,06	2,40	4,39
2,5–3	0,01	0,04	0,06	0,35	0,09	0,44	0,05	0,02	1,06	1,99
3–3,5	0,00	0,00	0,04	0,18	0,02	0,20	0,02	0,00	0,48	0,94
3,5–4	0,00	0,00	0,02	0,11	0,01	0,09	0,01	0,00	0,23	0,46
4–4,5	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	0,23
4,5–5	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,07	0,12
5–5,5	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,05
5,5–6	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,03
6–6,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
6,5–7	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
7–7,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	2,51	3,97	8,76	27,36	14,86	30,13	7,70	4,70	100	

Таблица 2. Повторяемость (%) высоты значительных волн по 8 румбам за безледный период в точке T02

H_{13}, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма	Обеспеченность
0–0,5	1,37	1,63	1,58	19,89	48,01	6,21	2,48	2,27	83,44	100,00
0,5–1	0,08	0,14	0,14	2,78	9,20	0,72	0,12	0,09	13,27	16,56
1–1,5	0,00	0,01	0,01	0,40	2,00	0,09	0,01	0,00	2,54	3,29
1,5–2	0,00	0,00	0,00	0,10	0,45	0,01	0,00	0,00	0,56	0,75
2–2,5	0,00	0,00	0,00	0,02	0,11	0,00	0,00	0,00	0,13	0,19
2,5–3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06
3–3,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Сумма	1,45	1,78	1,74	23,20	59,82	7,04	2,61	2,36	100	

Таблица 3. Повторяемость (%) высоты значительных волн по 8 румбам за безледный период в точке T03

H_{13}, м	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма	Обеспеченность
0–0,5	1,67	2,05	2,06	7,02	25,87	27,59	4,33	1,88	72,48	100,00
0,5–1	0,28	0,36	0,29	1,68	7,31	8,98	0,65	0,20	19,74	27,52
1–1,5	0,03	0,05	0,06	0,39	2,12	2,52	0,09	0,03	5,31	7,78
1,5–2	0,00	0,01	0,01	0,15	0,75	0,73	0,02	0,00	1,67	2,47
2–2,5	0,00	0,00	0,00	0,06	0,22	0,21	0,00	0,00	0,50	0,80
2,5–3	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,07	0,00	0,00	0,18	0,30
3–3,5	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,08	0,12
3,5–4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04
4–4,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
4,5–5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Сумма	1,98	2,47	2,43	9,34	36,44	40,14	5,09	2,12	100	

Установлено, что средняя многолетняя высота значительных волн составляет ~ 0,5 м в северной части залива и ~ 1 м в южной. Максимальная высота значительных волн достигает 8,5 м в южной части залива и ~ 4–5 м в северной. Средняя длина волн на юге залива составляет ~ 60–70 м, и прибрежной зоне уменьшается до 20–30 м в. Средний период составляет 4,0–4,5 с на юге и ~ 3 с на севере залива.

Наиболее волноопасными направлениями являются юго-запад, юг и юго-восток. Для точки T01 в центре залива повторяемость высоты волн > 3 м составляет ~ 1%. Точки T02 и T03 расположены вблизи изобаты 20 м, поэтому там высота значительных волн существенно меньше и повторяемость волн высотой < 0,5 составляет > 70–80%.

Согласно данным о пространственном распределении параметров ветрового волнения можно утверждать, что наиболее высокие и длинные волны, огибая мыс Анива, приходят в залив с юго-востока из южной части Охотского моря.

В непосредственной близости от точек T02 и T03 расположены важные объекты инфраструктуры (порты Корсаков и Пригородное), поэтому полученные данные о режимных характеристиках ветрового волнения могут быть полезны при эксплуатации имеющейся инфраструктуры и принятии решении о строительстве новых объектов в прибрежной зоне. Данные о максимальной высоте волн на акватории залива Анива могут быть приняты во внимание для расчета прочностных характеристик объектов марикультуры.

Благодарности. Работа В. М. Пищальника выполнена за счет гранта РНФ (проект №24-27-20088). Работа С. А. Мысленкова и В. С. Архипкина выполнена в рамках государственного задания Сахалинского государственного университета FEFF-2024-0004». Работа Е. М. Латковской выполнена за счет средств программы Сахалинского государственного университета (ПРИОРИТЕТ-2030). Работа с данными метеостанции выполнена при поддержке темы государственного задания 125020501524-9.

Список литературы

Аминина Н. М., Вишневская Т. И., Галанин Д. А. и др. Характеристика промысловых запасов сахарины японской в заливе Анива (Охотское море) // Известия ТИНРО. — 2014. — Т. 178, № 3. — С. 116—123. — DOI: 10.26428/1606-9919-2014-178-116-123.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 9: Охотское море. Вып. 1 / под ред. Ф. С. Терзиева. — Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1998.

Дылдин Ю. В., Орлов А. М., Великанов А. Я. и др. Ихтиофауна залива Анива (остров Сахалин, Охотское море). — Новосибирск : Новосибирский государственный аграрный университет, 2020. — 396 с. — DOI: 10.31677/isbn978_5_94477_271_8.

Завьялов Р. В., Латковская Е. М., Карамышев В. В. и др. Оценка возможных объемов штормовых выбросов макрофитов на побережье зал. Анива (Охотское море) // Уральский научный вестник. — 2023. — Т. 6, № 7. — С. 16—23.

Зайцев А. И., Малашенко А. Е., Пелиновский Е. Н. Аномально большие волны вблизи южного побережья о. Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. — 2011. — Т. 4. — С. 35—42.

Зайцев А. И., Пелиновский Е. Н., Доган Д. и др. Численное моделирование штормового нагона 15 ноября 2019 года на юге острова Сахалин // Морской гидрофизический журнал. — 2020. — Т. 36, № 4. — С. 396—406. — DOI: 10.22449/0233-7584-2020-4-396-406.

Иванова А. А., Архипкин В. С., Мысленков С. А. и др. Моделирование штормовых нагонов в прибрежной зоне о. Сахалин // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2015. — № 3. — С. 41—49. — EDN: UJXNXV.

Каев А. М., Дзен Г. Н., Игнатьев Ю. И. и др. Оценка численности покатной молоди горбуши в реках островов Сахалин и Итуруп в 2023 г. // Бюл. №18 изучения тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке. — 2024. — № 18. — С. 209—220. — DOI: 10.26428/losos_bull18-2024-209-220.

Като Э., Любицкий Ю. В., Шевченко Г. В. Экстремальные высоты штормовых нагонов на побережье о. Сахалин // Мореходство и морские науки – 2011: избранные доклады III Сахалинской региональной морской научно-технической конференции. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2011. — С. 177—193.

Ковалев Д. П., Ковалев П. Д., Хузеева М. О. Особенности морского волнения у юго-восточного побережья Сахалина при перемещении циклонов над районом наблюдений // Геосистемы переходных зон. — 2019. — Т. 3, № 3. — С. 296—303. — DOI: 10.30730/2541-8912.2019.3.3.296-303.

Ковалев П. Д., Ковалев Д. П., Шевченко Г. В. Возобновляемые энергетические ресурсы Сахалинской области. — Дальнаука, 2015. — 216 с.

Кузнецов К. И., Зайцев А. И., Костенко И. С. и др. Наблюдения волн-убийц в прибрежной зоне о. Сахалин // Экологические системы и приборы. — 2014a. — № 2. — С. 33—39. — EDN: SIWGMN.

Кузнецов К. И., Куркин А. А., Пелиновский Е. Н. и др. Особенности характеристик ветрового волнения у юго-восточного побережья о. Сахалин по измерениям придонного давления // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2014b. — Т. 50, № 2. — С. 242—250. — DOI: 10.7868/S0002351514020060.

Леонов А. В., Архипкин В. С., Пищальник В. М. и др. Моделирование динамики концентрации растворенного кислорода в водах залива Анива (Охотское море) // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2023. — Т. 78, № 6. — С. 77—85. — DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.6.7.

Мысленков С. А., Пищальник В. М., Кондрашов А. А. и др. Анализ измерений уровня моря и параметров ветрового волнения в заливе Анива (Охотское море) // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. — 2025. — Т. 395, № 1. — С. 118—130. — DOI: 10.37162/2618-9631-2025-1-118-130.

Напреенко М. Г., Напреенко-Дорохова Т. В., Карелина В. И. и др. Мониторинг видового состава и эколого-ценотических характеристик сфагновых мхов на карбоновом полигоне «Росянка» (Калининградская область) // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. Сер. Естественные и медицинские науки. — 2022. — № 1. — С. 73—87. — EDN: MHDSQQ.

Низяев С. А. Экологические аспекты многолетнего распределения камчатского краба Paralithodes camtschaticus в заливе Анива (о. Сахалин) // Геосистемы переходных зон. — 2022. — Т. 6, № 4. — С. 388—404. — DOI: 10.30730/gtrz.2022.6.4.388-404.

ООО «Расписание погоды». Погода в 240 странах мира. — 2004. — URL: https://rp5.ru/ (дата обр. 10.01.2024).

Плеханов Ф. А. Пространственно-временная изменчивость характеристик волнения у юго-восточного побережья о. Сахалин по данным инструментальных измерений // Ученые записки Сахалинского государственного университета. — 2015. — № 1. — С. 35—38.

Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях / под ред. Е. С. Нестеровой. — Москва : ИГ СОЦИН, 2013. — 295 с.

Романюк В. А., Пищальник В. М., Шумилов И. В. Особенности ледового режима зал. Анива (Охотское море) как фактор риска при планировании марикультурных хозяйств // Процессы в геосредах. — 2022. — 4(34). — С. 1821—1828. — EDN: EELHWG.

Свод правил по инженерным изысканиям на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. — Москва : Госстрой России, 2004. — 87 с.

Справочные данные по режиму ветра и волнения Баренцева, Охотского и Каспийского морей / под ред. Л. И. Лопатухина, А. В. Бухановского, А. Б. Дегтярева и др. — Санкт-Петербург : Российский морской регистр судоходства, 2003.

Филобокова Л. Ю., Жданкина А. Ю. Нефтегазовый комплекс Сахалинской области: состояние, проблемы, вектор стратегического управления // Национальная безопасность и стратегическое планирование. — 2020. — 4(32). — С. 29—35. — DOI: 10.37468/2307-1400-2021-2020-4-29-35.

Хузеева М. О., Като Э. Характеристики ветрового волнения на побережье о. Сахалин по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций // Мореходство и морские науки – 2011: избранные доклады III Сахалинской региональной морской научно-технической конференции. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2011. — С. 194—204.

Abakumov E., Polyakov V. Carbon polygons and carbon offsets: Current state, key challenges and pedological aspects // Agronomy. — 2021. — Vol. 11, no. 10. — DOI: 10.3390/agronomy11102013.

Carbon measurement test areas of Russian Federation. — 2024. — URL: https://carbon-polygons.ru/en/ (visited on 02/20/2024).

Maslennikov S. I. Marine Biological Resources in the Far Eastern Coast: Their Rational Use from Ecological and Economic Viewpoints // Energy and environment in Slavic Eurasia: toward the establishment of the network of environmental studies in the Pan-Okhotsk region. — Sapporo : Slavik Research Center, Hokkaido University, 2008. — P. 89–125.

Myslenkov S., Kruglova E., Medvedeva A., et al. Number of Storms in Several Russian Seas: Trends and Connection to Large-Scale Atmospheric Indices // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023a. — Vol. 23, no. 3. — DOI: 10.2205/2023es000828.

Myslenkov S., Samsonov T., Shurygina A., et al. Wind waves web atlas of the Russian seas // Water. — 2023b. — Vol. 15, no. 11. — DOI: 10.3390/w15112036.

Ostrovskii A. G., Emelianov M. V., Kochetov O. Y., et al. Automated Tethered Profiler for Hydrophysical and Bio-Optical Measurements in the Black Sea Carbon Observational Site // Journal of Marine Science and Engineering. — 2022. — Vol. 10, no. 3. — DOI: 10.3390/jmse10030322.

Pishchalnik V., Myslenkov S., Latkovskaya E., et al. Assessment of the Hydrochemical Characteristics of the Carbon Observational Site 'Carbon-Sakhalin' (Aniva Bay, Sea of Okhotsk) // Sustainability. — 2024. — Vol. 16, no. 7. — DOI: 10.3390/su16073031.

Saha S., Moorthi Sh., Pan H.-L., et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2010. — Vol. 91, no. 8. — P. 1015–1058. — DOI: 10.1175/2010bams3001.1.

Saha S., Moorthi Sh., Wu X., et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2 // Journal of Climate. — 2014. — Vol. 27, no. 6. — P. 2185–2208. — DOI: 10.1175/jcli-d-12-00823.1.

Zhao D., Toba Y., Suzuki Y., et al. Effect of wind waves on air-sea gas exchange: proposal of an overall CO_2 transfer velocity formula as a function of breaking-wave parameter // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. — 2003. — Vol. 55, no. 2. — P. 478–487. — DOI: 10.3402/tellusb.v55i2.16747.

Russian Journal of Earth Sciences

Analysis of Wind Waves in Aniva Bay Based on Model Results

S. A. Myslenkov[1,2,3], V. M. Pishchal'nik[1,4], V. S. Arkhipkin[1,2], and E. M. Latkovskaya [1]

[1] Sakhalin State University, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[3] A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia
[4] Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
**Correspondence to: Stanislav Myslenkov, stasocean@gmail.com

In the Bay of Aniva (Sea of Okhotsk) there is one of the carbon polygons where greenhouse gas balance studies are conducted. Wind waves play an important role in energy, material and gas exchange in the ocean-atmosphere and ocean-land systems, ensuring the transfer of matter and gases between all biotic and abiotic components. This paper presents an analysis of the wave height, period and wavelength based on the database of wave modeling from 1979 to 2019. The maps of the main parameters and their statistical distributions are analyzed. Wind and wave roses are presented for several points in different parts of the bay. The average long-term of significant wave height is up to ~ 0.5 m in the northern part of the bay and up to ~ 1 m in the southern part. The maximum significant wave height reaches 8.5 m in the southern part of the bay and about 4–5 m in the north. The most dangerous areas for waves are the southwest, south and southeast.

Recieved: 19 August 2024
Accepted: 20 March 2025
Published: 16 June 2025

Keywords: Aniva Bay, Sea of Okhotsk, wind waves, wave modeling, carbon polygon.

Citation: Myslenkov, S. A., V. M. Pishchal'nik, V. S. Arkhipkin, and E. M. Latkovskaya (2025), Analysis of Wind Waves in Aniva Bay Based on Model Results, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3012, https://doi.org/10.2205/2025ES000957, EDN: KTQGSC

© 2025. The Authors.

References

Abakumov E., Polyakov V. Carbon Polygons and Carbon Offsets: Current State, Key Challenges and Pedological Aspects // Agronomy. — 2021. — Vol. 11, no. 10. — DOI: 10.3390/agronomy11102013.

Aminina N. M., Vishnevskaya T. I., Galanin D. A., et al. Description of Saccharina japonica commercial stock in the Aniva Bay (Okhotsk Sea) // Izvestiya TINRO. — 2014. — Vol. 178, no. 3. — P. 116–123. — DOI: 10.26428/1606-9919-2014-178-116-123. — (In Russian).

Carbon measurement test areas of Russian Federation. — 2024. — URL: https://carbon-polygons.ru/en/ (visited on 02/20/2024).

Dyldin Yu. V., Orlov A. M., Velikanov A. Ya., et al. Ichthyofauna of Aniva Bay (Sakhalin Island, Sea of Okhotsk). — Novosibirsk : Novosibirsk State Agrarian University, 2020. — P. 396. — DOI: 10.31677/isbn978_5_94477_271_8. — (In Russian).

Filobokova L. Y., Zhdankina A. Yu. Oil and gas complex of the Sakhalin region: state, problems, vector of strategic management // National Security and Strategic Planning. — 2020. — 4(32). — P. 29–35. — DOI: 10.37468/2307-1400-2021-2020-4-29-35. — (In Russian).

Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Volume 9: Sea of Okhotsk. Issue 1 / ed. by F. S. Terziev. — Saint Petersburg : Gidrometeoizdat, 1998. — (In Russian).

Ivanova A. A., Arkhipkin V. S., Myslenkov S. A., et al. Modeling of storm surges in the coastal zone of the Sakhalin island // Lomonosov Geography Journal. — 2015. — No. 3. — P. 41–49. — EDN: UJXNXV ; (in Russian).

Kaev A. M., Dzen G. N., Ignatiev Yu. I., et al. Estimation of abundance for migrating juvenile pink salmon in the rivers of Sakhalin and Iturup Islands in 2023 // Bull. No. 18 Study of Pacific Salmon in the Far East. — 2024. — No. 18. — P. 209–220. — DOI: 10.26428/losos_bull18-2024-209-220. — (In Russian).

Kato E., Lyubitsky Yu. V., Shevchenko G. V. Extreme heights of storm surges on the coast of Sakhalin Island // Navigation and Marine Sciences - 2011: Selected Papers of the III Sakhalin Regional Marine Scientific and Technical Conference. — Yuzhno-Sakhalinsk : Sakhalin State University, 2011. — P. 177–193. — (In Russian).

Khuzeeva M. O., Kato E. Characteristics of wind waves on the coast of Sakhalin Island according to observations of coastal meteorological stations // Navigation and Marine Sciences - 2011: Selected Papers of the III Sakhalin Regional Marine Scientific and Technical Conference. — Yuzhno-Sakhalinsk : Sakhalin State University, 2011. — P. 194–204. — (In Russian).

Kovalev D. P., Kovalev P. D., Khuzeeva M. O. Peculiarities of sea waves near the southeastern coast of Sakhalin Island during cyclones moving above the observation area // Geosystems of Transition Zones. — 2019. — Vol. 3, no. 3. — P. 296–303. — DOI: 10.30730/2541-8912.2019.3.3.296-303. — (In Russian).

Kovalev P. D., Kovalev D. P., Shevchenko G. V. Renewable energy resources of the Sakhalin region. — Dalnauka, 2015. — P. 216. — (In Russian).

Kuznetsov K. I., Kurkin A. A., Pelinovsky E. N., et al. Features of wind waves at the southeastern coast of Sakhalin according to bottom-pressure measurements // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. — 2014a. — Vol. 50, no. 2. — P. 213–220. — DOI: 10.1134/S0001433814020066.

Kuznetsov K. I., Zaitsev A. I., Kostenko I. S., et al. Observations of the freak waves in the coastal zone of the Sakhalin island // Ecological Systems and Devices. — 2014b. — No. 2. — P. 33–39. — EDN: SIWGMN ; (in Russian).

Leonov A. V., Arkhipkin V. S., Pishchalnik V. M., et al. Modeling the dynamics of dissolved oxygen concentration in waters of the Aniva bay (the Sea of Okhotsk) // Lomonosov Geography Journal. — 2023. — Vol. 78, no. 6. — P. 77–85. — DOI: 10.55959/msu0579-9414.5.78.6.7. — (In Russian).

Maslennikov S. I. Marine Biological Resources in the Far Eastern Coast: Their Rational Use from Ecological and Economic Viewpoints // Energy and environment in Slavic Eurasia: toward the establishment of the network of environmental studies in the Pan-Okhotsk region. — Sapporo : Slavik Research Center, Hokkaido University, 2008. — P. 89–125.

Myslenkov S., Kruglova E., Medvedeva A., et al. Number of Storms in Several Russian Seas: Trends and Connection to Large-Scale Atmospheric Indices // Russian Journal of Earth Sciences. — 2023a. — Vol. 23, no. 3. — ES3002. — DOI: 10.2205/2023es000828.

Myslenkov S., Samsonov T., Shurygina A., et al. Wind waves web atlas of the Russian seas // Water. — 2023b. — Vol. 15, no. 11. — P. 2036. — DOI: 10.3390/w15112036.

Myslenkov S. A., Pishchalnik V. M., Kondrashov A. A., et al. Analysis of sea level measurements and wind wave parameters in Aniva bay (Sea of Okhotsk) // Hydrometeorological Research and Forecasting. — 2025. — Vol. 395, no. 1. — P. 118–130. — DOI: 10.37162/2618-9631-2025-1-118-130. — (In Russian).

Napreenko M. G., Napreenko-Dorokhova T. V., Karelina V. I., et al. Species composition and habitat ecology of sphagna: Inventory and monitoring programme on the carbon polygon "Rossyanka" (Kaliningrad region, Russia) // Vestnik IKBFU. Natural and medical sciences. — 2022. — No. 1. — P. 73–87. — (In Russian).

Nizyaev S. A. Ecological aspects of the perennial distribution of the Red King Crab Paralithodes camtschaticus in Aniva Bay (Sakhalin Island) // Geosystems of Transition Zones. — 2022. — Vol. 6, no. 4. — P. 388–404. — DOI: 10.30730/gtrz.2022.6.4.388-404. — (In Russian).

Ostrovskii A. G., Emelianov M. V., Kochetov O. Y., et al. Automated Tethered Profiler for Hydrophysical and Bio-Optical Measurements in the Black Sea Carbon Observational Site // Journal of Marine Science and Engineering. — 2022. — Vol. 10, no. 3. — P. 322. — DOI: 10.3390/jmse10030322.

Pishchalnik V., Myslenkov S., Latkovskaya E., et al. Assessment of the Hydrochemical Characteristics of the Carbon Observational Site 'Carbon-Sakhalin' (Aniva Bay, Sea of Okhotsk) // Sustainability. — 2024. — Vol. 16, no. 7. — DOI: 10.3390/su16073031.

Plekhanov F. A. Spatio-temporal variability of wave characteristics off the southeastern coast of Sakhalin Island based on instrumental measurements // Proceedings of Sakhalin University. — 2015. — No. 1. — P. 35–38. — (In Russian).

Raspisaniye Pogodi Ltd. Weather for 240 countries of the world. — 2004. — URL: https://rp5.ru/ ; Accessed: 2024-01-10.

Reference data on wind and wave conditions in the Barents, Okhotsk and Caspian Seas / ed. by L. I. Lopatukhin, A. V. Bukhanovsky, A. B. Degtyarev, et al. — Saint Petersburg : Russian Maritime Register of Shipping, 2003. — (In Russian).

Regime, diagnosis and forecast of wind waves in the oceans and seas / ed. by E. S. Nesterova. — Moscow : IG SOTSIN, 2013. — P. 295. — (In Russian).

Romanyuk V. A., Pishchalnik V. M., Shumilov I. V. Features of the ice regime of Aniva bay (sea of Okhotsk) as a risk factor in the planning of mariculture farms // Processes in geoenvironments. — 2022. — 4(34). — P. 1821–1828. — EDN: EELHWG ; (in Russian).

Saha S., Moorthi Sh., Pan H.-L., et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2010. — Vol. 91, no. 8. — P. 1015–1058. — DOI: 10.1175/2010bams3001.1.

Saha S., Moorthi Sh., Wu X., et al. The NCEP Climate Forecast System Version 2 // Journal of Climate. — 2014. — Vol. 27, no. 6. — P. 2185–2208. — DOI: 10.1175/jcli-d-12-00823.1.

SP 11-114-2004. Site investigation on the continental shelf for offshore oil and gas facilities construction. — Moscow : Gosstroy Rossii, 2004. — P. 87. — (In Russian).

Zaitsev A. I., Malashenko A. E., Pelinovsky E. N. Abnormal Big Waves Near the Southern Coast of Sakhalin Island // Fundamental and Applied Hydrophysics. — 2011. — Vol. 4. — P. 35–42. — (In Russian).

Zavyalov R. V., Latkovskaya E. M., Karamyshev V. V., et al. Estimation of potential volumes of storm emissions of macrophytes on the coast of Aniva Bay (Sea of Okhotsk) // Ural'skiy nauchnyy vestnik. — 2023. — Vol. 6, no. 7. — P. 16–23. — (In Russian).

Zaytsev A. I., Pelinovsky E. N., Dogan D., et al. Numerical Simulation of the Storm Surge at the Sakhalin Island Southern Part on November 15, 2019 // Physical Oceanography. — 2020. — Vol. 27, no. 4. — P. 396–406. — DOI: 10.22449/0233-7584-2020-4-396-406.

Zhao D., Toba Y., Suzuki Y., et al. Effect of wind waves on air-sea gas exchange: proposal of an overall CO_2 transfer velocity formula as a function of breaking-wave parameter // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. — 2003. — Vol. 55, no. 2. — P. 478–487. — DOI: 10.3402/tellusb.v55i2.16747.

Russian Journal of Earth Sciences

Основы двухэтапного подхода к систематическому прогнозу землетрясений

В. Г. Гитис[1], **А. Б. Дерендяев**[*,1]

Институт проблем передачи информации им. А. А. Харкевича Российской академии наук (ИППИ РАН), г. Москва, Россия

* **Контакт:** Александр Борисович Дерендяев, wintsa@gmail.com

Систематический прогноз землетрясений производится регулярно с постоянным интервалом в заранее выбранной сейсмически однородной зоне. Результатом каждой итерации прогноза является карта зоны тревоги, в которой ожидаются эпицентры целевых землетрясений. В рассматриваемой технологии реализованы следующие новые положения: 1 – Решение считается успешным, если на интервале прогноза все эпицентры целевых землетрясений попали в зону тревоги. 2 – Технология оптимизирует вероятность успешного обнаружения эпицентров землетрясений в серии прогнозов и вероятность успешного прогноза на очередной итерации. 3 – Технология позволяет оценить вероятность успешного решения на очередном интервале прогноза. Рассмотрены примеры применения метода для прогноза землетрясений Камчатки, Калифорнии и островной части Японии.

Ключевые слова: систематический прогноз землетрясений, машинное обучение, метод минимальной области тревоги, временные ряды GPS.

Цитирование: Гитис, В. Г., А. Б. Дерендяев Основы двухэтапного подхода к систематическому прогнозу землетрясений // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3010. — DOI: 10.2205/2025es000987 — EDN: MFJOOB

https://elibrary.ru/MFJOOB

Получено: 3 сентября 2024 г.
Принято: 15 января 2025 г.
Опубликовано: 21 мая 2025 г.

© 2025. Автор.

1. Введение

Идея о возможности прогнозирования землетрясений основывается на данных физического моделирования и фактических наблюдениях, которые свидетельствуют о том, что перед землетрясением происходят процессы, вызывающие аномальные изменения в геологической среде в районе очага [*Завьялов*, 2006; *Соболев*, 1993; *Соболев и Пономарев*, 2003; *Kagan*, 2013; *King*, 1986; *Lighthill*, 1996; *Soloviev et al.*, 2014]. Однако успешность прогноза затруднена недостаточной изученностью моделей сейсмичности и неполнотой инструментальных данных о поведении сейсмического процесса. Некоторые авторы полагают гипотетичной саму возможность решения проблемы прогноза. В то же время никто не отрицает, что накопление новых данных, методов их обработки и знаний о физических процессах, ведущих к землетрясению, обеспечит прогресс в данной области.

В настоящее время появились новые системы сейсмологических, геодезических, электромагнитных и атмосферных наблюдений. Разрабатываются новые методы машинного обучения предсказанию редких аномальных явлений [*Amei et al.*, 2012; *Asim et al.*, 2018; *Corbi et al.*, 2019; *Kail et al.*, 2022; *Kossobokov and Shebalin*, 2003; *Mignan and Broccardo*, 2020; *Panakkat and Adeli*, 2007; *Rhoades*, 2013; *Shebalin et al.*, 2014]. Накапливается статистика данных, относящихся к прогнозу землетрясений. Это даёт надежду на то, что разработка новых специализированных моделей и методов прогноза землетрясений позволит получить серьёзное продвижение в решении данной проблемы.

В статье рассматривается технология систематического прогноза землетрясений, которая направлена на оптимизацию двух критериев качества: вероятности успешного обнаружения всех эпицентров целевых землетрясений, происходящих на интервале

прогноза, и вероятности того, что на очередном интервале произойдут целевые землетрясения с эпицентрами в прогнозируемой зоне тревоги. Первый критерий отличается от общепринятого тем, что качество решения определяется не долей числа успешно обнаруженных эпицентров землетрясений от числа всех целевых эпицентров, а долей числа интервалов прогноза, на которых обнаружены все эпицентры землетрясений от числа всех интервалов с целевыми эпицентрами. Второй критерий важен для оценки эффективности практического использования результатов прогноза. Оптимизация этого критерия потребовала существенного развития подхода к систематическому прогнозу землетрясений. Основные элементы новой версии представлены в разд. 2. В разд. 3 и разд. 4 представлены результаты моделирования прогноза землетрясений в регионах Камчатки, Калифорнии и Японии.

2. Систематический прогноз землетрясений

2.1. Качество прогноза

Систематический прогноз землетрясений дается регулярно и на постоянный временной интервал. Прогноз считается успешным, если все эпицентры землетрясений с целевыми магнитудами попадают в ограниченные по площади зоны тревоги.

Пусть число всех интервалов прогноза равняется N, число всех интервалов прогноза с эпицентрами в зоне анализа равняется M, а $M^* \le M$ – число интервалов, на которых все эпицентры целевых землетрясений попали в ограниченные по размеру зоны тревоги.

Степень успешности прогноза землетрясений определяют следующие два показателя.

1. Вероятность обнаружения U, равная отношению:

$$U = \frac{M^*}{M}. \tag{1}$$

Чувствительность U позволяет оценить качество алгоритма обучения и информации, используемой для прогноза.

2. Вероятность P того, что на очередном интервале прогноз будет успешным:

$$P = \frac{M^*}{N}. \tag{2}$$

Показатель позволяет оценить эффективность практического использования результатов прогноза.

Оценка P зависит от количества интервалов, на которых прогнозируется зона тревоги. Известно, что сильные землетрясения происходят сравнительно редко. При большом количестве интервалов прогноза N и малом количестве интервалов прогноза с эпицентрами в зоне анализа M вероятность P оказывается слишком малой для принятия формальных практических решений.

Повышение качества прогноза возможно, если зоны тревоги рассчитывать не на каждом интервале прогноза, а только при условии, что на заданном интервале в зоне анализа ожидаются землетрясения. Для этого прогноз выполняется в два этапа, где первый этап заключается в определении интервалов тревоги, в которых ожидается появление эпицентров целевых землетрясений в зоне анализа. Второй этап заключается в вычислении на этом интервале тревоги зоны тревоги, в которой ожидаются все эпицентры землетрясений. Это позволяет оптимизировать оценку условной вероятности P.

2.2. Двухэтапный метод минимальной области тревоги

На первом этапе интервал тревоги вычислен успешно, если на нём произошли землетрясения с эпицентрами в зоне анализа. На втором этапе зона тревоги вычислена успешно, если в неё попали все эпицентры землетрясений, произошедшие на данном интервале тревоги.

Машинное обучение для прогноза выполняется на каждой итерации по всем ретроспективным данным: эпицентров землетрясений и временных рядов космической геодезии. Все существующие данные преобразуются в сеточные поля признаков прогноза. Значениям полей в узлах сетки соответствуют компоненты векторов пространства признаков и атрибуты: номер временного среза t и пространственные координаты узла сетки (x, y). По эпицентрам целевых землетрясений алгоритм обучения находит векторы пространства признаков, которые соответствуют узлам сетки, предшествующим эпицентрам землетрясениям и возможно являются предвестниками.

Модель метода минимальной области тревоги описана в работе [*Gitis et al.*, 2021]. Пусть известен предвестник землетрясения $\mathbf{f}^{(n)}$. Векторы пространства признаков, покомпонентно большие или равные предвестнику также могут предшествовать аналогичным землетрясениям.

Выделенное множество векторов назовём ортантом $h^{(n)}$ с вершиной $\mathbf{f}^{(n)}$. Векторам ортанта $h^{(q)}$ соответствует множество $H^{(q)}$, состоящее для первого этапа прогноза из интервалов прогноза, а для второго этапа прогноза – из узлов координатной сетки.

Схемы обучения первого и второго этапов метода минимальной области тревоги принципиально совпадают.

Цель этапа 1: выбирать ограниченное число интервалов тревоги, которые содержат наибольшее число интервалов прогноза с целевыми землетрясениями в зоне анализа.

Цель этапа 2: вычислять на наибольшем числе интервалов тревоги ограниченные по площади зоны тревоги, которые содержат все целевые землетрясения интервала.

Алгоритм обучения метода минимальной области тревоги для двухэтапной схемы прогноза состоит из 9 операций.

1. *Определить предвестники целевых землетрясений*. Предвестниками целевого землетрясения являются векторы пространства признаков, соответствующие всем узлам сетки из цилиндра предвестника с центром основания в эпицентре землетрясения, радиусом R и образующей T.
2. *Оценить информативность предвестников*. Мера информативности предвестника оценивается по его ортанту.

Для простоты будем рассматривать алгоритм двухэтапного метода обучения для частного случая, когда мера информативности предвестника $\mathbf{f}^{(n)}$ определяется *объёмом тревоги* $\nu^{(n)}$ ортанта $h^{(n)}$. Мера информативности предвестника тем больше, чем меньше объём тревоги его ортанта. Векторам ортанта $h^{(n)}$ на первом этапе соответствует множество $H^{(n)}$ интервалов прогноза, а на втором этапе – множество узлов координатной сетки. Объём тревоги ортанта равен

$$\nu^{(n)} = \left|H^{(n)}\right| / \left|H\right|, \tag{3}$$

где: Этап 1. $|H|$ – мощность множества интервалов прогноза. Этап 2. $|H|$ – мощность множества всех узлов координатной сетки зоны анализа в координатах пространство-время.

3. Упорядочить ортанты по мере их информативности $\nu^{(a)} \le \nu^{(b)} \le \nu^{(c)} \le \cdots \le 1$.

Упорядоченность предвестников по мере информативности обеспечивает первым предвестникам наиболее значимое влияние на качество прогноза. В нашем случае это предвестники с малыми значениями объёма тревоги.

4. Присвоить всем векторам пространства признаков значение 1.
5. Выбрать предвестник с наивысшей мерой информативности (с наименьшим объёмом тревоги $\nu^{(a)}$).
6. Присвоить векторам ортанта $h^{(a)}$ значение $V(\mathbf{f}^{(a)})$, равное объёму области тревоги $\nu^{(a)}$.
7. Выбрать предвестник $\mathbf{f}^{(b)}$ с наибольшей мерой информативности среди оставшихся.
8. Присвоить множеству векторов $h^{(b)} \backslash h^{(a)}$ значение $V(\mathbf{f}^{(b)})$, равное объёму тревоги объединения ортантов $h^{(a)} \cup h^{(b)}$, и т.д.

9. Отобразить функцию объёма тревоги $V(\mathbf{f})$, на первом этапе на интервалы прогноза t, а на втором этапе на пространственные узлы координатной сетки (x, y). При этом на первом этапе значение объёма тревоги для t-го временного среза $V(t)$ равно минимальному значению объёмов тревоги векторов, соответствующих узлам сетки этого среза $V(\mathbf{f}_{x,y,t})$:

$$V(t) = \min_{x,y} V(\mathbf{f}_{x,y,t}). \tag{4}$$

Функция объёма тревоги $V(\mathbf{f})$ вычисляется на всем материале обучения. Согласно алгоритму обучения, на первом этапе значение функции объёма тревоги $V(\mathbf{f}) = \mathbb{V}$ равно отношению числа интервалов прогноза со значениями объёма тревоги меньшими или равными $\mathbb{V}$ к числу всех интервалов прогноза. На втором этапе значение функции объёма тревоги $V(\mathbf{f}) = \mathbb{V}$ равно отношению числа узлов сетки со значениями объёма тревоги меньшими или равными $\mathbb{V}$ к числу всех узлов сетки зоны анализа в координатах пространство-время.

На каждой итерации для принятия решения о назначении интервала прогноза интервалом тревоги или решения о размере зоны тревоги выбирается пороговое значение объёма тревоги $\mathbb{V}$. Порог может выбираться заранее на основе качественных показателей прогноза или оцениваться на каждой итерации из условий минимума функции потерь. В частности, порог может вычисляться из условия минимума суммы вероятности ошибок пропуска хотя бы одного эпицентра землетрясения в зоне тревоги и величины объёма тревоги при обучении V. Решение о прогнозе принимается по неравенству $V(\mathbf{f}) \le \mathbb{V}$. Для первого этапа выполнение этого неравенства на временном срезе t определяет назначение интервала $(t, t+\Delta t)$ интервалом тревоги, в котором ожидаются эпицентры целевых землетрясений в зоне анализа. Для второго этапа выполнение неравенства на интервале тревоги $(t, t+\Delta t)$ определяет выбор узлов сетки зоны тревоги, в которой ожидаются все эпицентры целевых землетрясений.

Можно видеть, что алгоритм двухэтапного прогноза даёт результат, эквивалентный результату одноэтапного прогноза, у которого при подсчете вероятности P исключены интервалы, на которых не объявлена тревога.

Важно отметить, что вычисленной при обучении зоне тревоги можно дать текстовое объяснение. Действительно, алгоритм обучения формирует зоны тревоги из узлов сетки, которые соответствуют векторам из объединения ортантов. Принадлежность каждого узла сетки к зоне тревоги определяется конъюнкциями, выражающими принадлежность соответствующих векторов $\mathbf{f}$ ортантам $h^{(n)}$ с вершинами в точках предвестников $\mathbf{f}^{(n)}$

$$\mathbf{f} \in h^{(n)}, \quad \text{если} \bigcap_{i=1}^{I} (f_i \ge f_i^{(n)}). \tag{5}$$

Далее принадлежность всех узлов сетки зоне тревоги можно объяснить с помощью импликации: «ЕСЛИ выполняются (конъюнкция 1) ИЛИ (конъюнкция 2) ИЛИ ..., ТО прогнозируется данная зона тревоги». Большинство узлов сетки зоны тревоги относится к одним и тем же ортантам. Поэтому число конъюнкций в объяснении невелико. Кроме того, объяснять зону тревоги можно с помощью представления списка аналогичных землетрясений, участвовавших в обучении. Аналогичными являются землетрясения с предвестниками, которые являются вершинами ортантов, содержащих векторы, соответствующие узлам сетки зоны тревоги.

3. Моделирование

При моделировании мы указываем время начала обучения, время начала тестирования и время конца тестирования. От времени начала обучения до начала тестирования выполняется обучение области тревоги для прогноза на первом интервале тестирования. На следующей итерации обучение выполняется заново от времени начала обучения до начала второго интервала тестирования. Эта процедура повторяется, и к моменту времени конца тестирования выполняется обучение по всем анализируемым данным

и даётся прогноз на интервал, следующий после конца тестирования. Таким образом, на каждой итерации выполняется обучение и последний срез поля тревоги определяет прогноз на следующий интервал.

При моделировании мы сравниваем результаты прогноза по одноэтапной и двухэтапной схемам. В одноэтапной схеме зона тревоги вычисляется перед каждым прогнозом [*Gitis and Derendyaev*, 2020]. В двухэтапной схеме сначала принимается решение, является ли следующий интервал прогноза интервалом тревоги. Затем зона тревоги рассчитывается только для интервала тревоги. Оценки объёма тревоги, полученные алгоритмом в процессе обучения, обозначим буквой V. Оценка вероятности успешного обнаружения прогнозируемых событий U равна отношению количества успешных прогнозов к количеству всех предсказываемых событий при условии, что объём тревоги при обучении V не превышает $\mathbb{V}$. Результаты обучения могут быть представлены зависимостью $U(V)$. Объём тревоги на основе данных тестирования обозначим как W. Отличие от V заключается в том, что V – это ожидаемый объём тревоги, определенный при обучении, а W – фактически наблюдаемый объём тревоги на основе тестирования.

Моделирование выполняется для регионов Камчатка, Калифорния и Япония. Во всех трех случаях мерой информативности ортанта является его объём тревоги на данных обучения. На каждом интервале прогноза порог объёма тревоги $\mathbb{V}$ выбирается из условия минимума суммы вероятности ошибок пропуска хотя бы одного эпицентра землетрясения в зоне тревоги, и объёма тревоги при обучении V.

3.1. Прогноз землетрясений

Камчатка. Прогноз землетрясений Камчатки выполняется по данным каталога землетрясений Камчатского филиала ФИЦ «Единая Геофизическая служба РАН», http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php [*Чебров и др.*, 2013; *Чеброва и др.*, 2020]. Сеточные поля прогноза вычисляются по эпицентрам землетрясений с 1986 г. с магнитудами $m \geq 3{,}5$ и глубинами гипоцентров $H \leq 160$ км в координатной сетке $\Delta x \times \Delta y \times \Delta t = 0{,}1° \times 0{,}75° \times 30$ суток. Целевыми событиями являются эпицентры землетрясений с магнитудами $m \geq 6{,}0$ и глубинами гипоцентров $H \leq 60$ км. Обучение начинается с 1995 г. Тестирование выполняется от 08.01.2013 до 14.07.2023 с интервалом 30 суток. За время тестирования было сделано $N = 128$ прогнозов и произошло $Q = 30$ целевых землетрясений с эпицентрами в зоне анализа. Зона анализа и тестовые эпицентры землетрясений показаны на рис. 1.

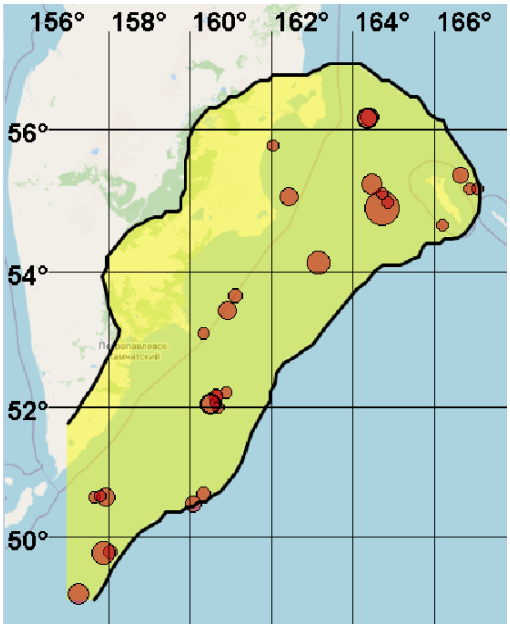


Рис. 1. Зона анализа и эпицентры тестовых землетрясений на интервале 08.01.2013 до 14.07.2023 с магнитудами $m \geq 6{,}0$ и глубинами эпицентров $H \leq 60$ км.

Мы анализировали около 30 сеточных полей. Наиболее существенными оказались следующие поля.

$\mathbf{S}_1$ – поле плотности эпицентров землетрясений, вычисленное методом гауссовского ядерного сглаживания с радиусом $R_0 = 50$ км и коэффициентом затухания $T_0 = 100$ суток.

$\mathbf{S}_2$ – поле b-value, вычисленное аналогично $\mathbf{S}_1$ с радиусом $R_0 = 100$ км и коэффициентом затухания $T_0 = 365$ суток.

$\mathbf{S}_3$ – поле плотности эпицентров, вычисленное с помощью метода адаптивного весового сглаживания (AWS) по полю $\mathbf{S}_1$ [*Gitis and Derendyaev*, 2023; *Gitis et al.*, 2015, 2017].

$\mathbf{S}_4$ – поле изменения $\mathbf{S}_3$ во времени. Значения поля $s_4(t)$ в момент t равны отношению разности средних значений AWS плотности $\overline{s_3}(t)$ и $\overline{s_3}(t - T_2)$ в двух последовательных интервалах $T_1 = 3000$ суток и $T_2 = 121$ суток к оценке среднеквадратичного отклонения этой разности,

$\mathbf{S}_5$ – поле AWS b-value, вычисленное по полю $\mathbf{S}_2$ с помощью метода AWS.

$\mathbf{S}_6 = \mathbf{S}_4 \cdot \mathbf{S}_5$ – поле произведений значений полей $\mathbf{S}_4$ и $\mathbf{S}_5$.

$\mathbf{S}_7$ – поле площадей сечений. Значения поля в узлах сетки равны площадям сечений пространственных срезов поля $\mathbf{S}_1$ горизонтальной плоскостью со значением плотности эпицентров $s_1 = 1$.

Одноэтапный прогноз. При прогнозе на каждом интервале тестирования вычислялись зоны тревоги, в которых ожидались все землетрясения интервала. Для прогноза использовались значения поля $\mathbf{S}_4$, близкие к максимальным. Параметры цилиндра предвестника $R = 8$ км, $T = 91$ суток.

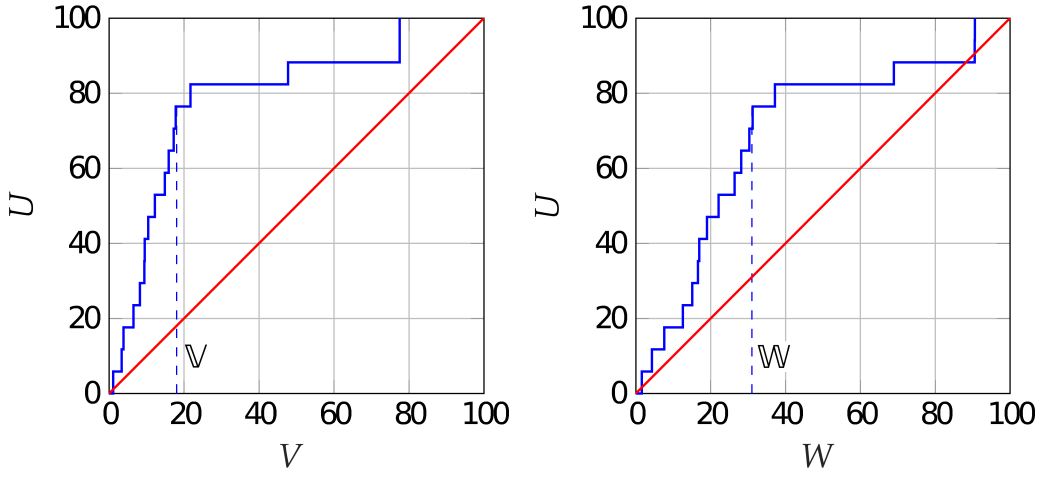
Наглядным представлением качества прогноза являются графики зависимостей оценок вероятности обнаружения интервалов прогноза, на которых все эпицентры целевых землетрясений попадают в прогнозную зону тревоги, от объёма тревоги при обучении $U(V)$ и от объёма тревоги при тестировании $U(W)$. Оси абсцисс графиков показывают долю средней площади зоны тревоги относительно площади зоны анализа, а по оси ординат можно определить соответствующие значениям V и W количества интервалов, которые содержат все эпицентры целевых землетрясений. Эти зависимости аналогичны ROC-кривым (receiver operating characteristic, рабочая характеристика приёмника) [*Bradley*, 1997; *Kaplan and McFall*, 1951]. В работах по теории прогноза землетрясений качество прогноза часто представляют с помощью диаграммы ошибок Молчана [*Молчан*, 1991; *Molchan*, 2010].

Графики зависимости $U(V)$ для одноэтапного прогноза показаны на рис. 2. На графиках можно видеть, что при выбранных порогах $\mathbb{V} = 0{,}18$ и $\mathbb{W} = 0{,}31$ на $M^* = 13$ интервалах из $M = 17$ в зону тревоги попали все эпицентры землетрясений. На рисунке можно видеть существенные отличия зависимостей $U(V)$ и $U(W)$ по величинам объёмов тревоги V и W. Возможной причиной этих отличий может являться значимое увеличение числа зарегистрированных землетрясений после 2010 г.

Двухэтапный прогноз. На первом этапе прогнозируются целевые землетрясения с эпицентрами в зоне анализа. Функция, прогнозирующая интервалы тревоги, определяется по значениям полей $\mathbf{S}_3$ и $\mathbf{S}_5$, близким к максимальным. Параметрами цилиндра предвестника являются: радиус $R = 10$ км и образующая $T = 61$ суток.

На втором этапе на каждом интервале тревоги прогнозируются зоны тревоги со всеми эпицентрами целевых землетрясений. Для вычисления зон тревоги используются близкие к максимальным значения поля $\mathbf{S}_4$. Параметрами цилиндра предвестника являются радиус цилиндра $R = 8$ км и образующая $T = 91$ суток.

Калифорния. Для прогноза землетрясений Калифорнии анализировались два типа исходных данных: каталог землетрясений Национального центра данных (National Earthquake Information Center, NEIC) [*Barnhart et al.*, 2019] на интервале 01.01.1995 – 23.09.2023 с магнитудами $m \geq 2{,}4$ и глубинами гипоцентров $H \leq 160$ и временные ряды суточных горизонтальных смещений поверхности земли на интервале



(а) (б)

Рис. 2. Графики зависимостей $U(V)$ и $U(W)$ для региона Камчатки. Значения U, V и W даны в процентах.

01.01.2008 – 14.11.2023. Временные ряды получены из Nevada Geodetic Laboratory (NGL), http://geodesy.unr.edu/about.php [*Blewitt et al.*, 2018]. Среднее расстояние между 1204 приемными станциями GPS составляет 9,38 км при стандартном отклонении 5,74 км. Сеточные поля прогноза вычисляются в координатной сетке $\Delta x \times \Delta y \times \Delta t = 0{,}1° \times 0{,}75° \times 30$ суток. Целевыми событиями являются эпицентры землетрясений с магнитудами $m \geq 5{,}3$ и глубинами гипоцентров $H \leq 60$ км. Обучение начинается с 07.08.2009. Тестирование выполняется от 08.01.2015 до 23.09.2023. Прогноз даётся с интервалом 30 суток. За время тестирования было сделано $N = 107$ прогнозов. Из них на $M = 10$ интервалах прогноза произошли $Q = 18$ землетрясений в зоне анализа. Зона анализа и эпицентры тестируемых землетрясений показаны на рис. 3.

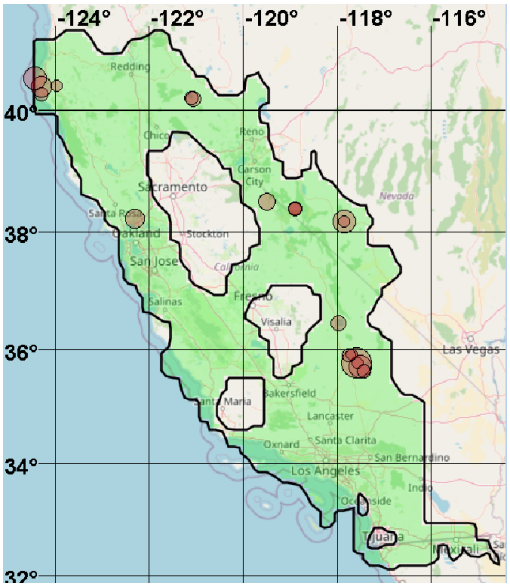


Рис. 3. Зона анализа и эпицентры тестовых землетрясений на интервале 08.01.2015 до 23.09.2023 с магнитудами $m \geq 5{,}3$ и глубинами эпицентров $H \leq 60$ км.

Мы анализировали около 40 сеточных полей, вычисленных по каталогу землетрясений и по временным рядам смещений поверхности Земли по данным GPS.

$\mathbf{S}_1$ – поле плотности эпицентров землетрясений, вычисленное с помощью метода гауссовского ядерного сглаживания с радиусом $R_0 = 50$ км, временным интервалом $T_0 = 50$ суток.

$\mathbf{S}_2$ – поле значений b-value, вычисленное аналогично полю $\mathbf{S}_1$ с параметрами $R = 150$ км, $T = 365$ суток.

$\mathbf{S}_3$ – поле изменения плотности эпицентров во времени. Значения поля равны отношениям разности средних значений поля $\mathbf{S}_1$ в двух последовательных интервалах $T_1 = 2300$ суток и $T_2 = 121$ суток к оценке среднеквадратичного отклонения этой разности.

$\mathbf{S}_4$ – поле изменения b-value во времени. Значения поля равны отношениям разности средних значений поля $\mathbf{S}_2$ в двух последовательных интервалах $T_1 = 2300$ суток и $T_2 = 121$ суток к оценке среднеквадратичного отклонения этой разности.

Метод использования временных рядов GPS для прогноза землетрясений подробно рассмотрен в [*Gitis et al.*, 2021].

$\mathbf{F}_1$ – поле дивергенции скорости деформаций.

$\mathbf{F}_2$ – сглаженное поле изменений дивергенции скорости деформаций. Значения поля равны сглаженным с радиусом $R = 20$ км отношениям разности средних значений дивергенции в двух последовательных интервалах $T_1 = T_2 = 360$ суток к стандартному отклонению этой разности.

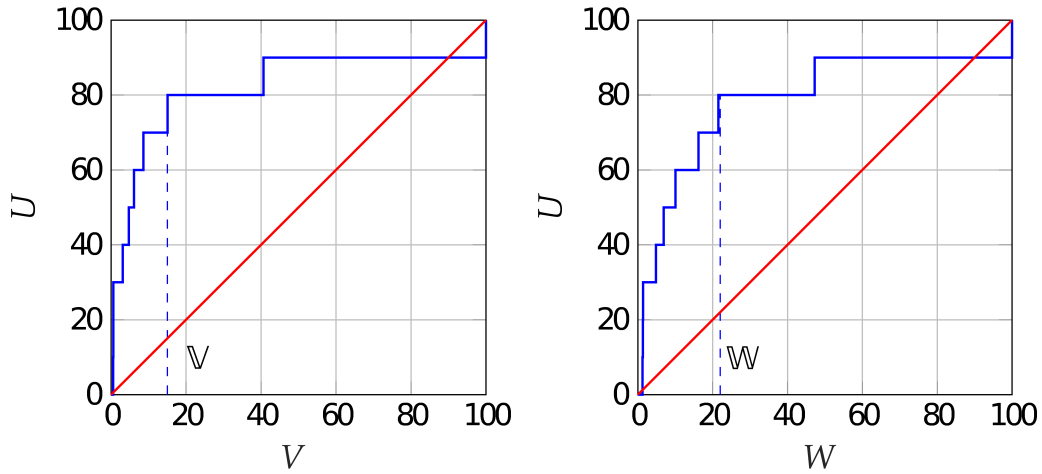
$\mathbf{F}_3$ – поле ротора скорости деформаций.

$\mathbf{F}_4$ – сглаженное поле изменений ротора скорости деформаций. Значения поля аналогичны значениям поля $\mathbf{F}_2$.

$\mathbf{F}_5$ – поле пространственных корреляций значений полей изменений дивергенции $\mathbf{F}_2$ и изменений ротора и $\mathbf{F}_4$ скорости деформаций в окне 150×150 км.

Одноэтапный прогноз. При прогнозе на каждом интервале тестирования вычисляются зоны тревоги, в которых ожидаются все землетрясения интервала. Для прогноза использовались близкие к максимальным значения полей $\mathbf{F}_2$, $\mathbf{S}_1$ и близкие к минимальным значения поля $\mathbf{S}_4$. Параметры цилиндра предвестника составляют $R = 8$ км, $T = 31$ суток.

На рис. 4 показаны графики зависимостей $U(V)$ и $U(W)$. На графиках можно видеть, что при порогах $\mathbb{V} = 0{,}15$ и $\mathbb{W} = 0{,}22$ на $M^* = 8$ интервалах из $M = 10$ в зону тревоги попали все эпицентры землетрясений.



(а) **(б)**

Рис. 4. Графики зависимостей $U(V)$ (слева) и $U(W)$ (справа) для региона Калифорнии. Значения U, V и W даны в процентах.

Двухэтапный прогноз. На первом этапе прогнозируются целевые землетрясения с эпицентрами в зоне анализа. Функция, прогнозирующая интервалы тревоги, определяется по значениям полей $\mathbf{S}_2$ и $\mathbf{F}_2$, близким к максимальным. Параметрами цилиндра предвестника являются: радиус $R = 6$ км и образующая $T = 31$ суток.

На втором этапе зоны тревоги вычисляются только на интервалах тревоги. Как и в случае пространственно-временного прогноза мы использовали значения полей $\mathbf{F}_2$,

$\mathbf{S}_1$, близкие к максимальным, и значения поля $\mathbf{S}_4$, близкие к минимальным. Параметры цилиндра предвестника составляют $R = 8$ км, $T = 61$ суток.

Островная часть Японии. Для прогноза землетрясений островной части Японии мы анализировали данные каталога землетрясений и суточные горизонтальные смещения поверхности Земли по данным космической геодезии. Сейсмологические данные представлены землетрясениями на интервале 02.06.2002 – 23.09.2023 с магнитудами $m \geq 2{,}4$ и глубинами гипоцентров $H \leq 160$, взятыми из каталога Japan Meteorological Agency [*Obara et al.*, 2005; *Okada et al.*, 2014]. Смещения поверхности земли представлены временными рядами GPS на интервале 01.01.2008 – 14.11.2023, полученными из Nevada Geodetic Laboratory (NGL), http://geodesy.unr.edu/about.php [*Blewitt et al.*, 2018]. Средние минимальные расстояния между 1229 приёмными станциями GPS составляют 12,8 км, стандартное отклонения этих значений составляет 5,4 км. Обучение начинается с 02.03.2011. Тестирование выполняется от 10.04.2015 до 28.04.2023 с интервалом 30 суток. За время тестирования на $M = 17$ интервалах из $N = 99$ интервалов прогноза произошли $Q = 20$ целевых землетрясений с эпицентрами в зоне анализа. Зона анализа и эпицентры тестируемых землетрясений показаны на рис. 5.

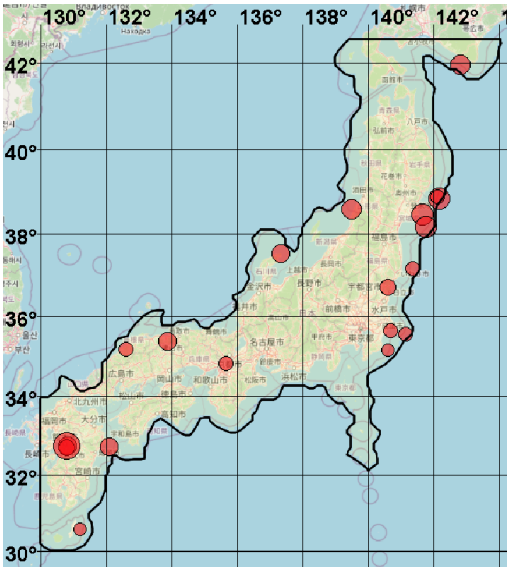


Рис. 5. Зона анализа и эпицентры тестовых землетрясений на интервале 10.04.2015 до 23.04.2023 с магнитудами $m \geq 6{,}0$ и глубинами эпицентров $H \leq 60$ км.

Мы анализировали около 45 сеточных полей, которые представляют пространственно-временные характеристики сейсмического и геодинамического процессов. Наиболее существенными для прогноза землетрясений оказались поля, вычисленные по каталогу землетрясений. В отличие от Калифорнии данные GPS оказались менее информативными. Возможная причина этого состоит в более глубоких очагах землетрясений.

$\mathbf{S}_1$ – поле плотности эпицентров землетрясений, вычисленное с помощью метода гауссовского ядерного сглаживания с радиусом $R_0 = 30$ км, временным интервалом $T_0 = 60$ суток.

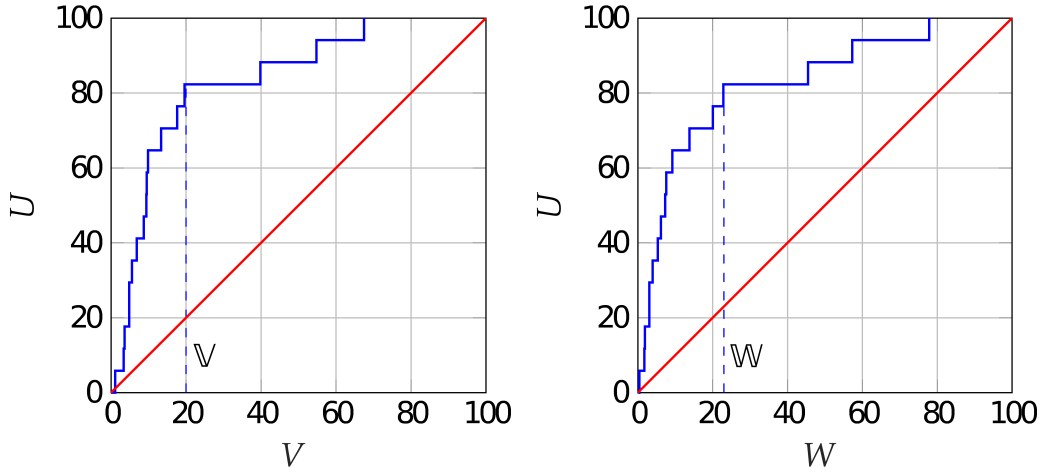
$\mathbf{S}_2$ – поле значений b-value, вычисленное аналогично полю $\mathbf{S}_1$ с параметрами $R = 100$ км, $T = 150$ суток.

$\mathbf{S}_3$ – поле скорости изменения плотности эпицентров во времени. Значения поля в момент t равны $s_3(t) = s_1(t) - s_1(t-1)$.

$\mathbf{S}_4$ – поле изменения b-value во времени. Значения поля $s_4(t)$ в момент t равны отношению разности средних значений $\overline{s_2}(t)$ и $\overline{s_2}(t - T_2)$ в двух последовательных интервалах $T_1 = 1500$ суток и $T_2 = 241$ суток к оценке среднеквадратичного отклонения этой разности.

Одноэтапный прогноз. При прогнозе на каждом интервале тестирования вычислялись зоны тревоги, в которых ожидались все землетрясения интервала. Для прогноза использовались близкие к максимальным значения поля $\mathbf{S}_1$. Параметры цилиндра предвестника составляют $R = 8$ км, $T = 61$ суток.

На рис. 6 показаны графики зависимостей $U(V)$ и $U(W)$. На графиках можно видеть, что при порогах $\mathbb{V} = 0{,}2$ и $\mathbb{W} = 0{,}23$ на $M^* = 14$ интервалах из $M = 17$ в зону тревоги попали все эпицентры землетрясений.



(а) **(б)**

Рис. 6. Графики зависимостей $U(V)$ (слева) и $U(W)$ (справа) для региона Японии. Значения U, V и W даны в процентах.

Двухэтапный прогноз. На первом этапе прогнозируются целевые землетрясения с эпицентрами в зоне анализа. Функция, прогнозирующая интервалы тревоги, определяется по значениям близким к минимальным значениям поля $\mathbf{S}_2$ и близким к максимальным значениям поля $\mathbf{S}_3$. Параметрами цилиндра предвестника являются: радиус $R = 16$ км и образующая $T = 61$. Тревога в узлах сетки продолжается $T = 61$.

На втором этапе зоны тревоги вычисляются только на интервалах тревоги. Как и в случае пространственно-временного прогноза мы использовали близкие к максимальным значения поля $\mathbf{S}_1$. Параметры цилиндра предвестника составляют $R = 8$ км, $T = 61$ суток.

3.2. Основные результаты моделирования

В одноэтапной схеме перед каждым прогнозом вычисляется зона тревоги. При двухэтапной схеме сначала принимается решение является ли очередной интервал прогноза интервалом тревоги, а затем на интервале тревоги вычисляется зона тревоги. Принятие решений осуществляется в результате сравнения вычисленного при обучении объёма тревоги V с порогом $\mathbb{V}$.

Для оценивания качества прогнозов мы используем следующие показатели.

Одноэтапный прогноз

$\mathbb{V}$ – пороговая величина объёма тревоги по узлам сетки при обучении.

$\mathbb{W}$ – пороговая величина объёма тревоги по узлам сетки при тестировании.

N – число всех интервалов при тестировании.

M – число всех интервалов с эпицентрами в зоне анализа при тестировании.

M^* – число интервалов со всеми эпицентрами в зоне тревоги при тестировании.

Оценка вероятности успешного обнаружения всех эпицентров землетрясений в зоне тревоги:

$$U = \frac{M^*}{M}. \tag{6}$$

Оценка вероятности того, что на очередном интервале прогноза все эпицентры целевых землетрясений окажутся в зоне тревоги:

$$P = \frac{M^*}{N} \tag{7}$$

Оценка вероятности того, что на очередном интервале прогноза нет эпицентров целевых землетрясений (ложная тревога):

$$P_{\text{л. т.}} = 1 - \frac{M^*}{N} \tag{8}$$

Оценка вероятности того, что на очередном интервале прогноза хотя бы один эпицентр находится вне зоны тревоги (пропуск цели):

$$P_{\text{п. ц.}} = \frac{M - M^*}{N} \tag{9}$$

Двухэтапный прогноз

$\mathbb{V}_2$ – пороговая величина объёма тревоги по узлам сетки на интервалах тревоги при обучении.

$\mathbb{W}_2$ – пороговая величина объёма тревоги по узлам сетки на интервалах тревоги при тестировании.

N_1 – число всех интервалов тревоги при тестировании.

M_1 – число всех интервалов тревоги с эпицентрами в зоне анализа при тестировании.

M_2 – число интервалов тревоги с эпицентрами в зоне тревоги при тестировании.

Оценка условной вероятности успешного обнаружения на интервале тревоги всех эпицентров землетрясений в зоне тревоги:

$$U_2 = \frac{M_2}{M_1}. \tag{10}$$

Оценка условной вероятности того, что на очередном интервале тревоги все эпицентры целевых землетрясений окажутся в зоне тревоги:

$$P_2 = \frac{M_2}{N_1} \tag{11}$$

Оценка вероятности того, что на очередном интервале тревоги нет эпицентров целевых землетрясений (ложная тревога):

$$P_{2\,\text{л. т.}} = 1 - \frac{M_1}{N_1} \tag{12}$$

Оценка вероятности того, что на очередном интервале прогноза хотя бы один эпицентр целевого землетрясения находится вне зоны тревоги (пропуск цели):

$$P_{2\,\text{п. ц.}} = \frac{M - M_2}{N} \tag{13}$$

Показатели качества прогноза землетрясений в регионах Камчатки, Калифорнии и Японии сведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что для одноэтапной и двухэтапной схем прогноза оценки вероятности успешного обнаружения эпицентров всех целевых землетрясений в зонах тревоги являются удовлетворительными и составляют от 0,75 до −0,85. Оценки вероятности того, что на очередном интервале эпицентры всех целевых землетрясений попадут в зоны тревоги при одноэтапном прогнозе равны $P = 0{,}075 - 0{,}14$. Оценки условной вероятно-

Таблица 1. Показатели качества прогноза

Метод	Показатель	Камчатка	Калифорния	Япония
Одноэтапный прогноз	Число интервалов прогноза при тестировании	128	107	99
	Число интервалов с эпицентрами в зоне анализа при тестировании	17	10	17
	Число интервалов со всеми эпицентрами в зоне тревоги при тестировании	13	8	14
	Оценка вероятности успешного обнаружения всех эпицентров в зоне тревоги (6)	0,76	0,8	0,82
	Оценка вероятности того, что на очередном интервале все эпицентры окажутся в зоне тревоги (7)	0,1	0,075	0,14
	Оценка вероятности того, что на очередном интервале в зоне тревоги нет эпицентров, ложная тревога (8)	0,9	0,925	0,86
	Оценка вероятности того, что на очередном интервале хотя бы один эпицентр вне зоны тревоги, пропуск цели (9)	0,03	0,019	0,03
Двухэтапный прогноз	Число интервалов тревоги при тестировании	50	30	36
	Число интервалов тревоги со всеми эпицентрами при тестировании	13	8	14
	Число интервалов тревоги со всеми эпицентрами в зоне тревоги при тестировании	11	6	11
	Оценка условной вероятности успешного обнаружения на интервале тревоги всех эпицентров в зоне тревоги (10)	0,85	0,75	0,85
	Оценка условной вероятности того, что на очередном интервале тревоги все эпицентры окажутся в зоне тревоги (11)	0,22	0,2	0,31
	Оценка вероятности того, что на очередном интервале тревоги нет эпицентров , ложная тревога (12)	0,74	0,73	0,61
	Оценка вероятности того, что на очередном интервале хотя бы один эпицентр вне зоны тревоги, пропуск цели (13)	0,05	0,04	0,06

сти того, что на очередном интервале тревоги эпицентры всех целевых землетрясений попадут в зоны тревоги при двухэтапном прогнозе равны $P_2 = 0{,}2 - 0{,}31$.

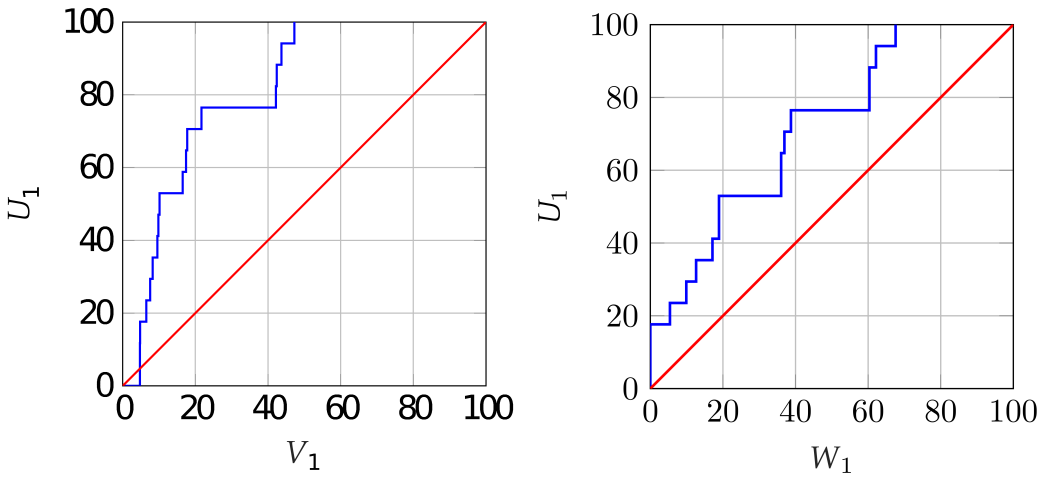
4. Дискуссия

Оценивание вероятности успешного прогноза землетрясений. На первом этапе перед очередным прогнозом землетрясений по результатам обучения известны зависимости вероятности обнаружения интервалов тревоги от объёмов тревоги $U_1(V_1)$ и $U_1(W_1)$.

Пусть эти зависимости совпадают с графиками рис. 7, полученными при моделировании прогноза землетрясений на Камчатке. Допустим, что значение прогнозируемого объёма тревоги на очередной интервал прогноза $V_1 = 0{,}1$. После этого алгоритм метода минимальной области тревоги принимает решение, что очередной интервал прогноза является интервалом тревоги, и все интервалы прогноза со значениями $V_1 \le \mathbb{V} = 0{,}1$ являются интервалами тревоги. По зависимостям $U_1(V_1)$ и $U_1(W_1)$, показанным на графиках рис. 7, получаем, что порогу по объёму тревоги $V_1 = 0{,}1$ соответствуют значения $M_1 = 9$ и $W_1 = 0{,}19$. Отсюда согласно определению объёма тревоги получаем, что число интервалов тревоги на тестовых данных

$$N_1 = W_1 N = 0{,}19 \cdot 128 = 24$$

.



(а) **(б)**

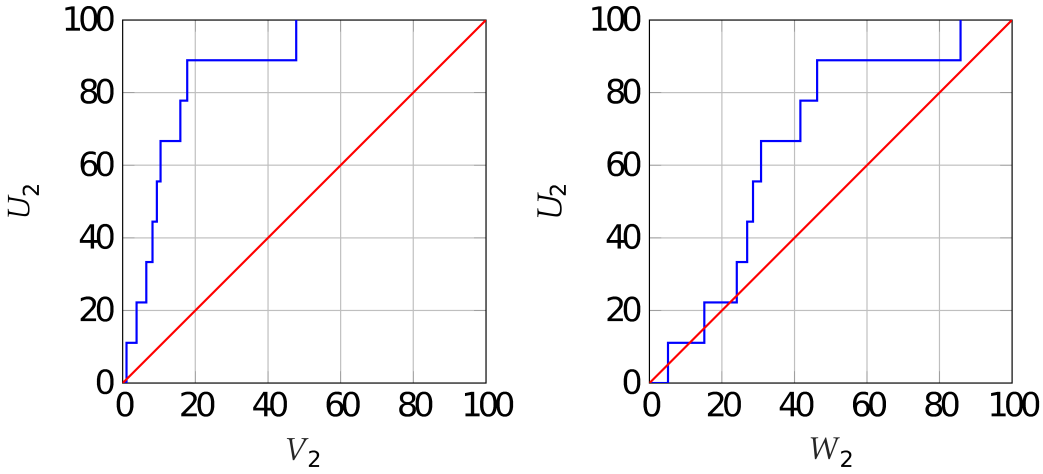
Рис. 7. Графики зависимостей $U_1(V_1)$ (слева) и $U_1(W_1)$ (справа) для региона Камчатки. Значения U_1, V_1 и W_1 даны в процентах.

Рассматриваемый интервал прогноза является интервалом тревоги. Поэтому для него и для всех интервалов тревоги, для которых объём тревоги $V_1 \le \mathbb{V} = 0{,}1$, алгоритм выполняет второй этап прогноза: вычисление на интервалах тревоги зон тревоги. Графики зависимостей $U_2(V_2)$ и $U_2(W_2)$ показаны на рис. 8. Из графика $U_2(W_2)$ можно видеть, что зоны тревоги, которые содержат все эпицентры землетрясений, алгоритм построил на $M_2 = 8$ интервалах тревоги. Следовательно, если интервалы тревоги выбираются при пороге объёма тревоги $\mathbb{V} = 0{,}1$, то оценка вероятности того, что все эпицентры целевых землетрясений на очередном интервале тревоги окажутся в зоне тревоги (успешный прогноз землетрясений) равна

$$P_5 = \frac{M_2}{N_1} = \frac{8}{24} = 0{,}33.$$

Проблема малых значений вероятности успеха очередного прогноза землетрясений. Приведённые в разд. 3.2 результаты моделирования показывают, что оценки условной вероятности P_2 того, что на очередном интервале тревоги все эпицентры целевых землетрясений окажутся в зоне тревоги, увеличились по сравнению с оценками вероятности P для одноэтапного прогноза в 2–2,5 раза. Однако их значения малы для формального принятия практических решений о времени и месте наступления сейсмической опасности.

Малые значения вероятности успеха очередного прогноза целевых землетрясений частично обусловлены самой постановкой задачи. В задачах классификации обычно



(а) **(б)**

Рис. 8. Графики зависимостей $U_2(V_2)$ (слева) и $U_2(W_2)$ (справа) для региона Камчатки. Значения U_2, V_2 и W_2 даны в процентах.

существуют объективные причины, по которым объекты одного класса являются сходными между собой, а объекты разных классов отличаются друг от друга. В нашем случае разделение на классы определяется величиной пороговой магнитуды землетрясений, следуя которой алгоритм прогноза должен отличать землетрясения с большими магнитудами от землетрясений с меньшими магнитудами. Поскольку пороговая магнитуда назначается не на основе качественных различий в физике сейсмического процесса, исходные данные не содержат физических свойств, которые определяют межклассовые различия для землетрясений с близкими магнитудами. Это обстоятельство в значительной степени осложняет задачу прогноза.

Вторая причина связана с прогнозом целевых землетрясений с эпицентрами в зоне анализа на первом этапе. Условная вероятность того, что на очередном интервале тревоги все эпицентры целевых землетрясений попадут в зоны тревоги, оценивается по формуле (10). Можно видеть, что успешное выделение интервалов тревоги имеет место, если число интервалов тревоги N_1 и число интервалов тревоги с эпицентрами в зоне тревоги M_2 приближаются к M. Сложность этой задачи состоит в том, что аномальные значения сейсмических параметров (предвестники землетрясений) часто проявляются за несколько интервалов прогноза до целевого землетрясения и эти аномалии заканчиваются через несколько интервалов после землетрясения. Поэтому алгоритм выделяет «лишние» интервалы тревоги.

Возможности практического использования технологии систематического прогноза землетрясений. Перед вычислением реального прогноза землетрясений должно выполняться машинное обучение на интервале 20–30 лет. Статистические показатели позволяют использовать результаты полученного компьютерного прогноза как сигнал к проведению более детальных исследований. Для выполнения этой схемы прогноза разработана технология сетевой платформы мониторинга сейсмогенных процессов, систематического прогноза землетрясений и проведения исследований для поддержки принятия решений по прогнозу сейсмической опасности [*Gitis and Derendyaev*, 2023]. Платформа поддерживает два уровня анализа данных:

Уровень А. Мониторинг сейсмогенных процессов и систематический прогноз землетрясений в автоматическом режиме. В разд. 2 показано, каждая прогнозируемая зона тревоги может сопровождаться тестовым объяснением. Оно может состоять из логического импликативного высказывания и списка предшествующих целевых землетрясений, предвестники которых имели значения полей, аналогичные значениям узлов сетки зоны тревоги

Уровень Б. Детальное исследование гипотез по прогнозу землетрясений и идентификации аномальных геологических зон, которые специалист может сформулировать на уровне А.

Прототип платформы доступен по адресу https://gis.iitp.ru/prognosis-gps/. Он реализует одноэтапную схему прогноза.

Заключение

Рассматриваемая в статье технология систематического прогноза землетрясений реализует следующие три новых качества.

В публикациях вероятность успешного прогноза землетрясений обычно оценивается как отношение числа обнаруженных эпицентров целевых землетрясений к числу всех эпицентров целевых землетрясений. В рассмотренной технологии вероятность успешного прогноза землетрясений U оценивается как отношение числа интервалов прогноза на которых обнаружены все эпицентры целевых землетрясений к числу всех интервалов прогноза с эпицентрами целевых землетрясений в зоне анализа.

В публикациях качество прогноза обычно определяется по оценке вероятности успешного обнаружения землетрясений в серии прогнозов. Этой оценки недостаточно для практического использования результатов прогноза. В рассмотренной технологии добавлена вторая оценка качества прогноза: вероятность того, что на очередном интервале прогноза все эпицентры целевых землетрясений попадут в вычисленную зону тревоги.

Рассмотренная технология позволяет оценить вероятность того, что все эпицентры целевых землетрясений на очередном интервале прогноза попадут в вычисленную зону тревоги.

Развитие подхода и методов систематического прогноза землетрясений возможно по следующим трем направлениям: 1 – Дополнение типов исходных данных. 2 – Разработка новых методов обработки исходных данных. 3 – Разработка новых методов машинного обучения прогнозу редких событий.

Благодарности. Работа частично поддержана Государственным заданием № 0061-2022-0003 по теме «Исследование и разработка методов и сетевых технологий анализа больших пространственно-временных данных с целью многодисциплинарного анализа и прогнозирования природных и социально-экономических процессов». Работа выполнена с использованием данных Камчатского филиала ФИЦ «Единая Геофизическая служба РАН», National Earthquake Information Center (NEIC), Japan Meteorological Agency (JMA) и Nevada Geodetic Laboratory (NGL).

Список литературы

Завьялов А. Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. — Москва : Наука, 2006. — EDN: QKFPZD.

Молчан Г. М. Оптимальные стратегии в прогнозе землетрясений. Современные методы интерпретации сейсмологических данных // Вычислительная сейсмология. — 1991. — Т. 24. — С. 3—18.

Соболев Г. А. Основы прогноза землетрясений. — Москва : МАИК «Наука/Интерпериодика», 1993. — 313 с. — EDN: TGSIGH.

Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестники. — Москва : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2003. — 270 с. — EDN: RVEBFL.

Чебров В. Н., Дрознин Д. В., Кугаенко Ю. А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. — 2013. — № 1. — С. 18—40. — DOI: 10.7868/s0203030613010021.

Чеброва А. Ю., Чемарёв А. С., Матвеенко Е. А. и др. Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: Принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. — 2020. — Т. 21, № 3. — С. 66—91. — DOI: 10.21455/gr2020.3-5.

Amei A., Fu W., Ho C. H. Time series analysis for predicting the occurrences of large scale earthquakes // International Journal of Applied Science and Technology. — 2012. — Vol. 2, no. 7.

Asim K. M., Idris A., Iqbal T., et al. Earthquake prediction model using support vector regressor and hybrid neural networks // PLOS ONE. — 2018. — Vol. 13, no. 7. — DOI: 10.1371/journal.pone.0199004.
Barnhart W. D., Hayes G. P., Wald D. J. Global Earthquake Response with Imaging Geodesy: Recent Examples from the USGS NEIC // Remote Sensing. — 2019. — Vol. 11, no. 11. — P. 1357. — DOI: 10.3390/rs11111357.
Blewitt G., Hammond W. C., Kreemer C. Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science // Eos. — 2018. — Vol. 99. — P. 485. — DOI: 10.1029/2018eo104623.
Bradley A. P. The use of the area under the ROC curve in the evaluation of machine learning algorithms // Pattern Recognition. — 1997. — Vol. 30, no. 7. — P. 1145–1159. — DOI: 10.1016/s0031-3203(96)00142-2.
Corbi F., Sandri L., Bedford J., et al. Machine Learning Can Predict the Timing and Size of Analog Earthquakes // Geophysical Research Letters. — 2019. — Vol. 46, no. 3. — P. 1303–1311. — DOI: 10.1029/2018gl081251.
Gitis V., Derendyaev A. The Method of the Minimum Area of Alarm for Earthquake Magnitude Prediction // Frontiers in Earth Science. — 2020. — Vol. 11. — DOI: 10.3389/feart.2020.585317.
Gitis V., Derendyaev A. A Technology for Seismogenic Process Monitoring and Systematic Earthquake Forecasting // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 8. — P. 2171. — DOI: 10.3390/rs15082171.
Gitis V., Derendyaev A., Petrov K. Analyzing the Performance of GPS Data for Earthquake Prediction // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 9. — P. 1842. — DOI: 10.3390/rs13091842.
Gitis V. G., Derendyaev A. B., Pirogov S. A., et al. Adaptive estimation of seismic parameter fields from earthquake catalogs // Journal of Communications Technology and Electronics. — 2015. — Vol. 60, no. 12. — P. 1459–1465. — DOI: 10.1134/s1064226915120098.
Gitis V. G., Derendyaev A. B., Pirogov S. A., et al. Earthquake prediction using the fields estimated by an adaptive algorithm // Proceedings of the 7th International Conference on Web Intelligence, Mining and Semantics. — 2017. — P. 1–8. — DOI: 10.1145/3102254.3102269.
Kagan Y. Y. Earthquakes: Models, Statistics, Testable Forecasts. — Wiley, 2013. — DOI: 10.1002/9781118637913.
Kail R., Burnaev E., Zaytsev A. Recurrent Convolutional Neural Networks Help to Predict Location of Earthquakes // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2022. — Vol. 19. — P. 1–5. — DOI: 10.1109/lgrs.2021.3107998.
Kaplan S. M., McFall R. W. The Statistical Properties of Noise Applied to Radar Range Performance // Proceedings of the IRE. — 1951. — Vol. 39, no. 1. — P. 56–60. — DOI: 10.1109/jrproc.1951.230422.
King C. Y. Gas geochemistry applied to earthquake prediction: An overview // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1986. — Vol. 91, B12. — P. 12269–12281. — DOI: 10.1029/jb091ib12p12269.
Kossobokov V., Shebalin P. Earthquake Prediction // Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction. — Berlin : Springer Berlin Heidelberg, 2003. — P. 141–207. — DOI: 10.1007/978-3-662-05298-3_4.
Lighthill J. A Critical Review of VAN: Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals. — Singapore : World Scientific, 1996. — DOI: 10.1142/3006.
Mignan A., Broccardo M. Neural Network Applications in Earthquake Prediction (1994-2019): Meta-Analytic and Statistical Insights on Their Limitations // Seismological Research Letters. — 2020. — Vol. 91, no. 4. — P. 2330–2342. — DOI: 10.1785/0220200021.
Molchan G. Space-Time Earthquake Prediction: The Error Diagrams // Pure and Applied Geophysics. — 2010. — Vol. 167, no. 8/9. — P. 907–917. — DOI: 10.1007/s00024-010-0087-z.
Obara K., Kasahara K., Hori S., et al. A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention // Review of Scientific Instruments. — 2005. — Vol. 76, no. 2. — DOI: 10.1063/1.1854197.
Okada Y., Kasahara K., Hori S., et al. Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net- // Earth, Planets and Space. — 2014. — Vol. 56, no. 8. — P. 15–28. — DOI: 10.1186/BF03353076.
Panakkat A., Adeli H. Neural network models for earthquake magnitude prediction using multiple seismicity indicators // International Journal of Neural Systems. — 2007. — Vol. 17, no. 01. — P. 13–33. — DOI: 10.1142/s0129065707000890.
Rhoades D. A. Mixture Models for Improved Earthquake Forecasting with Short-to-Medium Time Horizons // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2013. — Vol. 103, no. 4. — P. 2203–2215. — DOI: 10.1785/0120120233.
Shebalin P. N., Narteau C., Zechar J. D., et al. Combining earthquake forecasts using differential probability gains // Earth, Planets and Space. — 2014. — Vol. 66, no. 1. — P. 1–14. — DOI: 10.1186/1880-5981-66-37.
Soloviev A. A., Gvishiani A. D., Gorshkov A. I., et al. Recognition of earthquake-prone areas: Methodology and analysis of the results // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2014. — Vol. 50, no. 2. — P. 151–168. — DOI: 10.1134/s1069351314020116.

Russian Journal of Earth Sciences

The Fundamentals of a Two-Stage Approach to Systematic Earthquake Prediction

V. G. Gitis[1], **A. B. Derendyaev**[**,1]

Institute for Information Transmission Problems of the Russian Academy of Sciences (Kharkevich Institute), Moscow, Russia

****Correspondence to:** Alexander Derendyaev, wintsa@gmail.com

A systematic earthquake prediction is performed regularly at fixed intervals within a preselected seismically homogeneous zone. The result of each prediction iteration is a map highlighting the alarm zones, where the epicenters of target earthquakes are expected. The proposed methodology introduces the following innovations: 1 – A prediction is considered successful if all epicenters of the target earthquakes during the forecast interval fall within the alarm zone. 2 – The methodology optimizes both the probability of successfully detecting earthquake epicenters across a series of forecasts and the success rate of predictions in each individual iteration. 3 – The methodology enables the estimation of the probability of success for the next forecast interval. Examples of the method's application are demonstrated for predicting earthquakes in Kamchatka, California, and the island region of Japan.

Recieved: 3 September 2024
Accepted: 15 January 2025
Published: 21 May 2025

Keywords: systematic earthquake prediction, machine learning, the method of the minimum area of alarm, GPS time series.

Citation: Gitis, V. G., A. B. Derendyaev (2025), The Fundamentals of a Two-Stage Approach to Systematic Earthquake Prediction, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3010, https://doi.org/10.2205/2025ES000987, EDN: MFJOOB

© 2025. The Authors.

References

Amei A., Fu W., Ho C. H. Time series analysis for predicting the occurrences of large scale earthquakes // International Journal of Applied Science and Technology. — 2012. — Vol. 2, no. 7.

Asim K. M., Idris A., Iqbal T., et al. Earthquake prediction model using support vector regressor and hybrid neural networks // PLOS ONE. — 2018. — Vol. 13, no. 7. — DOI: 10.1371/journal.pone.0199004.

Barnhart W. D., Hayes G. P., Wald D. J. Global Earthquake Response with Imaging Geodesy: Recent Examples from the USGS NEIC // Remote Sensing. — 2019. — Vol. 11, no. 11. — P. 1357. — DOI: 10.3390/rs11111357.

Blewitt G., Hammond W. C., Kreemer C. Harnessing the GPS Data Explosion for Interdisciplinary Science // Eos. — 2018. — Vol. 99. — P. 485. — DOI: 10.1029/2018eo104623.

Bradley A. P. The use of the area under the ROC curve in the evaluation of machine learning algorithms // Pattern Recognition. — 1997. — Vol. 30, no. 7. — P. 1145–1159. — DOI: 10.1016/s0031-3203(96)00142-2.

Chebrov V. N., Droznin D. V., Kugaenko Yu. A., et al. The system of detailed seismological observations in Kamchatka in 2011 // Journal of Volcanology and Seismology. — 2013. — Vol. 7, no. 1. — P. 16–36. — DOI: 10.1134/S0742046313010028.

Chebrova A. Yu., Chemarev A. S., Matveenko E. A., et al. Seismological data information system in Kamchatka branch of GS RAS: Organization principles, main elements and key functions // Geophysical Research. — 2020. — Vol. 21, no. 3. — P. 66–91. — DOI: 10.21455/gr2020.3-5. — (In Russian).

Corbi F., Sandri L., Bedford J., et al. Machine Learning Can Predict the Timing and Size of Analog Earthquakes // Geophysical Research Letters. — 2019. — Vol. 46, no. 3. — P. 1303–1311. — DOI: 10.1029/2018gl081251.

Gitis V., Derendyaev A. The Method of the Minimum Area of Alarm for Earthquake Magnitude Prediction // Frontiers in Earth Science. — 2020. — Vol. 11. — DOI: 10.3389/feart.2020.585317.

Gitis V., Derendyaev A. A Technology for Seismogenic Process Monitoring and Systematic Earthquake Forecasting // Remote Sensing. — 2023. — Vol. 15, no. 8. — P. 2171. — DOI: 10.3390/rs15082171.

Gitis V., Derendyaev A., Petrov K. Analyzing the Performance of GPS Data for Earthquake Prediction // Remote Sensing. — 2021. — Vol. 13, no. 9. — P. 1842. — DOI: 10.3390/rs13091842.

Gitis V., Derendyaev A. B., Pirogov S. A., et al. Adaptive estimation of seismic parameter fields from earthquake catalogs // Journal of Communications Technology and Electronics. — 2015. — Vol. 60, no. 12. — P. 1459–1465. — DOI: 10.1134/s1064226915120098.

Gitis V., Derendyaev A. B., Pirogov S. A., et al. Earthquake prediction using the fields estimated by an adaptive algorithm // Proceedings of the 7th International Conference on Web Intelligence, Mining and Semantics. — 2017. — P. 1–8. — DOI: 10.1145/3102254.3102269.

Kagan Y. Y. Earthquakes: Models, Statistics, Testable Forecasts. — Wiley, 2013. — DOI: 10.1002/9781118637913.

Kail R., Burnaev E., Zaytsev A. Recurrent Convolutional Neural Networks Help to Predict Location of Earthquakes // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. — 2022. — Vol. 19. — P. 1–5. — DOI: 10.1109/lgrs.2021.3107998.

Kaplan S. M., McFall R. W. The Statistical Properties of Noise Applied to Radar Range Performance // Proceedings of the IRE. — 1951. — Vol. 39, no. 1. — P. 56–60. — DOI: 10.1109/jrproc.1951.230422.

King C. Y. Gas geochemistry applied to earthquake prediction: An overview // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1986. — Vol. 91, B12. — P. 12269–12281. — DOI: 10.1029/jb091ib12p12269.

Kossobokov V., Shebalin P. Earthquake Prediction // Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction. — Berlin : Springer Berlin Heidelberg, 2003. — P. 141–207. — DOI: 10.1007/978-3-662-05298-3_4.

Lighthill J. A Critical Review of VAN: Earthquake Prediction from Seismic Electrical Signals. — Singapore : World Scientific, 1996. — DOI: 10.1142/3006.

Mignan A., Broccardo M. Neural Network Applications in Earthquake Prediction (1994-2019): Meta-Analytic and Statistical Insights on Their Limitations // Seismological Research Letters. — 2020. — Vol. 91, no. 4. — P. 2330–2342. — DOI: 10.1785/0220200021.

Molchan G. Space-Time Earthquake Prediction: The Error Diagrams // Pure and Applied Geophysics. — 2010. — Vol. 167, no. 8/9. — P. 907–917. — DOI: 10.1007/s00024-010-0087-z.

Molchan G. M. Optimal Strategies in Earthquake Forecasting. Modern Methods of Interpreting Seismological Data // Computational Seismology. — 1991. — Vol. 24. — P. 3–18. — (In Russian).

Obara K., Kasahara K., Hori S., et al. A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention // Review of Scientific Instruments. — 2005. — Vol. 76, no. 2. — DOI: 10.1063/1.1854197.

Okada Y., Kasahara K., Hori S., et al. Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net- // Earth, Planets and Space. — 2014. — Vol. 56, no. 8. — P. 15–28. — DOI: 10.1186/BF03353076.

Panakkat A., Adeli H. Neural network models for earthquake magnitude prediction using multiple seismicity indicators // International Journal of Neural Systems. — 2007. — Vol. 17, no. 01. — P. 13–33. — DOI: 10.1142/s0129065707000890.

Rhoades D. A. Mixture Models for Improved Earthquake Forecasting with Short-to-Medium Time Horizons // Bulletin of the Seismological Society of America. — 2013. — Vol. 103, no. 4. — P. 2203–2215. — DOI: 10.1785/0120120233.

Shebalin P. N., Narteau C., Zechar J. D., et al. Combining earthquake forecasts using differential probability gains // Earth, Planets and Space. — 2014. — Vol. 66, no. 1. — P. 1–14. — DOI: 10.1186/1880-5981-66-37.

Sobolev G. A. Fundamentals of Earthquake Forecasting. — Moscow : MAIK “Nauka/Interperiodica”, 1993. — P. 313. — EDN: TGSIGH ; (in Russian).

Sobolev G. A., Ponomarev A. V. Physics of earthquakes and precursors. — Moscow : MAIK “Nauka/Interperiodica”, 2003. — P. 270. — EDN: RVEBFL ; (in Russian).

Soloviev A. A., Gvishiani A. D., Gorshkov A. I., et al. Recognition of earthquake-prone areas: Methodology and analysis of the results // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2014. — Vol. 50, no. 2. — P. 151–168. — DOI: 10.1134/s1069351314020116.

Zavyalov A. D. Medium-term earthquake forecast: fundamentals, methodology, implementation. — Moscow : Nauka, 2006. — EDN: QKFPZD ; (in Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

Determination of 3D Gravity Source and Its Depth Beneath Cameroon Volcanic Line (CVL) Using DEXP Transformation

N. E. Ekolle[*1], A. N. Vasilevskiy[1,2], and E. I. Esin[1,2]

[1] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia
[2] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (SB RAS), Novosibirsk, Russia
* **Correspondence to:** Ndinde Eya Ekolle, ekolleeya@gmail.com; n.ekoll@alumni.nsu.ru

Abstract: The Cameroon Volcanic Line (CVL), which is around 1600 km long, the Adamawa Plateau, the northern sedimentary basins, the Central African Shear Zone, and the northern boundary between the Pan-African Mobile Belt and Congo Craton are the primary geological features of Cameroon. A good number of authors have attempted to comprehend the geology and gravity field along the CVL by using gravitational data from the EGM2008 model to analyze the gravity effects in areas around Cameroon and the CVL with a focus on its structures and subsurface characteristics. Despite the fact that many authors have written on the subject matter, more emphasis has to be placed on the determination of the gravity source and depth beneath the CVL. Experimental gravity field model XGM2019e_2159 and DTU21 data were used in this research to estimate the depth of the gravity source. Both DEXP (Depth from Extreme Points) and spectral analysis were carried out to complement the results and accuracy of the techniques. The main focus of this research is to investigate the gravity source depth of CVL using DEXP as the main approach to illustrate its application in solving geophysical and geologic problems and reveal details of volcanic structures beneath the CVL. In this work, we describe the steps taken to calculate the anomalous gravity field and regional and residual gravitational effects. We further performed application of the DEXP transformation of 3D gravity field distribution to produce a 3D model for the depth of gravity sources.

Keywords: Cameroon Volcanic Line, DEXP Transformation, 3D gravity model, Spectral Analysis, Structural index.

Citation: Ekolle, N. E., A. N. Vasilevskiy, and E. I. Esin (2025), Determination of 3D Gravity Source and Its Depth Beneath Cameroon Volcanic Line (CVL) Using DEXP Transformation, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3011, EDN: ZLKZQK, https://doi.org/10.2205/2025es000991

Research Article

Received: 21 March 2024
Accepted: 21 January 2025
Published: 4 June 2025

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

1. Introduction

Global Geopotential Model (GGM) system uses data from satellites, ground gravity measurements across different seas, and continental surface measurements from satellites over the oceans to recreate the gravity field of the Earth up to degree and order 2190 [*Förste et al.*, 2014; *Gilardoni et al.*, 2016; *Pavlis et al.*, 2012]. Today, GGMs are useful options for synthesizing the Earth's gravitational field, particularly in regions lacking ground gravimetric measurements or where information is insufficiently covered [*Abd-Elmotaal et al.*, 2018]. Because of sources that are either extremely large to be covered by the survey area or deeper enough to be easily seen on a regional or local gravity map, major anomalies are frequently concealed in a gravity field [*Ghomsi et al.*, 2021].

Ground gravitational field characteristics derived from the EGM2008 model have been widely employed in geophysical and geodetic studies of Cameroon [*Gautier Kamto et al.*, 2020]. For instance, [*Abate Essi et al.*, 2017] employed gravity data from the EGM2008 model to analyze the subsurface of Central and Northern Cameroon with consequences

for mining and identify the geometric properties of Mamfe basin. By combining ground and satellite gravity data [*Kamto et al.*, 2021] precisely characterize the southern coastline region of Cameroon.

According to [*Moundi et al.*, 2007] and [*Yokoyama et al.*, 2007], the Cameroon Volcanic Line (CVL), which consists of both continental and oceanic plates, has been erupting for 52 million years to this current time. The continental portion is distinguished by Mount Cameroon's volcanism and a fatal gas release from lakes Monoun and Nyos in 1984 and 1986, respectively, and the oceanic portion includes the Gulf of Guinea and Bioko Island as a hotspot [*Marcel et al.*, 2018; *Suh et al.*, 2003].

Many authors have attempted to comprehend the geology and gravity field along the CVL [*Cheunteu Fantah et al.*, 2022; *Kamgang et al.*, 2010; *Kenfack et al.*, 2011; *Ndikum et al.*, 2014; *Njeudjang et al.*, 2020]. [*Marcel et al.*, 2018] use gravitational data from the EGM2008 model to analyze the Cameroon Volcanic Line with a focus on its structure and subsurface characteristics. Also, further studies on the depth evaluation of CVL have been made by different researchers using gravity and seismic approaches. [*Fairhead and Okereke*, 1987] used gravity linear segments of the radially averaged power spectrum to calculate average depths to density discontinuities of 30 ± 3 km for the SW of Cameroon. Other studies have used spectral analysis to calculate the depth of the CVL from shallow and deep sources [*Evariste et al.*, 2014; *Kenfack et al.*, 2017; *Marcel et al.*, 2016; *Nnange et al.*, 2000]. Additional methods such as seismic Rayleigh waves [*Tokam et al.*, 2010] and passive seismic [*Goussi Ngalamo et al.*, 2018] have been used to calculate the Moho depth of CVL. Although, many authors have written on the subject matter, more emphasis needs to be placed on the determination of the gravity source and depth beneath the Cameroon Volcanic Line.

This work is aimed at constructing a 3D gravity model in order to calculate the depth and location of gravity sources beneath CVL starting from Bioko Island and including Mt. Cameroon, Mt. Kupe, Mt. Manengouba, Mt. Bambouto, and Mt. Oku by using data collected from a more precise and advanced Earth Gravitational Model (XGM2019e_2159). We also reveal the detailed geology of the study area.

2. Geologic Setting

The break-up of the continental plates can be interpreted in terms of an anticlockwise movement of the West Africa plate against the South America plate [*Lawrence et al.*, 2002]. Cameroon is part of a complex that encompasses various tectonic formations, the Congo Craton, and a major geologic feature in Central Africa known as the Cameroon Volcanic Line [*Dumont*, 1986; *Noel et al.*, 2014; *Toteu et al.*, 2004].

CVL lies between the southern craton of the Congo and the northern craton of the Oubanguides, which was formed by the tectonic collision of four different cratons, which include the Congo, West Africa, São Francisco, and a mobile domain in the formation of Gondwana [*Begg et al.*, 2009; *Castaing et al.*, 1994; *Elsheikh et al.*, 2014; *Tokam et al.*, 2010].

There are three sections to the volcanoes along the Cameroon Line, which include a continental part made up of Mount Manengouba, Bambouto, and Oku; a middle portion that combines the continental-oceanic boundary, consisting of Bioko Island, Mt. Cameroon, Mount Etinde, and Mount Kupe; and lastly, an oceanic part made up of the islands of Pagalu, São Tomé, and Príncipe [*Aka et al.*, 2004; *Burke*, 2001; *Yokoyama et al.*, 2007].

The CVL's largest and most active volcano is Mount Cameroon (4095 m), which is made primarily of basaltic composition and situated where the lithospheres of the ocean and continent meet [*Déruelle et al.*, 2007; *Kenfack et al.*, 2011]. The plutonic structures are separated in the north and combine to form composite structures between Banyo and Foumban [*Njome and de Wit*, 2014].

The research area (Figure 1), which is a portion of the CVL, is located at latitudes 3°50’ and 6°50’N and longitudes 8°50’ and 12°00’E.

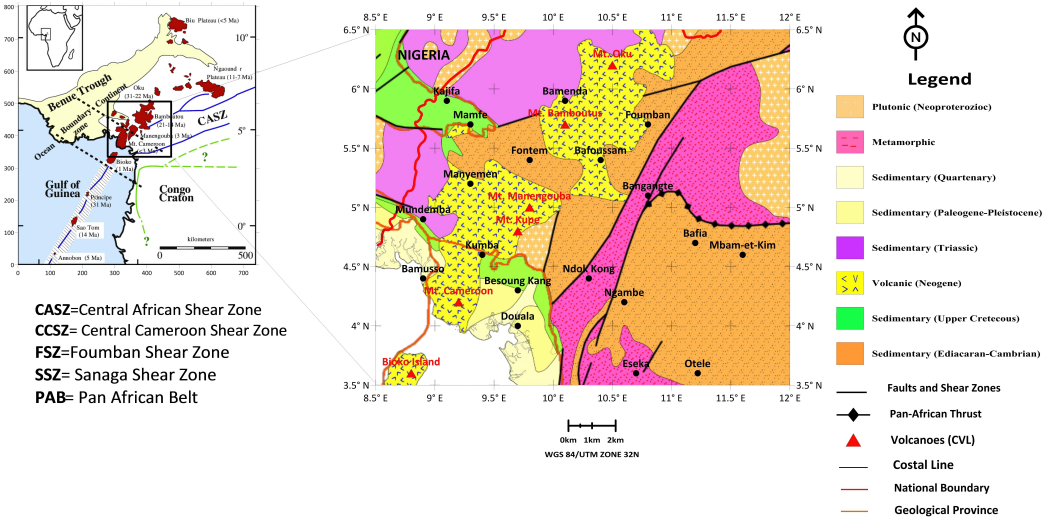


Figure 1. Region of investigations: Geology and Tectonic Map of CVL.

3. Data and Methods

3.1. Data

The International Center for Global Earth Models (ICGEM) website (http://icgem.gfz-potsdam.de/home) was used to download the required data. Free air gravity data from XGM2019e_2159 and the DTU21 model was used in this research for depth estimation of the CVL. The ICGEM compiles the spherical harmonic coefficients of all Global Geopotential Models (GGMs) [*Barthelmes*, 2013] that is available for download. ICGEM is one of the services run by IGFS (International Gravity Field Service) [*Drewes et al.*, 2016]. The satellite-based Global Geopotential Model (GGM) known as GOCO06S was integrated with terrestrial and altimetry data used for modeling XGM2016 to create XGM2019e_2159 [*Lee and Kwon*, 2020].

According to [*Lee and Kwon*, 2020], gravity data from satellites can be accessed in locations that are difficult to get to on the ground and solve the problem of gaps and low resolutions obtained from ground gravity data. Several researchers have supported the use of this gravity database by comparing their results with those derived from different sources of geophysical data [*Apeh and Tenzer*, 2022; *Gruber et al.*, 2019; *Zingerle et al.*, 2019].

In this research Free air and Bouguer anomaly maps were created using gravity data that was downloaded from ICGEM. The grid size was chosen before carrying out the online computations of XGM2019e_2159 free air (Figure 3) and Bouguer gravity data (Figure 4) using the ICGEM service. The gridding technique provides an interpolated surface that can be compared to a tiny, linear elastic layer that passes over each value of the data with the lowest number of bindings possible [*Marcel et al.*, 2018].

Topographic data was obtained using the same latitude and longitude values from the global database (Global Multi-Resolution Topography) through the website (https://www.gmrt.org/GMRTMapTool/). Golden Software Surfer was also used to create the topographic map (Figure 2) of the Cameroon Volcanic Line, with a maximum height of 4000 meters above sea level. Using a unique function of spherical approximation (option gravity_anomaly_sa), gravity data for different heights to be used in 3D models was carefully acquired from the ICGEM website.

3.1.1. Free Air Gravity Anomaly

The Free Air gravity anomaly (Figure 3) shows a maximum gravity anomaly of 530 mGal and a minimum of −100 mGal. The main zones of high gravity values are found along the volcanoes of the CVL, which have a higher elevation than the surrounding rock masses. The Free Air anomaly was used for the determination of the depth of the gravity source using the DEXP method.

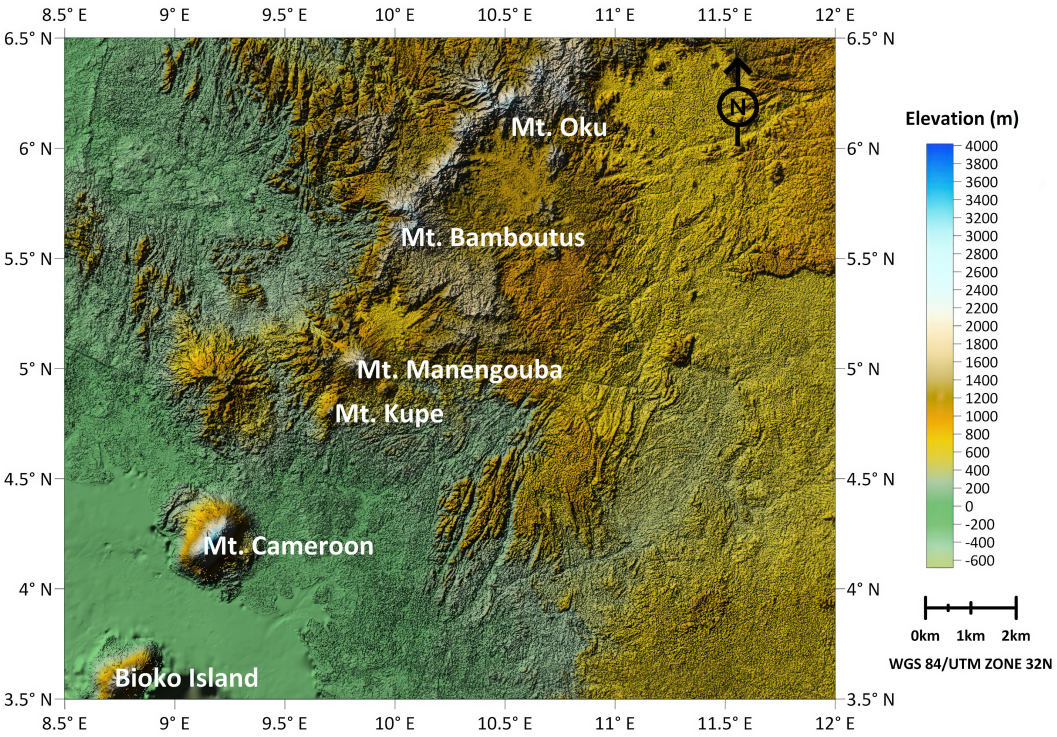


Figure 2. Topographic Map of the study area in the Cameroon Volcanic Line.

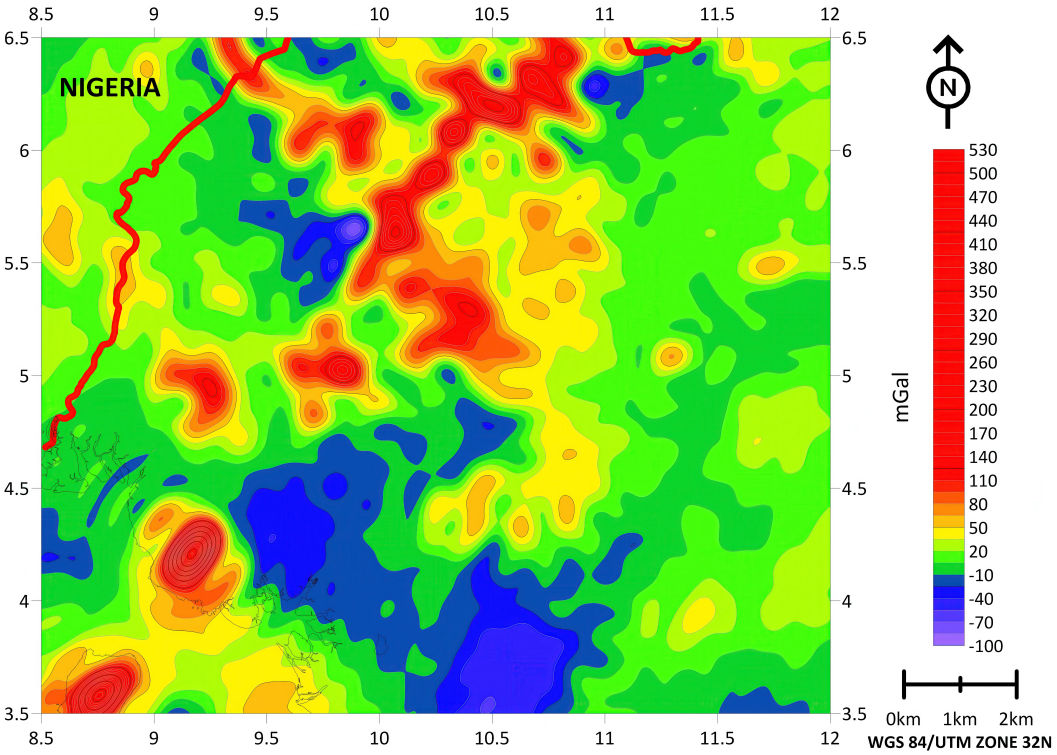


Figure 3. Free Air gravity anomaly of the study area.

3.1.2. Bouguer Anomalies and Residual Bouguer Anomalies

The study area's Bouguer anomaly map (Figure 4) was gridded using the WGS84 reference system, with a required angular grid spacing of 0.02°. The map was then created with a contour interval of 10 mGal. The research area is distinguished by significantly high positive anomaly values, particularly in the West and South West portions, with a

maximum of 200 mGal and a large area in the North and North East with a wide area of negative gravity anomaly values, with the lowest value being −140 mGal.

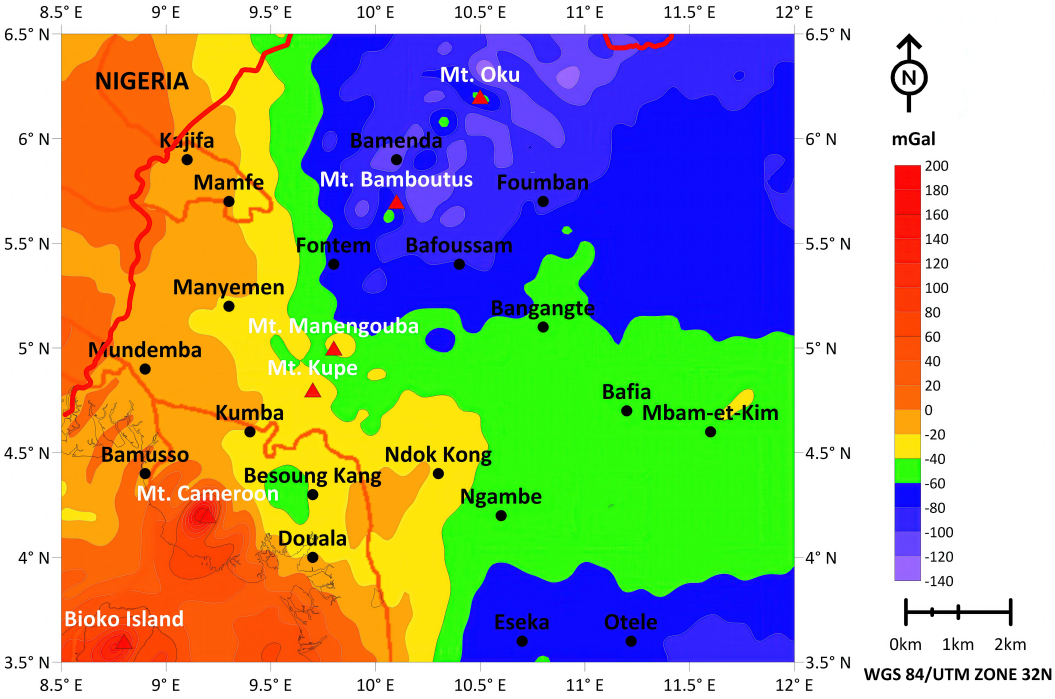


Figure 4. Bouguer anomaly map of the study area.

The study area's residual anomaly map (Figure 5) reveals interesting, specific geological features. The values of the residual gravity anomaly range from −80 to 180 mGal. By creating the residual anomaly field from the measured gravity field, it is possible to determine the various gravity sources beneath the study area.

This residual anomaly field is produced by removing the regional anomaly from the Bouguer anomaly field. This process highlights sources located at very high depths because of long-wavelength anomalies on a regional scale across the entire area. Sources that are highly concentrated and localized with short wavelengths are typically found at shallow depths of the residual field [*Abdelrahman et al.*, 1985; *Murthy and Krishnamacharyulu*, 1990; *Ndikum et al.*, 2014].

Since both shallow and deep features in the Earth's subsurface have an effect, these effects cause Bouguer anomalies to have a gravitational signature. As residual anomalies offer a variety of lithology that is characterized by density fluctuations within the Earth's crust.

3.1.3. DTU21 Data

DTU21 data was provided by Professor Ole Baltazar Andersen (https://ftp.space.dtu.dk/pub/) in ASCII grid format. The map was produced with a grid spacing of 5 mGal. The DTU map (Figure 6) shows a high positive gravity anomaly in the mountain areas and a negative anomaly towards the south of the study area. The gravity anomaly in the study area ranges from −80 to 505 mGal.

3.2. Methods

Here, we will describe the steps taken to calculate the anomalous gravity field and regional and residual gravitational effects, including the creation of a gravity model, calculating the gravity field at various heights, formulation, and application of the DEXP transformation to 3D distribution. We also use several key methods, such as **spectral analysis, depth from the extreme points, and a 3D model**, to produce our results, and from these we carry out interpretations.

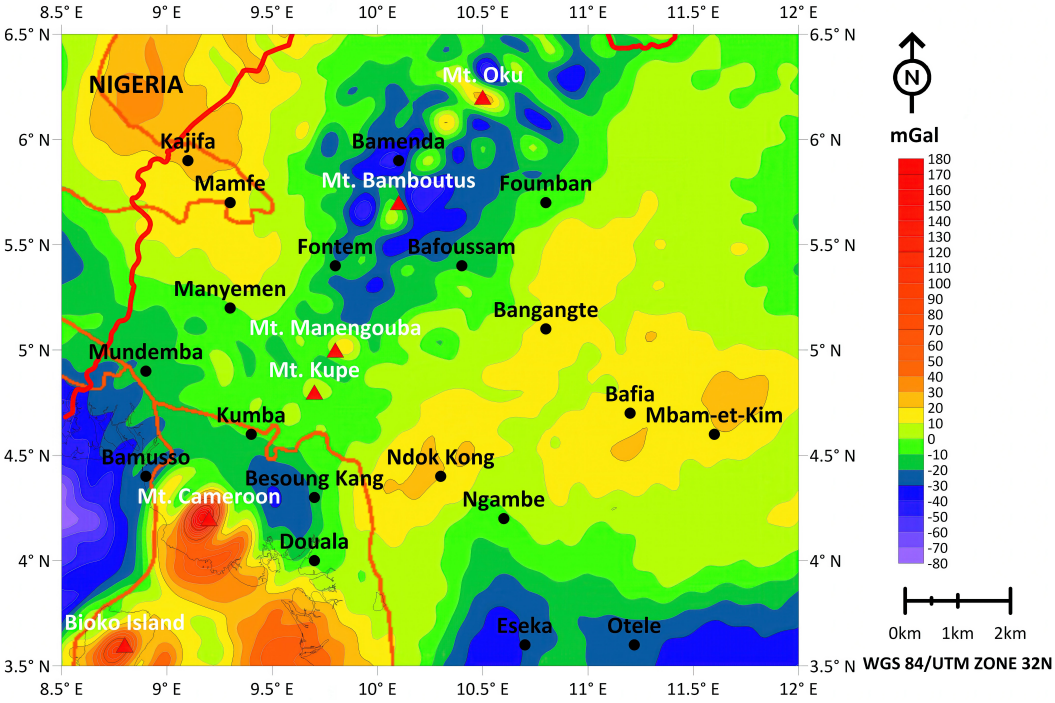


Figure 5. Residual Bouguer anomaly map of the study area.

With the use of the primary 15' NGA terrestrial gravity dataset, the GOCO06s satellite gravity model are adjusted using weighted least squares to determine the XGM2019 spheroidal harmonic model coefficients up to d/o 719 [*Zingerle et al.*, 2019]. We used a specified grid size of 0.01° and data for ellipsoid topographic heights at various elevations of the study site, and the anomalous gravity values were calculated online through the ICGEM website platform. A similar technique was used by [*Drewes et al.*, 2016] and [*Apeh and Tenzer*, 2022].

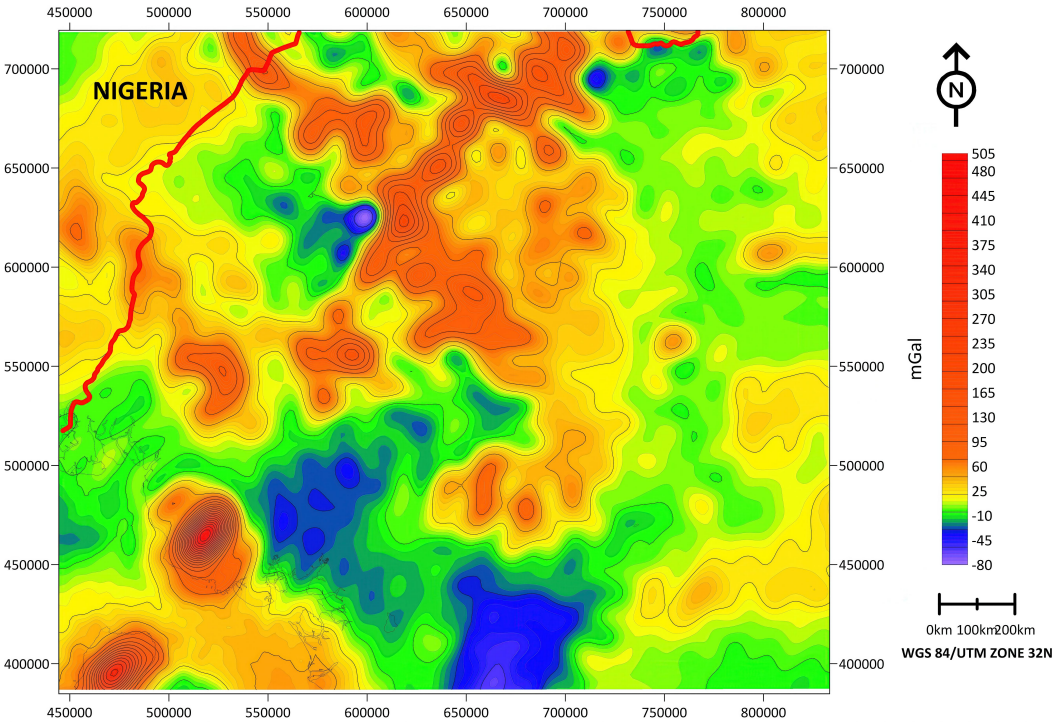


Figure 6. DTU Free Air anomaly map.

By computing the function of the polynomial regression method [*Draper and Smith*, 1998; *Gautier Kamto et al.*, 2020; *Ghomsi et al.*, 2021; *Murthy and Krishnamacharyulu*, 1990] and Kriging using Golden Software Surfer, the regional Bouguer and residual Bouguer anomaly maps were produced, respectively. Prediction errors are reduced by using the Kriging interpolation approach [*Gautier et al.*, 2021], and it is possible to identify biased values using the technique of Kriging [*Kamguia et al.*, 2007; *Matheron*, 1963]. We have applied a second-order polynomial regression on the XGM2019e_2159 model grid because we wanted to avoid eliminating shallow structures represented in the residual anomalies. This was accomplished by using a polynomial (regression) fitting method similar to that employed by [*Gautier Kamto et al.*, 2020; *Ghomsi et al.*, 2021], which enables the division of Bouguer anomalies into regional and residual parts.

3.2.1. Spectral Analysis

Spectral analysis is a method often used by scientists to find out how deeply certain properties of a medium are related to the gravitational field [*Marcel et al.*, 2010; *Njandjock et al.*, 2006; *Spector and Grant*, 1970]. This process involves the transformation of gravitational data from the spatial domain to the wavenumber domain using a 2-dimensional Fourier transform [*Nnange et al.*, 2000]. [*Spector and Grant*, 1970] showed that the Fourier transform for a set of N data points spread out over a profile can be used to find out the depth of the sources.

$$\Gamma(k) = \frac{1}{N}\sum_{n-0}^{N-1} R(n)e^{-\frac{2j\pi kn}{N}},$$

where $R(n)$ – residual anomaly number n on the profile; k – wave number. The power spectrum of the anomaly – $|\Gamma(k)|^2$.

The energy spectrum logarithm is plotted against the frequency. The logarithm represents the radial average energy spectrum. The slope indicates the depth of gravity or a magnetic source.

Power spectrum curve can be broken down into many sections. These sections ties to the estimated depth of causative anomalies in the bodies of the geologic structure of a place [*Nguiya et al.*, 2019]. We pick the straight lines that have a slope that's equal to the depth of the anomalous body based on this relationship [*Gerard and Debeglia*, 1975]:

$$h = \frac{\Delta \log E}{4\pi\Delta k},$$

where, E – energy spectrum; h – depth (km); k – wavelength (cycles per km).

Spectral analysis was carried out on DTU21 grid data over the whole study area to determined mean deep and shallow sources. Spectral analysis for DTU21 was performed based on **Wiener filtering** by distinguishing the gravity anomaly correlated with topography [*Kokoshkin et al.*, 2015]. To filter the useful part of the field, it is necessary to know the spectrum of the full field and the spectrum of the field of the conceptual model, which we can obtain by calculating the gravitational field due to the relief of the day surface for a given relief density. This will restore the value of the approximation of the real and imaginary parts of the continuous spectrum in any given frequency range. Measurements of the influence of gravity on the path can be defined as [*Zhou and Wu*, 2015]:

$$y(t) = s(t) + v(t),$$

where $s(t)$ – actual gravity signal; $v(t)$ – colored noise between observations.

To improve our accuracy of deep source (Moho depth) estimation of the study area, we used the field separation procedure using **Wiener filtering** [*Esin et al.*, 2024]:

$$F_v(i,j) = \frac{|U_{os}(i,j)|^2 F_s(i,j)}{|U_{os}(i,j)|^2 + (|F_s(i,j)| - |U_{os}(i,j)|)^2} \quad (1)$$

where,
Signal spectrum:
$F_s(i,j)$ – of original gravity field (DTU21 model)
$F_v(i,j)$ – of restored signal that correlates with topography
Power spectrum:
$|F_s(i,j)|^2$ – of original gravity signal
$|U_{os}(i,j)|^2$ – of conceptual model of topography gravity field

3.2.2. DEXP Method

This method of field transformation appeared relatively recently [*Fedi*, 2007]. DEXP (depth from extreme points), allows one to achieve estimates of the depths of singular points of anomalous bodies, distributed in space under the area of setting the field values through express processing of the field. This is one of the simplest inversion algorithms, but it requires knowledge of the 3D field distribution to work.

This type of express inversion is used for potential fields (gravitational or magnetic) or its vertical derivatives of degree n:

$$f_n(\mathbf{r}) = k \int_V \frac{\partial^n}{\partial z^n} \frac{M(\mathbf{r}_0)}{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_0\|_2} d^3\mathbf{r}_0,$$

where, $f_n(\mathbf{r})$ is the potential field or its vertical derivative (depending on n), k is some constant (gravitational constant), $M(\mathbf{r}_0)$ is the density, the integration is performed over the volume V, $\mathbf{r}$ and $\mathbf{r}_0$ are spatial radius vectors connecting the origin of coordinates with a measurement point in the harmonic region and with some point in the source region.

First, let's introduce the concept of a structural index. In geophysics, this term is used as a determinant of the degree of a homogeneous function characteristic of magnetic or gravity prospecting – a homogeneous function of degree N:

$$f(x,y,z) = \frac{K}{r^N},$$

$$r = \left(x^2 + y^2 + z^2\right)^{\frac{1}{2}}$$

where, $N = 1, 2, 3\ldots$, K = const.

Moreover, a homogeneous function is called when the following relation is fulfilled:

$$f(tx, ty, tz) = t^N \cdot f(x,y,z).$$

For this function, the following Euler equation is valid:

$$x\frac{\partial f}{\partial x} + y\frac{\partial f}{\partial y} + z\frac{\partial f}{\partial z} = Nf.$$

This equation can be used to localize gravitational and magnetic anomalies (it is important that all reasoning is given for "sliding windows" – some spatial constraints, inside of which operations are performed on the field). If we denote the interpreted function as U and assume that within the window its behavior can be explained by the nearest singular point - whose coordinates are x_0, y_0, z_0. Then Euler's equation can be rewritten [*Bloch*, 2009]:

$$(x - x_0)\frac{\partial U(x,y,z)}{\partial x} + (y - y_0)\frac{\partial U(x,y,z)}{\partial y} + (z - z_0)\frac{\partial U(x,y,z)}{\partial z} = N[F - U(x,y,z)].$$

F – Constant regional background, N– structural index (where N corresponds to the degree of homogeneous function – N).

Thus, structural index is related to the extent of attenuation of the field of a studied source, which, in turn, is determined by the type of the sought-for feature and the type of the source.

In the DEXP method, the structural index plays a very important role, to understand which it is necessary to provide some considerations. First, consider a function of the form [*Fedi*, 2007]:

$$\tau_n(z) = \frac{\partial \log[f(z)]}{\partial \log(z)} = -\frac{(n+1)z}{z - z_0}.$$

It has one interesting property: for $z = -z_0$ (the coordinate of the singular point) – this function will take on a constant value depending only on n (n is the order of the derivative, it should be assumed that for $n = 1$ the field itself is considered, for $n = 2$ its derivative with respect to z):

$$\tau_n = -(n+1)/2.$$

In this research, we applied the Free Air gravity anomaly data of the XGM2019e_2159 model. By scaling a 3D field at extreme points using Surfer and Voxler software in accordance with certain power laws of the altitude, the DEXP approach enabled us to determine sources of anomalous bodies, depths, and the correct structural indexes. The positions of scaled fields' extreme points are used to determine the depths of sources, and their values are used to determine the surplus mass. This can facilitate pre-filtering, the reduction of reciprocal interference effects, and the acquisition of important representations of the allocation of sources vs. depth [*Fedi*, 2007]. We employ the well-known direct link between N and z_0 to compute the depth to the gravity source using DEXP technique [*Fedi and Florio*, 2013].

In order to apply the DEXP transformation, the upward continuation height of the Free Air anomaly was calculated and downloaded from the ICGEM website. The same geographical boundaries of latitude and longitude of the study area were chosen, and a grid step of 0.01° was selected. The heights were set online as heights over an ellipsoid in meters. The height for calculations of the gravitational fields was chosen from 1000 meters to 50000 meters.

The DEXP transformation is done by using a structural index (N) of 2 and 3. The structural index of 2 represents the field derivative, and 3 represents the second derivative. The structural index was chosen with the purpose of highlighting subsurface gravity sources and their depths, but it does not have a clear distribution of lineaments in the study area. [*Fedi*, 2007] states that after N is determined, the DEXP transformation is provided by:

$$W_n(Z) = Z^{\alpha_n} f_n(Z), \qquad S_n = 2\alpha_n, \tag{2}$$

where W_n – scaled field, f_n – array of field data, α_n – an exponent depending on the structural index, S_n – structural index, Z-DEXP power law of altitudes

$$S_n = 2\alpha_n = -2\tau_n \ (z = -z_0).$$

As a result of this scaling, you get a transformed field that has a bell-shaped shape. In the works of [*Fedi*, 2007], it is shown that this transformed field has extrema, the height of which mirrors the depth of the singular points of the anomaly-forming bodies. The DEXP inversion allows one to determine the position of singular points in space from the 3D distribution of the field, but to do this, it is necessary to know the correct values of α_n or S_n. The following is a table showing different types of sources, the structural index S_n and the scaling exponent α_n (Table 1).

We used a power of $\alpha_n = 1$ to compute a transform field for structural index 2 and $\alpha_n = 1.5$ for structural index 3.

Table 1. Structural indices and scale exponents for different types of sources and field derivatives [*Fedi*, 2007]

Source type	Source	α_n, $(n=1)$	α_n, $(n=2)$	α_n, $(n=3)$	α_n, (n)	α_n, $(n=1)$	α_n, $(n=2)$	α_n, $(n=3)$
A	Point mass or dipole sources, spheres	1	1.5	2	$\alpha_n = 0.5(n+1)$	2	3	4
B	Line or masses or dipoles, infinite horizontal and vertical cylinder, thin bottomless prism	0.5	1	1.5	$\alpha_n = 0.5n$	1	2	3
C	Semi-infinite plane, thin dike, sill	(0)	0.5	1	$\alpha_n = 0.5(n-1)$, $n \le 1$	0	1	2
D	Semi-infinite contact	(−0.5)	0	0.5	$\alpha_n = 0.5(n-2)$, $n \le 2$	−1	0	1

The DEXP transformation can be interpreted as a more general transformation that can be applied to any n-degree vertical derivative of a Newtonian pole source potential;

$$f_n(Z) = \frac{1}{(Z - Z_0)^{n+1}}. \tag{3}$$

For example: By making calculations of equation (3) and (2) we can obtain the **depth of a point source** at −5 km by using the field derivative with a power of 2. We understand that;

Gravity field **f** above singular point decrease with altitude **Z** as

$$f_n(Z) \sim \frac{1}{(Z - Z_0)^{n+1}}.$$

Gravity field **f** above horizontal or vertical cylinder decrease with altitude **Z** as

$$f_n(Z) \sim \frac{1}{(Z - Z_0)^{n}},$$

where **n** – the degree of the derivative of the Newtonian potential, $\mathbf{n} = 1, 2$, $\mathbf{Z_0}$ – **singular point** (source) depth, **Let** $\mathbf{Z}^{\alpha_n}$ – scaling function α_n – **an exponent depending on the structural index**, $\alpha_n = 0.5(n+1)$ – Point mass or dipole sources, spheres, $\alpha_n = 0.5n$ – Infinite horizontal and vertical cylinder, $\mathbf{S_n}$ – structural index, $\mathbf{S_n} = 2\alpha_n$, $\mathbf{S_n} = 1, 2, 3$ [*Fedi*, 2007] states that scaled potential field

$$\mathbf{W_n}(\mathbf{Z}) = \mathbf{Z}^{\alpha_n}\mathbf{f_n}(\mathbf{Z})$$

It's a non-monotonic function and has an extremum at the altitude

$$Z = Z_{\text{extr}}$$

If true structure index of the gravity field is known it is easy to reveal z_0 by finding extremum of the scaled gravity $W_n(Z)$:

$$Z_0 = -Z_{\text{extr}}$$

Therefore, calculation of a Point source (sphere), where $n = 1$, $S_n = 2$. Get extremum at altitude 5 km. The depth to source $\mathbf{Z_0}$ **will be −5 km.** The following graph represents this extreme point. $\mathbf{Z_0}$ is the depth of gravity source beneath the Earth's crust, which can be referred to as negative height.

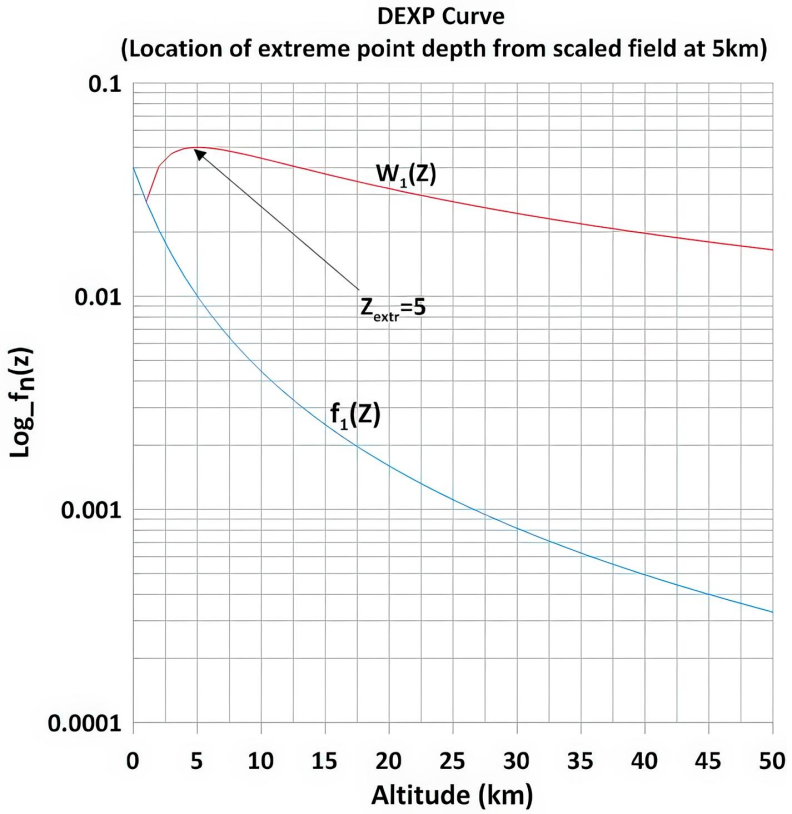


Figure 7. Location of extreme point depth from scaled field at 5 km.

At $x = x_0$ and $y = y_0$; the function $\log f_1 + \log z$; on the surface $\log[f_1(z, z_0)] + \log(z)$, we can see that, for any point at any depth of Z_0, we have a curve with an extreme point at $-Z_0$.

The negative heights of gravity field extremes were calculated from the positive heights calculated from the ICGEM website to obtain the depth of gravity sources using Golden Software Surfer. Since it is important to obtain the results as depth measured in meters, the coordinates X and Y, which represent latitude and longitude, were transformed into meters using the coordinate system of the study area (Manoca 1962/UTM Zone 32N). Table 2 and Table 3 show sections of the data transformation sheet.

Depth of the source is estimated by the negative extreme point heights, and DEXP principle demonstrates that the extreme in the resulting function W_n relates to the location of the gravity source [*Fedi*, 2007; *Fedi and Pilkington*, 2011].

3.2.3. 3D Modeling

The gravity field anomaly obtained was successfully used to carry out 3D modeling of CVL. The aim was to visualize the gravity sources located deep beneath the CVL. The 3D field will be scaled in accordance with equation (2). When mapping the DEXP-transformed field W_n with regard to the $\mathbf{Z}_0$ axis in the DEXP-transformed field, the connection $\mathbf{Z}_0 = -Z_0$ was used (by adjusting the vertical axis to the depth of the sources). The transformed (scaled) field W_n makes it possible to find the depth when a height occurs at the right source point. Alternatively, by only inspecting the extreme points of W_n, the proper scaling of field vs. depth is sufficient to reveal the depth of the source of the potential field [*Fedi*, 2007].

The modeling was done with the help of Golden Software Voxler 4. In the modeling phase, the structural index values were calculated along a positive and negative anomalous gravity that produced a 3D model for the depth of gravity sources beneath CVL. The Z value in Voxler is the positive and negative directions or height (0 to 50 km and 0 to −50 km)

Table 2. Field derivative data structural index transformation

Longitude	Latitude	Gravity_anomaly_sa	H	$H-$	$\alpha_n = 1$	X	Y
8.50	6.5	−0.598999186436	0	0	0	444.85581	718.54653
8.51	6.5	−1.281784914657	0	0	0	445.96149	718.54545
8.52	6.5	−1.592648900128	0	0	0	447.06718	718.54439
8.53	6.5	−1.529360167163	0	0	0	448.17286	718.54336
8.54	6.5	−1.128670837377	0	0	0	449.27854	718.54234
8.55	6.5	−0.462289502852	0	0	0	450.38422	718.54135
8.56	6.5	0.371656055135	0	0	0	451.48990	718.54037
8.57	6.5	1.260665257675	0	0	0	452.59558	718.53942
8.58	6.5	2.091942859883	0	0	0	453.70125	718.53849
8.59	6.5	2.766737402928	0	0	0	454.80693	718.53759
8.60	6.5	3.213098266248	0	0	0	455.91260	718.53670
8.61	6.5	3.395376655234	0	0	0	457.01827	718.53584
8.62	6.5	3.319183209407	0	0	0	458.12394	718.53500
8.63	6.5	3.031076492912	0	0	0	459.22961	718.53418

Table 3. Second derivative structural index transformed field

Longitude	Latitude	Second_r_derivative	H	$H-$	$\alpha_n = 1.5$	X	Y
8.50	6.5	−20.612843501959	0	0	0	444.855806	718.546535
8.51	6.5	−21.791441167423	0	0	0	445.961492	718.545453
8.52	6.5	−21.865456174735	0	0	0	447.067177	718.544394
8.53	6.5	−20.833191241717	0	0	0	448.17286	718.543356
8.54	6.5	−18.824194409862	0	0	0	449.278541	718.542340
8.55	6.5	−16.085987461047	0	0	0	450.384221	718.541346
8.56	6.5	−12.955470442050	0	0	0	451.489900	718.540373
8.57	6.5	−9.8183019231600	0	0	0	452.595577	718.539423
8.58	6.5	−7.0611812071370	0	0	0	453.701253	718.538494
8.59	6.5	−5.0229829003100	0	0	0	454.806927	718.537587
8.60	6.5	−3.9509707922370	0	0	0	455.912600	718.536703
8.61	6.5	−3.9677960780900	0	0	0	457.018272	718.535840
8.62	6.5	−5.0537166314370	0	0	0	458.123942	718.534998
8.63	6.5	−7.0466092204260	0	0	0	459.2296111	718.534179

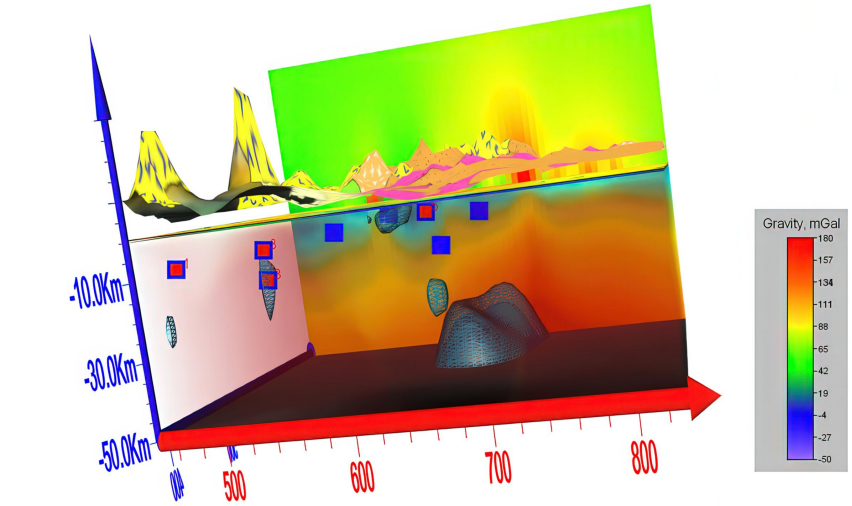
of the gravity sources of the CVL. The model consists of different shapes with a structural index (N) of 2 (Figure 8a) and 3 (Figure 8b) for each major point of the CVL. The local shapes represent the anomalous body.

The extent of a certain source is determined by N. In the works of [*Fedi*, 2007; *Fedi and Pilkington*, 2011; *Fedi and Florio*, 2013], it is shown that this transformed field has extremes, the height of which mirrors the depth of the singular points of the anomaly-forming bodies.

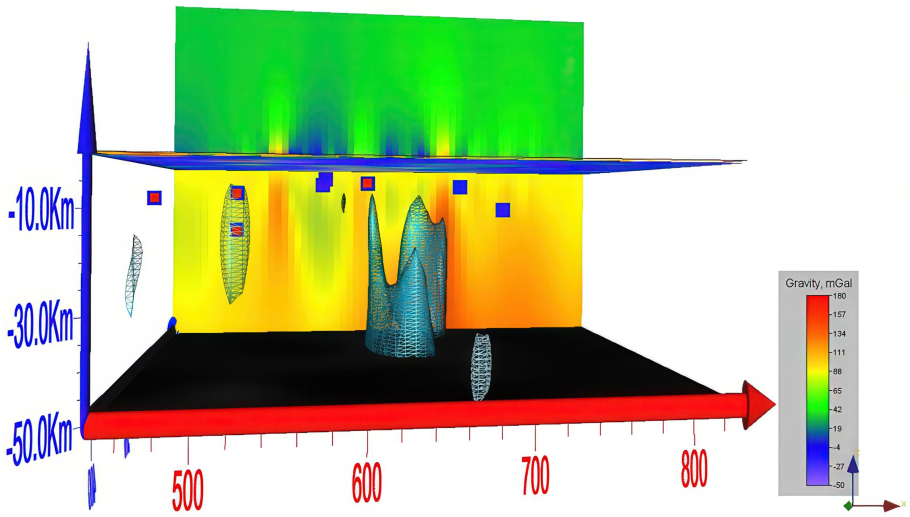
4. Results and Discussions

4.1. DEXP Results

The 3D gravity model displayed several depths of sources across CVL, with a maximum depth of 50 km, as shown in Figure 8 and 3D model of Geology Figure 9. The main gravity signatures found in the 3D model are of great interest for making remarks. CVL has different depth sources, as shown by the 3D model. Additionally, we observe



(a)



(b)

Figure 8. a) Free air gravity field DEXP transformation; b) Vertical derivative gravity field DEXP transformation.

that density anomalies of Bioko Island have gravity field sources at a depth of 8 km, and Mount Cameroon has a gravity field source depth of 7–12 km. This might be a result of the mountain being underlain by shallowly buried volcanic materials. A depth source is located 4–6 kilometers around the Manyemen and Fontem areas and 8–10 kilometers in the Douala Basin (Eséka). This may have been caused by the large area and thick deposition of sedimentary formations in the upper crust. Meanwhile, there is a deeper source depth of more than 30 km aligning to the north of the CVL from Mount Bamboutos to Mount Oku. Such a large difference in anomalous depth could either be a result of deep-seated igneous bodies found in the area. Deep singular points of the gravity field have revealed a true correlation with singular points of the gravity vertical gradient in the CVL.

It is important to make a comparison between our current research results and the depths of the gravity source in the studied area, as mentioned earlier. Research from [*Marcel et al.*, 2016] presents a detailed study of shallow sources. The comparison (Table 5) presents a summarized study of four articles and estimated gravity source depths that were carried out in our area of interest by different authors using the spectral analysis method and the gravity source depth value obtained from DEXP, which was obtained from this research.

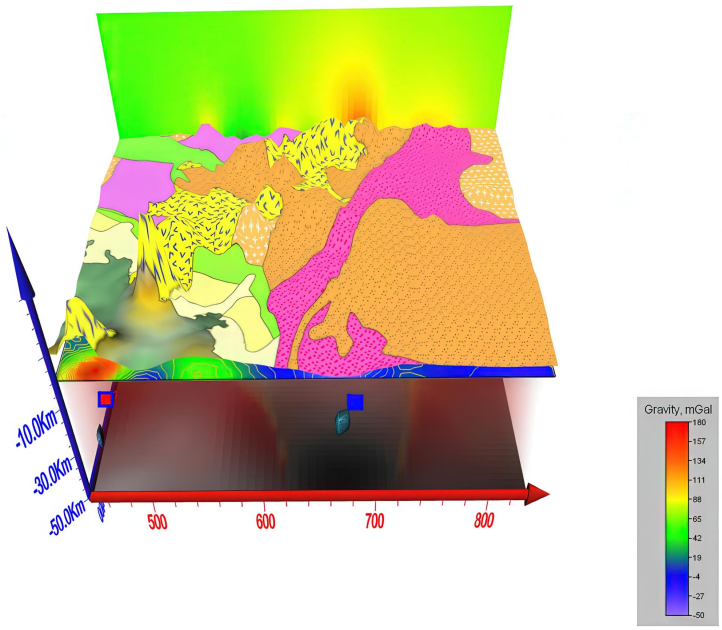


Figure 9. 3D model of geology and gravity field.

Table 4. Gravity Depth Estimate [*Marcel et al.*, 2016]

Location (Anomalies)	Amplitude	Anomalies	Depth of shallow structures (km)	Shallow structure depth from previous studies (km)
Mount Cameroon, Limbe, (P1)	High	Positive	8–12	7–9
Kumba, (P2)	–	Negative	5–9	–
Manyemen, (P3)	High	Negative	4–8	4.5–7
Fontem, (P4)	High	Negative	6–8	4.5–7
Bafoussam, (NE Mt Cameroon), (P5)	–	Line of successive negative and positive superficial anomalies	5–9	–
NE Kumbo, (P6)	–	Line of successive negative and positive superficial anomalies	3–7	–
Ngambé, (P7)	High	Positive	5–7	–
Eséka, Makak, (P8)	–	Relatively negative anomalies	6–8	–

The table above represents the research results carried out by [*Marcel et al.*, 2016]. The study represents a quite different approach to gravity depth estimations compared to the DEXP method. The shallowest layer has an estimated depth of 8 km. Other estimates range from 12 ± 2 km to 13 ± 2 km and 7 km. This could be because of the short-wavelength structures found in the area, which are linked to the volcanism in the Cameroon Line [*Nnange et al.*, 2000].

Kenfack et al. [2017] found new depths in Mount Cameroon of 0.41 km, 1.26 km and 4.73 km. These new depths could be interpreted as the average depths of the sources that cause the negative anomalies at the mountain top. This could be related to the changes in the middle crust's density caused by volcanic activity.

The development of new approach, such as the DEXP transformation of gravity fields and their derivatives, can be used to estimate source depth without going through data filtering [*Fedi*, 2007]. The table below shows the comparison of gravity source depth values obtained by the DEXP method and spectral analysis for four locations in the study area.

Table 5. Comparison of gravity source depth values with previous authors at five study locations (points)

X	Y	Depth (km)					Points	Location
		This study	Previous Studies					
			[*Nnange et al.*, 2000]	[*Evariste et al.*, 2014]	[*Marcel et al.*, 2016]	[*Kenfack et al.*, 2017]		
		Value based on DEXP Method	Value based on Spectral analysis					
480	390	8	–	–	–	–	1	Bioko Island
520	460	7–12	7–9	4.5–7	8–12	4.73	3	Mount Cameroon
615	620	4–6	–	–	6–8	–	5	Manyemen and Fontem
520	460	8–10	–	–	6–8	–	2	Eséka

The depth estimate reveals the essence and relevance of the DEXP method when considered with the spectral analysis produced by previous authors.

Additionally, a deeper evaluation could be estimated in the region, but due to gaps in terrestrial gravity measurements that are not available in certain locations in the study area, our overall investigation was limited. For the region focused on Cameroon, the gravity database contains 61431 International Gravimetric Bureau (BGI) gravity anomalies (blue dots) and 745 (red dots) values from a specific campaign conducted by the NIC (National Institute of Cartography) of Cameroon from 2014 to 2017 [*Barzaghi et al.*, 2021].

There were, however, big data gaps in remote locations; these gaps can be filled using Global Gravity Earth Models (GEMs) combining satellite, ground, and ocean data with XGM2019e. But the availability of terrestrial datasets found in these models for our study location is limited because no local campaigns were carried out in those areas. But the old models, like EGM 2008, didn't have the new gravity signal coming out of GOCE [*Zingerle et al.*, 2020].

4.2. Geological Interpretation of Depth Estimates

The result obtained from the shallow depth estimate may be related to the short-wavelength bodies (shallow intrusive structures) in the region, which form parts of the volcanoes of the Cameroon Volcanic Line, as we can observe in the case of Bioko Island and Mt. Cameroon. Knowledge of the difference in depths from north to south of the CVL with large discrepancies may imply that the structures and volcanoes of the CVL are not continuous bodies. Meanwhile, there is a deeper source depth of more than 30 km aligning to the north of the CVL from Mount Bamboutos to Mount Oku. Such a large difference in anomalous bodies could either be a result of deep-seated igneous bodies found in the area.

The crust is thicker towards the north of the CVL along the Adamawa region compared to the southern part of Mt. Cameroon. A depth source of 4–6 kilometers around the Manyemen and Fontem areas and 8–10 kilometers in the Douala Basin (Eséka). This may have been caused by the large area and thick deposition of sedimentary formations in the upper crust.

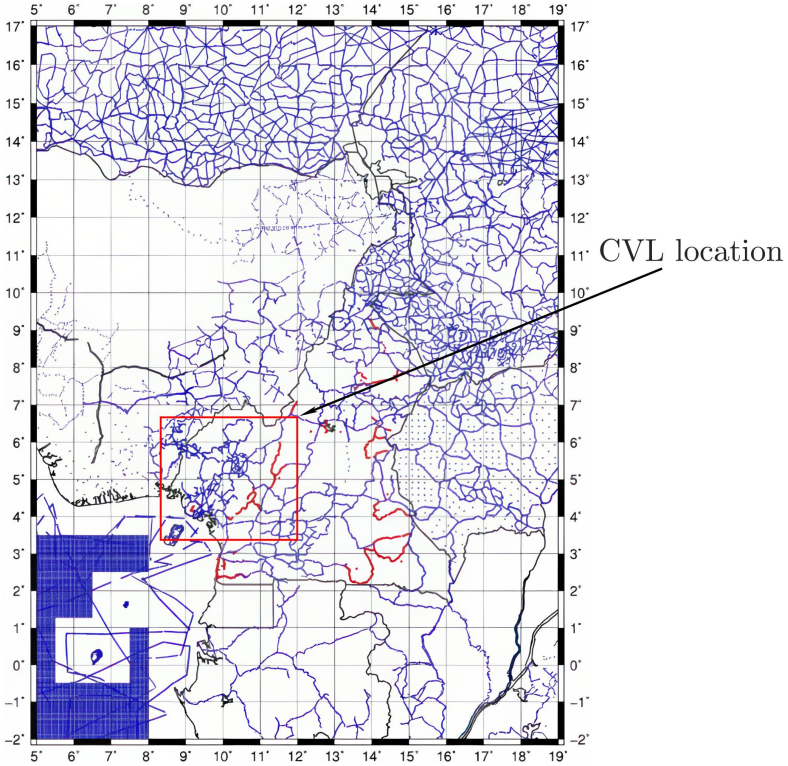


Figure 10. Database of gravity for geoid calculations in Cameroon and showing CVL location. Red dots: Terrestrial gravity measurements campaign, blue dots – BGI data [*Barzaghi et al.*, 2021].

4.3. Spectral Analysis Results

The spectral analysis for Moho depth estimates was calculated using the filtered gravity field separated from the DTU21 data that is not affected by topographic effects according to equation (1). The result of filtering can be seen in Figure 11.

Wiener filter theory, however, requires that the observed gravitational field be more or less stationary over the limits of the survey area [*Pawlowski and Hansen*, 1990]. This method is done using a Wiener filter that uses iterative steps to determine Moho depth, taking into account both lateral and radial changes in the crustal density of the Earth [*Sampietro*, 2015]. The estimates of filtered and unfiltered depth sources represent the mean depths of the whole study area. The spectral analysis curve was created from the power spectrum and the frequency domain of the separated field (Figure 12). The linear line segment of the slope corresponds to the mean depth of sources in the study area (CVL) of the separated field (Figure 12).

From the spectral analysis curve, we obtain that the mean deep source over the area represents 32.1 ± 6 km, while the shallow depth represents **6.7 ± 15 km**. Some other parts of the spectrum represent noise data. The deep sources represent the Moho depth of the study area.

The Moho depth estimate of the study area was compared with the results of depth estimates done in the study area by other researchers. Both gravity and seismic methods (passive and Rayleigh waves) have been used for this comparison, as seen in Table 6.

Table 6. Moho depth estimate

DEXP depth (This study)	Moho depth from Spectral Analysis (This study)	Moho depth from Seismic [*Tokam et al.*, 2010]	Moho depth from Gravity [*Gallacher and Bastow*, 2012]	Moho depth from Gravity [*Goussi Ngalamo et al.*, 2018]	Moho depth from Gravity [*Fairhead and Okereke*, 1987]
30–40 km	32.1 ± 6 km	35.5 ± 3.1 km	31.75 km	38.5 km	30–34 km

From these results, we conclude that Wiener filtration is an effective method to provide an accurate Moho depth estimate of the study area, which shows similar results to those obtained from previous studies. The result also ties in with the anomalous body found at a great depth of over 30 km towards the north of the 3D model. This also reveals that there are much deeper granitic intrusive bodies situated beneath the volcanoes along the CVL, particularly Mt. Bamboutos and Mt. Oku.

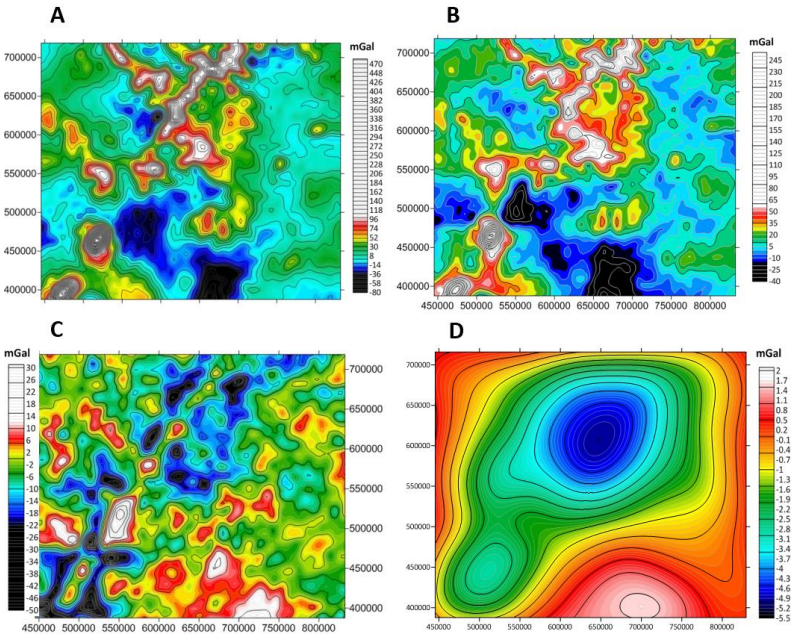


Figure 11. DTU21 gravity anomaly separation using wiener filter. A – Initial field at an altitude of 5 km B – Terrain-conditioned field, C – Field component not determined by relief, D – Field component not determined by relief at an altitude of 50 km.

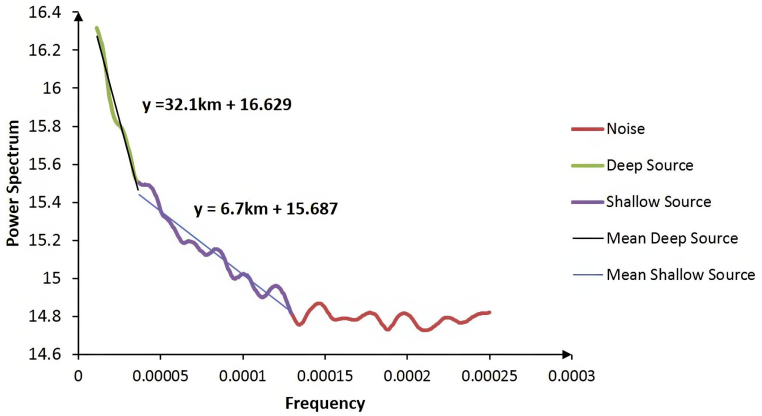


Figure 12. Spectral analysis curve for depth estimation.

5. Conclusion

The main focus of the research was to investigate the gravity source depth of CVL using DEXP as the main approach to illustrate its application in solving geophysical and geologic problems and revealing details of volcanic structures beneath the Earth's surface. Both DEXP and spectral analysis were carried out to complement the results and accuracy of the techniques.

We used the DEXP method to analyze results of depth along CVL that are in good agreement with previous geophysical findings. Our area of interest was successfully studied

using this method, but other disadvantages can be the gap in gravity data and the reliability of the method to completely display all gravity sources, both positive and negative, in the area. Since this is apparently a new approach, there is room for further improvement in the techniques for better results and evaluation. From DEXP, we could identify the following positive and negative gravity sources and depths (Table 7):

Table 7. Location of potential gravity source and their depths across the CVL

Location	Gravity anomalies	Depths (km)
Bioko Island	Positive	8
Mt. Cameroon	Positive	7–12
Manyemen and Fontem	Negative	4–6
Eséka	Negative	8–10

The research methods provided here are not common. Though they are new approaches to solving geological and geophysical problems, efforts can be made by other researchers to also apply the same techniques to study in more detail the features of CVL and its surroundings.

Acknowledgments. The current study was carried out in the Department of Geology and Geophysics Novosibirsk State University. I wish to thank all the collaborative support provided by the University and the Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics for accepting this research.

References

Abate Essi, J. M., J. Marcel, J. Q. Yene Atangana, et al. (2017), Interpretation of gravity data derived from the Earth Gravitational Model EGM2008 in the Center-North Cameroon: structural and mining implications, *Arabian Journal of Geosciences*, *10*(6), https://doi.org/10.1007/s12517-017-2919-y.

Abd-Elmotaal, H. A., K. Seitz, N. Kühtreiber, and B. Heck (2018), AFRGDB_V2.0: The Gravity Database for the Geoid Determination in Africa, in *International Symposium on Advancing Geodesy in a Changing World*, pp. 61–70, Springer International Publishing, Kobe, https://doi.org/10.1007/1345_2018_29.

Abdelrahman, E. M., S. Riad, E. Refai, and Y. Amin (1985), On the least-squares residual anomaly determination, *Geophysics*, *50*(3), 473–480, https://doi.org/10.1190/1.1441925.

Aka, F. T., K. Nagao, M. Kusakabe, et al. (2004), Symmetrical Helium isotope distribution on the Cameroon Volcanic Line, West Africa, *Chemical Geology*, *203*(3–4), 205–223, https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.10.003.

Apeh, O. I., and R. Tenzer (2022), Development of tailored gravity model based on global gravitational and topographic models and terrestrial gravity data for geophysical exploration of southern benue trough in southeast Nigeria, *Journal of Applied Geophysics*, *198*, 104,561, https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104561.

Barthelmes, F. (2013), Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models, *Scientific Technical Report*, https://doi.org/10.2312/GFZ.B103-0902-26.

Barzaghi, R., D. J. Carrion, L. H. Kamguia, et al. (2021), Estimating gravity field and quasi-geoid in Cameroon (CGM20), *Journal of African Earth Sciences*, *184*, https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104377.

Begg, G. C., W. L. Griffin, L. M. Natapov, et al. (2009), The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution, *Geosphere*, *5*(1), 23–50, https://doi.org/10.1130/GES00179.1.

Bloch, Y. I. (2009), *Interpretation of gravitational and magnetic anomalies*, 232 pp., Yu. I. Bloch (in Russian).

Burke, K. (2001), Origin of the Cameroon Line of Volcano-Capped Swells, *The Journal of Geology*, *109*(3), 349–362, https://doi.org/10.1086/319977.

Castaing, C., J. L. Feybesse, D. Thiéblemont, et al. (1994), Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks?, *Precambrian Research*, *69*(1–4), 327–344, https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90095-7.

Cheunteu Fantah, C. A., C. A. Mezoue, M. P. Mouzong, et al. (2022), Mapping of major tectonic lineaments across Cameroon using potential field data, *Earth, Planets and Space*, *74*(1), https://doi.org/10.1186/s40623-022-01612-7.

Déruelle, B., I. Ngounouno, and D. Demaiffe (2007), The 'Cameroon Hot Line' (CHL): A unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres, *Comptes Rendus. Géoscience*, *339*(9), 589–600, https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.07.007.

Draper, N., and H. Smith (1998), *Applied Regression Analysis*, 709 pp., Wiley, https://doi.org/10.1002/9781118625590.

Drewes, H., F. Kuglitsch, J. A. am, et al. (2016), The Geodesist's Handbook 2016, *Journal of Geodesy*, *90*(10), 907–1205, https://doi.org/10.1007/s00190-016-0948-z.

Dumont, J. F. (1986), Identification by remote sensing of the Sanaga accident (Cameroon). Its position in the context of the great accidents of Central Africa and the northern limit of the Congolese craton, *Geodynamics*, *1*, 13–19 (in French).

Elsheikh, A., S. Gao, and K. Liu (2014), Formation of the Cameroon Volcanic Line by lithospheric basal erosion: Insight from mantle seismic anisotropy, *Journal of African Earth Sciences*, *100*, 96–108, https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.06.011.

Esin, E. I., A. N. Vasilevskiy, and N. A. Bushenkova (2024), Spatial Correlations between the Terrain Features, Gravitational Field and Seismic Velocity Anomalies in the Central Kamchatka Region, *Russian Geology and Geophysics*, *65*(2), 285–298, https://doi.org/10.2113/rgg20234579.

Evariste, N. H., L. Genyou, T. C. Tabod, et al. (2014), Crustal structure beneath Cameroon from EGM2008, *Geodesy and Geodynamics*, *5*(1), 1–10, https://doi.org/10.3724/sp.j.1246.2014.01001.

Fairhead, J. D., and C. S. Okereke (1987), A regional gravity study of the West African rift system in Nigeria and Cameroon and its tectonic interpretation, *Tectonophysics*, *143*(1–3), 141–159, https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90084-9.

Fedi, M. (2007), DEXP: A fast method to determine the depth and the structural index of potential fields sources, *Geophysics*, *72*(1), I1–I11, https://doi.org/10.1190/1.2399452.

Fedi, M., and M. Pilkington (2011), Understanding imaging methods for potential field data, in *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2011*, pp. 786–790, Society of Exploration Geophysicists, https://doi.org/10.1190/1.3628194.

Fedi, M. G., and G. Florio (2013), Determination of the maximum-depth to potential field sources by a maximum structural index method, *Journal of Applied Geophysics*, *88*, 154–160, https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.10.009.

Förste, C., S. L. Bruinsma, O. Abrikosov, et al. (2014), EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse, https://doi.org/10.5880/ICGEM.2015.1.

Gallacher, R. J., and I. D. Bastow (2012), The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from teleseismic receiver functions, *Tectonics*, *31*(3), https://doi.org/10.1029/2011tc003028.

Gautier, K. P., L. Yap, Z. A. Alain, et al. (2021), Evaluation of global gravity field models using shipborne free-air gravity anomalies over the Gulf of Guinea, Central Africa, *Survey Review*, *54*(384), 243–253, https://doi.org/10.1080/00396265.2021.1921519.

Gautier Kamto, P., C. Mezoue Adiang, S. Nguiya, J. Kamguia, and L. Yap (2020), Refinement of Bouguer anomalies derived from the EGM2008 model, impact on gravimetric signatures in mountainous region: Case of Cameroon Volcanic Line, Central Africa, *Earth and Planetary Physics*, *4*(6), 1–12, https://doi.org/10.26464/epp2020065.

Gerard, A., and N. Debeglia (1975), Automatic Three-Dimensional Modeling for Interpretation of Gravity or Magnetic Anomalies, *Geophysics*, *40*(6), 1014–1034, https://doi.org/10.1190/1.1440578.

Ghomsi, F. E. K., N. R. Filho, R. Baldez, et al. (2021), Identification of Cameroon's geological structures through a gravity separation and using seismic crustal models, *Journal of African Earth Sciences*, *173*, 104,027, https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104027.

Gilardoni, M., M. Reguzzoni, and D. Sampietro (2016), GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008, *Studia Geophysica et Geodaetica*, *60*(2), 228–247, https://doi.org/10.1007/s11200-015-1114-4.

Goussi Ngalamo, J. F., M. Sobh, D. Bisso, et al. (2018), Lithospheric structure beneath the Central Africa Orogenic Belt in Cameroon from the analysis of satellite gravity and passive seismic data, *Tectonophysics*, *745*, 326–337, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.015.

Gruber, T., P. H. Zingerle, R. Pail, and X. Oikonomidou (2019), *High resolution gravity field models as global reference surface for heights*, SIRGAS.

Kamgang, P., E. Njonfang, A. Nono, et al. (2010), Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroon Volcanic Line, *Journal of African Earth Sciences*, *58*(2), 285–304, https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.03.008.

Kamguia, J., C. T. Tabod, R. Nouayou, et al. (2007), The Local Geoid Model of Cameroon: CGM05, *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, *4*(2).

Kamto, P. G., W. Lemotio, A.-P. K. Tokam, and L. Yap (2021), Combination of Terrestrial and Satellite Gravity Data for the Characterization of the Southwestern Coastal Region of Cameroon: Appraisal for Hydrocarbon Exploration, *International Journal of Geophysics*, *2021*, 1–14, https://doi.org/10.1155/2021/5554528.

Kenfack, J. V., J. M. Tadjou, J. Kamguia, et al. (2011), Gravity Interpretation of the Cameroon Mountain (West Central Africa) Based on the New and Existing Data, *International Journal of Geosciences*, *02*(04), 513–522, https://doi.org/10.4236/ijg.2011.24054.

Kenfack, J. V., J. Kamguia, K. D. Armand, et al. (2017), Estimation of the Depth of Major Subsurface Discontinuities Beneath the Mount Cameroon Region, Central Africa, Based on New and Existing Gravity Data Analysis, *Earth Science Research*, *6*(1), 142, https://doi.org/10.5539/esr.v6n1p142.

Kokoshkin, A. V., V. A. Korotkov, K. V. Korotkov, et al. (2015), Universal reference spectrum use for noise-to-signal ratio estimation in the Wiener filter, *Zhurnal Radioelektroniki*, (7) (in Russian).

Lawrence, S., S. Munday, and R. Bray (2002), Regional geology and geophysics of the eastern Gulf of Guinea (Niger Delta to Rio Muni), *The Leading Edge*, *21*(11), 1112–1117, https://doi.org/10.1190/1.1523752.

Lee, J., and J. H. Kwon (2020), Precision Evaluation of Recent Global Geopotential Models based on GNSS/Leveling Data on Unified Control Points, *Journal of the Korean Society of Surveying, Geodesy, Photogrammetry and Cartography*, *38*(2), 153–163, https://doi.org/10.7848/ksgpc.2020.38.2.153.

Marcel, J., N. P. Njandjock, C. T. Tabob, and E. Manguelle-Dicoum (2010), Moho Depth Estimates for the Cameroon Volcanic Line from Gravity Data, *International Journal of Economic and Environmental Geology*, *1*, 17–20.

Marcel, J., J. M. Abate Essi, P. N. Nouck, et al. (2016), Structure of the Crust Beneath the South Western Cameroon, from Gravity Data Analysis, *International Journal of Geosciences*, *07*(08), 991–1008, https://doi.org/10.4236/ijg.2016.78075.

Marcel, J., J. M. Abate Essi, P. N. Nouck, et al. (2018), Validation of gravity data from the geopotential field model for subsurface investigation of the Cameroon Volcanic Line (Western Africa), *Earth, Planets and Space*, *70*(1), https://doi.org/10.1186/s40623-018-0812-x.

Matheron, G. (1963), Principles of geostatistics, *Economic Geology*, *58*(8), 1246–1266, https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.8.1246.

Moundi, A., P. Wandji, J.-M. Bardintzeff, et al. (2007), Les basaltes éocènes à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun, *Comptes Rendus. Géoscience*, *339*(6), 396–406, https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.04.001 (in French).

Murthy, I. V. R., and S. K. G. Krishnamacharyulu (1990), Polyfit: A Fortran 77 Program to Fit a Polynomial of Any Order to Potential Field Anomalies, *Journal of Association of Exploration Geophysicists*, *11*, 99–105.

Ndikum, E. N., C. T. Tabod, B. Z. Essimbi, et al. (2014), Gravity Model for an Anomalous Body Located in the NW Portion of the Douala Sedimentary Sub-Basin, Cameroon (Central Africa), *Open Journal of Geology*, *04*(10), 524–541, https://doi.org/10.4236/ojg.2014.410039.

Nguiya, S., M. M. Pemi, A. K. Tokam, et al. (2019), Crustal structure beneath the Mount Cameroon region derived from recent gravity measurements, *Comptes Rendus. Géoscience*, *351*(6), 430–440, https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.05.001.

Njandjock, N. P., E. Manguelle-Dicoum, M. T. Ndougsa, and C. T. Tabod (2006), Spectral analysis and gravity modelling in the Yagoua, Cameroon, sedimentary basin, *Geofísica Internacional*, *45*(3), 209–215, https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2006.45.3.206.

Njeudjang, K., J. M. Abate Essi, J. D. Kana, et al. (2020), Gravity investigation of the Cameroon Volcanic Line in Adamawa region: Geothermal features and structural control, *Journal of African Earth Sciences*, *165*, 103,809, https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103809.

Njome, M. S., and M. J. de Wit (2014), The Cameroon Line: Analysis of an intraplate magmatic province transecting both oceanic and continental lithospheres: Constraints, controversies and models, *Earth-Science Reviews*, *139*, 168–194, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.09.003.

Nnange, J., V. Ngako, J. Fairhead, and C. Ebinger (2000), Depths to density discontinuities beneath the Adamawa Plateau region, Central Africa, from spectral analyses of new and existing gravity data, *Journal of African Earth Sciences*, *30*(4), 887–901, https://doi.org/10.1016/s0899-5362(00)00058-0.

Noel, E., M. Marcelin, and A. Bekoa (2014), Crustal Structure and Seismogenic Zone of Cameroon: Integrated Seismic, Geological and Geophysical Data, *Open Journal of Earthquake Research*, *03*(04), 152–161, https://doi.org/10.4236/ojer.2014.34015.

Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor (2012), The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008), *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *117*(B4), https://doi.org/10.1029/2011jb008916.

Pawlowski, R. S., and R. O. Hansen (1990), Gravity anomaly separation by Wiener filtering, *Geophysics*, *55*(5), 539–548, https://doi.org/10.1190/1.1442865.

Sampietro, D. (2015), Geological units and Moho depth determination in the Western Balkans exploiting GOCE data, *Geophysical Journal International*, *202*(2), 1054–1063, https://doi.org/10.1093/gji/ggv212.

Spector, A., and F. S. Grant (1970), Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data, *Geophysics*, *35*(2), 293–302, https://doi.org/10.1190/1.1440092.

Suh, C. E., S. N. Ayonghe, R. S. J. Sparks, et al. (2003), The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: eruption behaviour and petrochemistry of lava, *Bulletin of Volcanology*, *65*(4), 267–281, https://doi.org/10.1007/s00445-002-0257-7.

Tokam, A.-P. K., C. T. Tabod, A. A. Nyblade, et al. (2010), Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions: Joint inversion in Cameroon, *Geophysical Journal International*, *183*(2), 1061–1076, https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2010.04776.x.

Toteu, S. F., J. Penaye, and Y. P. Djomani (2004), Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon, *Canadian Journal of Earth Sciences*, *41*(1), 73–85, https://doi.org/10.1139/e03-079.

Yokoyama, T., F. T. Aka, M. Kusakabe, and E. Nakamura (2007), Plume-lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: Constraints from 238U-230Th-226Ra and Sr-Nd-Pb isotope systematics, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *71*(7), 1835–1854, https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.01.010.

Zhou, R., and X. Wu (2015), An iterative Wiener filtering method based on the gravity gradient invariants, *Geodesy and Geodynamics*, *6*(4), 286–291, https://doi.org/10.1016/j.geog.2015.06.002.

Zingerle, P., R. Pail, T. Gruber, and X. Oikonomidou (2019), *The experimental gravity field model XGM2019e*, GFZ Data Services, https://doi.org/10.5880/ICGEM.2019.007.

Zingerle, P., R. Pail, T. Gruber, and X. Oikonomidou (2020), The combined global gravity field model XGM2019e, *Journal of Geodesy*, *94*(7), https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0.

Russian Journal of Earth Sciences

Интерпретация цифровой модели аномального магнитного поля Крымского региона и прилегающих акваторий, построенной по ретроспективным данным

Е. Н. Хотенко*, А. А. Брагина, Д. А. Арутюнян, А. Д. Шклярук

Институт прикладной геофизики имени академика Е. К. Федорова, г. Москва, Россия
* **Контакт:** Елена Николаевна Хотенко, khotenko@ipg.geospace.ru

В статье приведены результаты работ по интерпретации цифровой модели аномального магнитного поля (АМП) Крымского региона и прилегающих акваторий, построенной по ретроспективным данным. Для интерпретации были изучены находящиеся в открытом доступе априорные данные по различным направлениям геологии и геофизики. Основным инструментом интерпретации являлось сопоставление рассчитанных высокочастотной и низкочастотной трансформант магнитного поля с априорной геолого-геофизической информацией. По результатам была построена схема тектонических структур Крымского региона, отраженных в его магнитном поле.

Ключевые слова: Аномальное магнитное поле Земли (АМПЗ), Крымский регион, глобальные модели, геология, тектоника, трансформации магнитного поля, интерпретация магнитного поля

Цитирование: Хотенко, Е. Н., А. А. Брагина, Д. А. Арутюнян, А. Д. Шклярук Интерпретация цифровой модели аномального магнитного поля Крымского региона и прилегающих акваторий, построенной по ретроспективным данным // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES3013. — DOI: 10.2205/2025es000983 — EDN: AAORWD

1. Введение

Исследования структуры магнитного поля являются весьма актуальными и информативными с точки зрения изучения строения региона. Наличие полной и точной модели аномального магнитного поля (АМП) Крымского полуострова и прилегающих к нему акваторий позволит в полной мере задействовать данные о распределении магнитных свойств в земной коре для решения различных научных и прикладных задач.

В ранних работах была проведена оценка доступности и качества ретроспективных данных о магнитном поле [*Хотенко и др.*, 2023a,b]. Было установлено, что в фондах отсутствуют цифровые материалы по АМП Крымского региона и прилегающей акватории.

По данным имеющихся печатных картографических материалов построена цифровая модель компоненты ΔT_a аномального магнитного поля Земли (АМПЗ) исследуемой территории и проведено её сравнение с мировой моделью магнитного поля EMAG2v3 [*Хотенко и др.*, 2024]. Для построения модели было использовано 16 карт масштабами 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000, 1:200 000 и 1:500 000 с 1971 по 1979 год. При наложении участков приоритет отдавался более поздним материалам или материалам с большим числом опорных объектов для привязки (что обеспечивало более высокое качество привязки).

По построенной модели можно уточнить информацию о тектонической структуре региона, геодинамических процессах и других интересующих геологических аспектах.

В работе проведена качественная интерпретация полученной цифровой модели АМПЗ. Под качественной интерпретацией подразумевается анализ поля с целью его

https://elibrary.ru/AAORWD

Получено: 12 сентября 2024 г.
Принято: 21 января 2025 г.
Опубликовано: 18 июня 2025 г.

© 2025. Коллектив авторов.

описания и районирования, определения природы объектов, образующих аномалии. Главными методами качественной интерпретации являются расчёт трансформаций поля и их визуальный анализ.

Процесс интерпретации состоит из следующих шагов:

1. Сбор априорной информации, включающей материалы по геологии, тектонике, геодинамике и другим смежным направлениям, позволяющим сделать предположения о происхождении объектов, образующих аномалии.
2. Работа с цифровой моделью АМПЗ. Подбор и расчёт различных информативных трансформант для более детального анализа поля.
3. Сопоставление различных компонент модели с тектоническим строением, поиск закономерностей, выделение структур, уточнение границ. Выделение локальных аномалий, формулирование выводов об их возможном происхождении.

2. Анализ априорной геолого-геофизической информации

В качестве основы для априорной информации были взяты имеющиеся в открытом доступе геолого-геофизические материалы по территории Крымского региона и прилегающих акваторий, сформированные и обобщенные по данным бурения, геофизических исследований (преимущественно сейсморазведки и гравиразведки), палеомагнитологии и др.

2.1. Геология и тектоника Крымского региона

Крым является частью Средиземноморского складчатого пояса. Полуостров разделен на две крупные тектонические зоны: горную и равнинную, которые резко отличаются друг от друга по степени деформированности и составу слагающих их геологических формаций. Строение Крыма отражает сложную историю его геологического развития на границе платформы и орогенного пояса. При интерпретации необходимо учесть наличие коллизионных швов, разломов, проявлений магматизма и других тектонических особенностей региона.

При анализе были подробно изучены различные тектонические схемы Крымского полуострова: тектоническое районирование Крыма [*Юдин*, 2013], схема соотношения раннекиммерийских прогибов, структур доверхнепалеозойского основания и альпийских поднятий [*Плахотный*, 1990] и другие (рис. 1). А также геологическая карта (рис. 2).

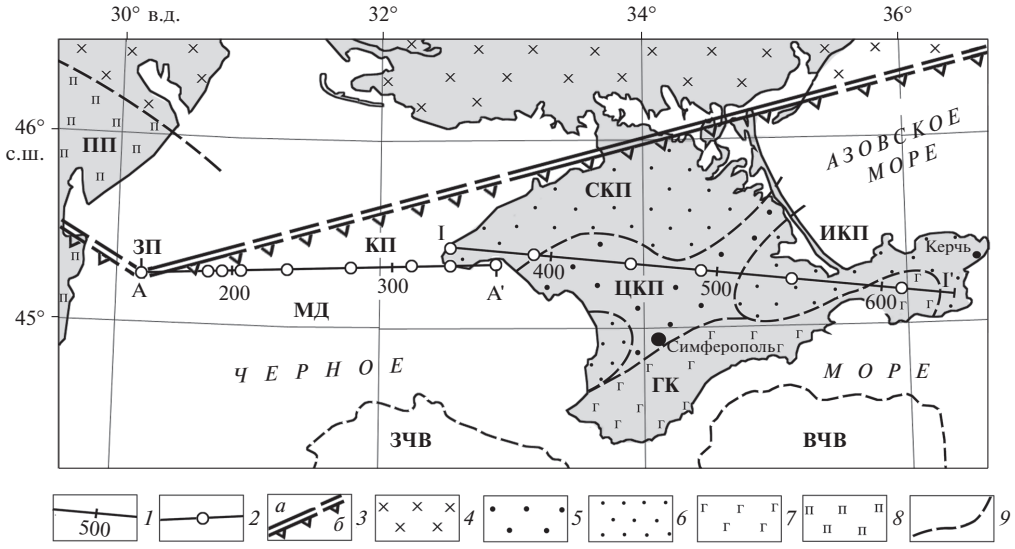
Горная область, занимающая южную часть Крыма, образована Крымским мегантиклинорием. Для этой области характерны многочисленные разрывные нарушения, мозаичное распределение фаций разного генезиса. Равнинная часть Крыма выстроена мезозойскими и кайнозойскими платформенными отложениями. Здесь структура осложнена региональными надвигами, которые расчленяют её на ряд широтно вытянутых тектонических пластин, смятых в линейные и куполовидные складки [*Казанцев*, 1982].

Согласно результатам буровых и геолого-геофизических исследований, под осадочным чехлом Крымского полуострова обнаруживается фундамент, представленный сложноскладчатыми и интенсивно метаморфизованными образованиями. Этот фундамент характеризуется различными комплексами в северной и южной частях Крыма. На севере фундамент сложен кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя, отличающимися большей магнитной восприимчивостью. На юге в фундаменте присутствуют практически немагнитные комплексы верхнего протерозоя и палеозоя. Однако следует учитывать, что немагнитными также являются широко распространенные почти на всей территории Крыма шельфовые осадки [*Казанцев*, 1982].

На полуострове широко распространены проявления магматических процессов среднеюрского возраста, большая часть из которых скрыта под осадочным чехлом. В работах Ю. В. Казанцева [*Казанцев*, 1982] интерпретировалась структурная позиция магматических образований Горного Крыма. Считалось, что эти магматические тела были приурочены к глубинным разломам, вдоль которых они формировались на месте. Однако, было установлено, что магматические тела имеют сорванные контакты



(а)



(б)

Рис. 1. (а) Фрагмент схемы тектонического строения Черного моря (с использованием материалов И. Ф. Глумова, А. М. Никишина, 2014) [*Суслова и др.*, 2020]; (б) основные геоструктуры Крымско-Черноморского региона [*Вольфман и Колесникова*, 2020]. ГК – Горный Крым; МД – Михайловская депрессия; прогибы: ПП – Преддобруджский, ИКП – Индоло-Кубанский; КП – Каркинитский, СКП – Северо-Крымский; поднятия: ЗП – Змеиноостровское, ЦКП – Центрально-Крымское; глубоководные котловины: ЗЧВ – Западно-Черноморская, ВЧВ – Восточно-Черноморская. 1 – фрагменты сводного профиля DOBRE-5 и расстояние от его начала: I–I' – в пределах Крыма, A–A' – в пределах акватории Черного моря (ранее отработанный профиль ГСЗ-26); 2 – пункты взрывов на профиле; 3 – граница Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты: а – установленная, б – предполагаемая; 4 – Причерноморский склон Восточно-Европейской платформы; 5 – выступы основания Скифской плиты; 6 – наложенные альпийские прогибы; 7 – Горно-Крымское сооружение и его периклинальное замыкание; 8 – палеозойско-мезозойские комплексы Преддобруджского прогиба; 9 – границы геологических структур.

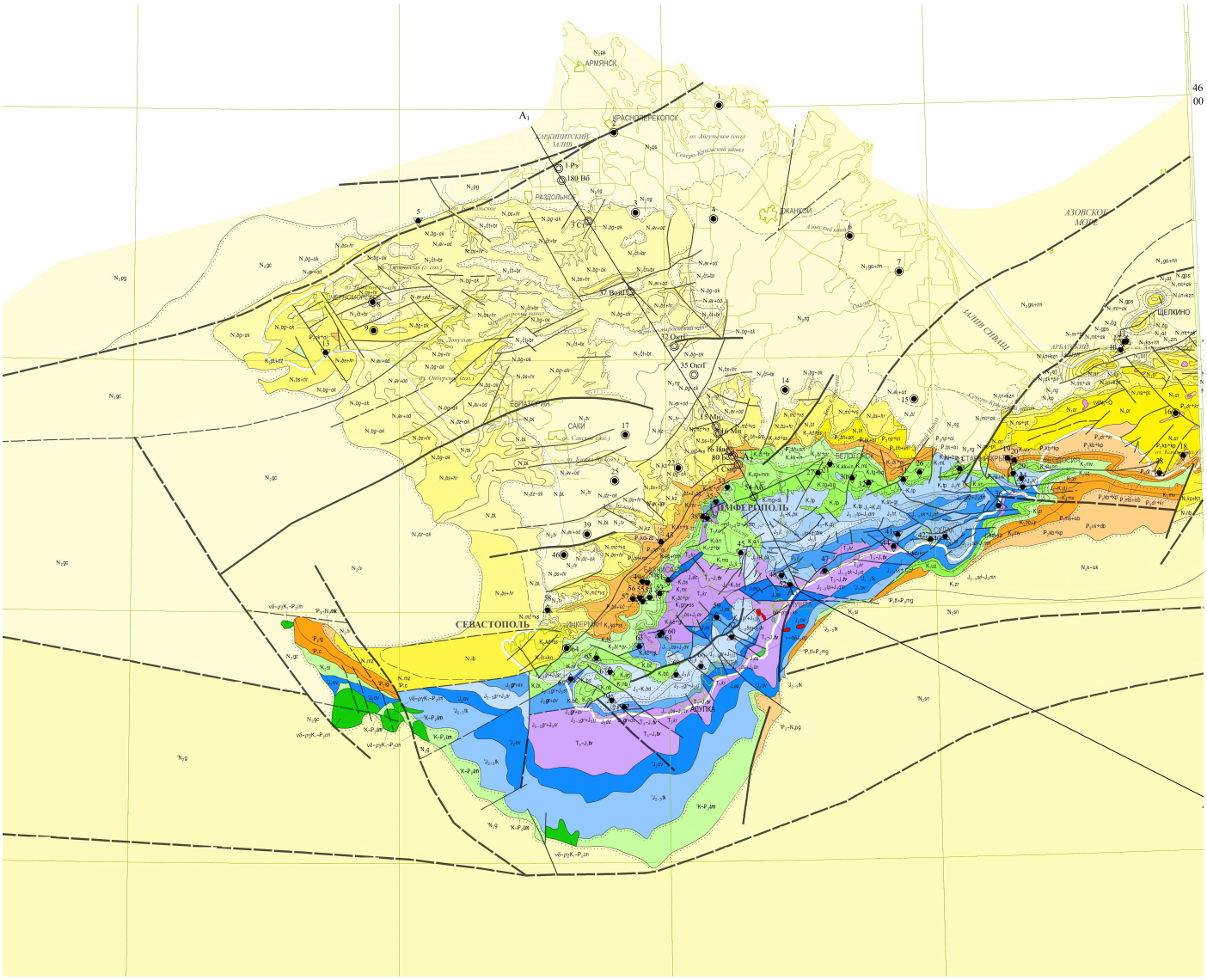


Рис. 2. Фрагмент геологической карты дочетвертичных образований Скифской серии (листы L36, K36) масштаба 1:1 000 000 [*Фиколина*, 2019].

и представляют собой отдельные тектонические блоки, внедренные в шарьяжные структуры [*Юдин и Юдин*, 2015].

Вдоль Северокрымской сутуры на севере полуострова располагается шовная зона сочленения дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Северо-Западная часть территории (Тарханутский полуостров) является тектонически сложной по строению. В ней выделяется Тарханутский вал, а также множество разломов как субширотного, так и субмеридианального простирания [*Пустовитенко и др.*, 2020]. Граница между равнинным и горным Крымом проходит вдоль Предгорной мезозойской сутуры.

К границам между крупными тектоническими текстурами приурочены прогибы – линейные отрицательные структуры, заполненные мощной толщей осадочных или вулканогенных пород, а также впадины и поднятия. На тектонических картах выделяются: Индоло-Кубанский, Каркинитский, Северо-Крымский.

Фундамент Восточно-Европейской платформы состоит из комплекса кристаллических и метаморфических пород с широким диапазоном значений магнитной восприимчивости. Метаморфизованные породы Скифской плиты практически немагнитны. Также низкую магнитную восприимчивость имеют отложения Таврической серии, распространенные в пределах Горного Крыма. В границах платформы и складчатого пояса повышенными значениями магнитной восприимчивости обладают породы дайково-

эффузивного комплекса, с которыми можно сопоставить большинство магнитных аномалий этой части региона.

В ходе анализа отмечены основные особенности геологического и тектонического строения Крыма:

1. Крымский полуостров располагается на стыке Восточно-Европейской платформы и Альпийско-Гималайского горного пояса, что обуславливает его сложное геологическое строение.
2. В тектоническом плане Крым делится на две основные структуры – Горный Крым и Равнинный Крым, разделенные Главной грядой Крымских гор.
3. Основные геологические структуры разделены зонами коллизионных швов, осложнённых разломами, краевыми прогибами.
4. В Горном Крыму широко развиты разрывные нарушения, в том числе глубинные разломы, которые контролируют размещение магматических и гидротермальных образований.
5. Широко распространены проявления магматизма – интрузии, скрытые меловыми и палеогеновыми отложениями в равнинных областях и обнажаемые в зонах активной тектонической деятельности.

2.2. Геофизические поля

Изучение территории Крымского полуострова геофизическими методами началось в середине прошлого века и первоначально сопровождалось гравиразведочными и магниторазведочными работами разного масштаба. Осуществлялись детальные сейсморазведочные и геоэлектрические работы, активно проводилось бурение скважин.

Одними из последних работ являются исследования региональных магматических структур методами электроразведки в 2013–2019 гг. [*Десятов и др.*, 2019]. По профилю Ялта-Новоселовка был построен глубинный геоэлектрический разрез, на котором выделены Предгорная сутура и локальное проводящее тело, которое можно связать с Почтовской магнитной аномалией.

В работе Филипповича Алексея Валерьевича [*Филиппович*, 2022] были изучены структуры Бодракской свиты Крымского полуострова, в том числе была впервые детально рассмотрена вышеупомянутая Почтовская магнитная аномалия – наиболее проявленный в магнитном поле Крымского полуострова объект. Были задействованы материалы из работы В. А. Ентина [*Ентин и др.*, 2010] – данные высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1:100 000 после процедуры осреднения в окне со стороной 24 км. А. В. Филипповичем было произведено двумерное и трехмерное магнитное моделирование Почтовской магнитной аномалии.

В работе А. И. Котляра [*Котляр*, 1979] приводится подробный анализ аномального магнитного поля Крымского региона, дополненный геологической привязкой. Рассматривается как региональная составляющая поля, так и локальная. Происхождение локальных аномалий связывается с эффузивными магматическими породами, природа региональной компоненты поля остается до конца неясной. Автором выдвигается предположение о взаимосвязи региональных аномалий с магматическими и осадочно-вулканогенными формациями с поверхностной части докембрийского фундамента. Предположение подтверждается комплексным анализом данных сейсморазведки и магниторазведки.

Также выделены предполагаемые разломные зоны. А. И. Котляр также связывает некоторые характерные вытянутые магнитные аномалии с Криворожско-Кременчугским трогом, который протягивается с севера через Крым вплоть до Кавказа. Позже была сформулирована другая точка зрения [*Казанцев*, 1982], утверждающая, что отождествлять проявления магматизма, выраженные в магнитном поле в виде протяжённой системы изометричных аномалий с Криворожско-Кременчугским трогом не представляется верным. Исходя из этого отмечается необходимость более детального изучения происхождения магнитных аномалий, сформированных вследствие вулканической деятельности.

Для интерпретации дополнительно задействованы: рельеф поверхности суши и дна моря [*GEBCO*, 2024], а также аномальное гравитационное поле в редукции Буге [*BGI*, 2012].

3. Анализ и интерпретация АМП Крымского полуострова и прилегающих акваторий

Начальным этапом интерпретации является анализ исходного магнитного поля. Это необходимо для общей оценки вклада региональной и локальной составляющей, выделения размера и интенсивности характерных аномалий.

Первым шагом была произведена редукция магнитного поля к полюсу. Значение магнитного склонения D было выбрано 7,54°, магнитного наклонения I – 63,6°. Карты исходного АМПЗ и пересчитанного к полюсу представлены на рис. 3. Для реализации пересчета было использовано ПО Geosoft Oasis Montaj. При дальнейшей интерпретации будет использована модель, пересчитанная к магнитному полюсу.

Расчёт трансформаций является одним из наиболее распространенных методов разделения полей. Суть методов заключается в математическом преобразовании исходного поля с целью выделения из него различных компонент – региональной, локальной и т.д. Несмотря на то, что такое разделение на компоненты носит формальный характер и не обязательно отражает истинные структуры, правильный выбор параметров трансформации может позволить получить компоненты поля, наилучшим образом отражающие реальные геологические структуры. Для дальнейшей интерпретации произведен расчёт некоторых информативных трансформант АМП (рис. 4) и поля силы тяжести Крымского полуострова и прилегающих акваторий:

- низкочастотный фильтр Баттерворта с параметрами фильтра 50 км для районирования региональной составляющей АМПЗ, которая может характеризовать глубинные структуры;
- высокочастотный фильтр Баттерворта с параметрами фильтра 30 км применен для прослеживания локальных аномалий, соответствующих разломам, проявлениям магматизма или другим структурам.

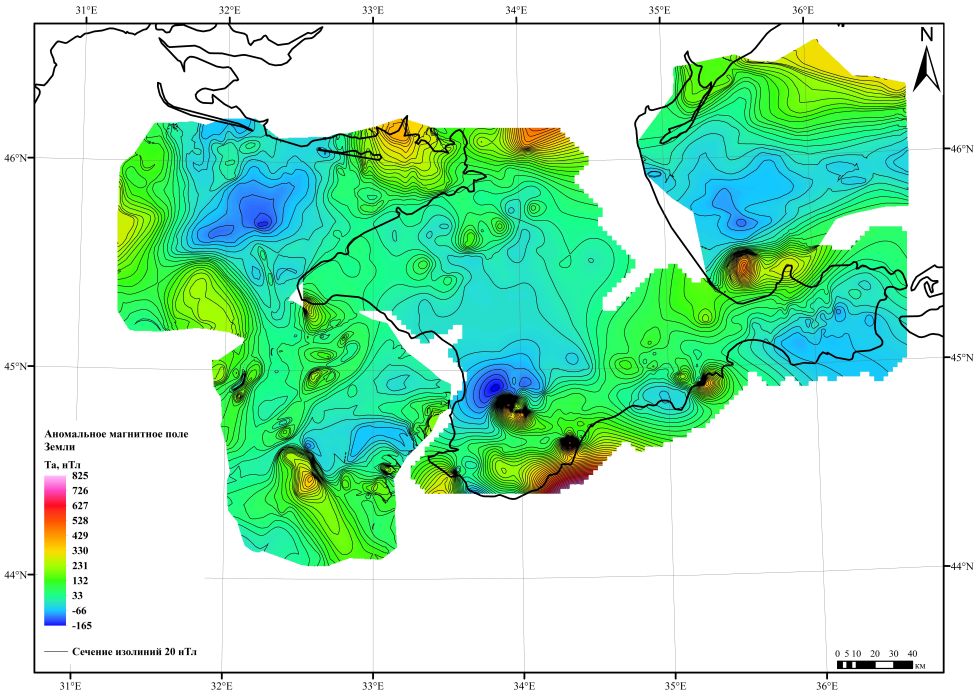
Анализ полученной региональной компоненты поля позволяет сделать выводы о некоторых особенностях рельефа кристаллического фундамента, выделить области прогибов, впадин и поднятий. По априорным данным, кристаллический фундамент, представленный гнейсовыми породами архея, в этой области равномерно погружается в юго-восточном направлении сначала до глубин 3–3,5 км, затем до 10–15 км [*Юдин*, 2013]. Это проявляется в затухании аномалий и понижении горизонтального градиента поля в данном направлении. В работе *Гуревич и др.* [1969] утверждается, что фундамент Скифской плиты представлен герцинскими образованиями малой магнитной восприимчивости, что действительно отражается в наблюдаемом магнитном поле.

Выделение наиболее крупных тектонических структур произведено по региональной компоненте путем анализа характера поля, а также его сопоставления с тектоническими схемами и с полем силы тяжести в редукции Буге. По изолиниям магнитного поля отмечено положение границы между Причерноморским склоном ВЕП и Скифской плитой, проведена граница между Скифской плитой и горным Крымом. Границы крупной вытянутой положительной аномалии в восточной части полуострова сопоставляются с положением Индоло-Кубанского краевого прогиба.

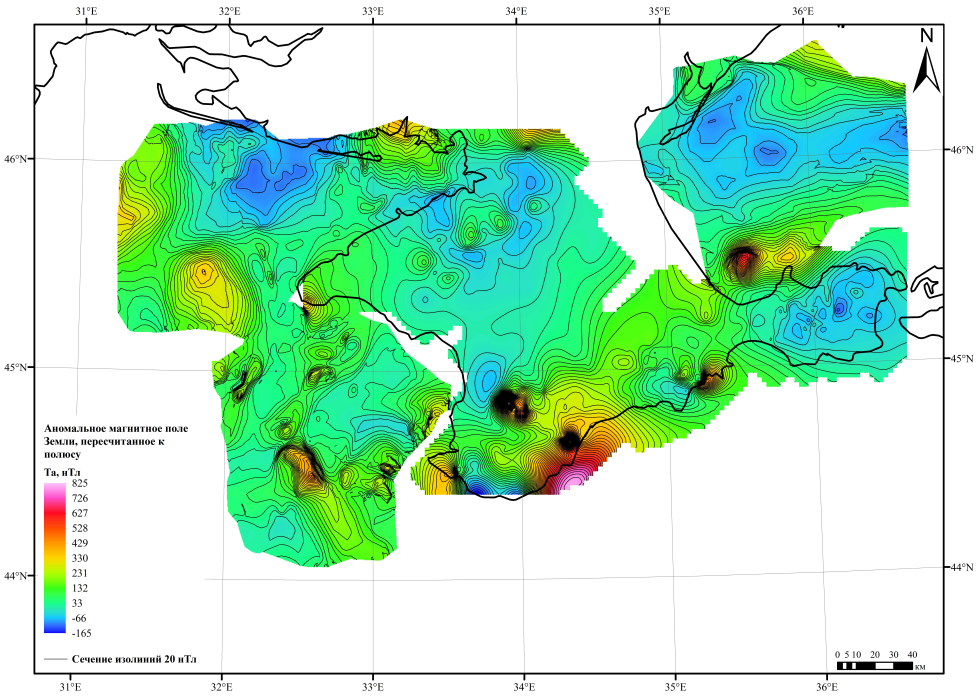
Районирование областей с отсутствующими значениями магнитного поля проведено с опорой на модель EMAG2v3 [*Meyer et al.*, 2017]. В частности, граница между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой проведена по смене характера поля: наблюдается повышение горизонтального градиента, слабо возмущённое магнитного поля сменяется системой крупных аномалий.

Границы Горного Крыма проведены с опорой на имеющуюся априорную информацию. Выделенная зона сопоставляется с протяженным на восток Крымско-Кавказским орогеном (рис. 1а).

Для выделения структур второго порядка задействованы исходное магнитное поле и его региональная компонента.



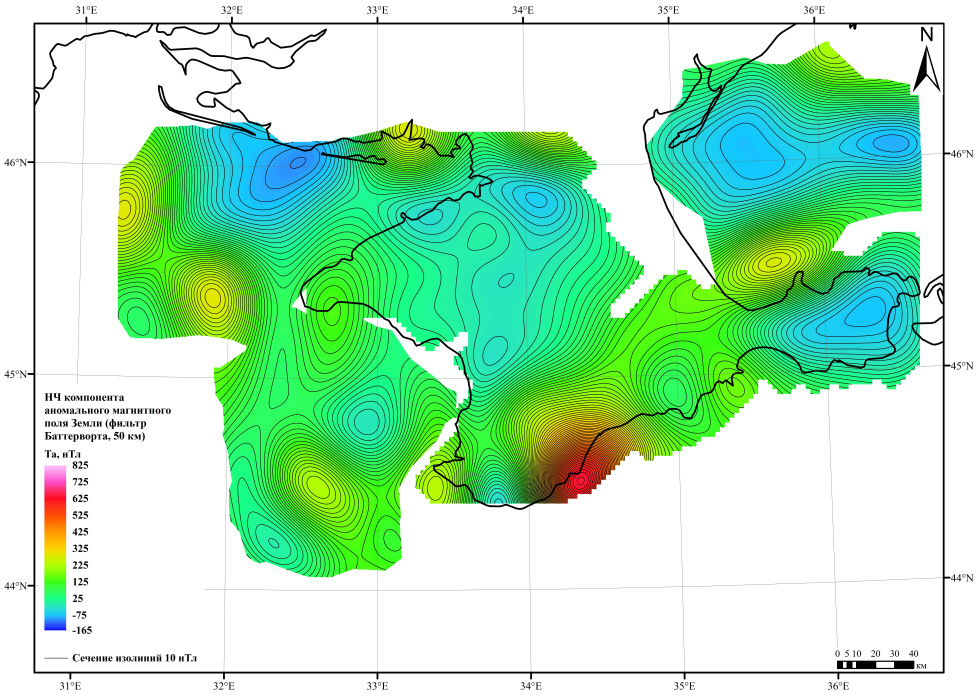
(а)



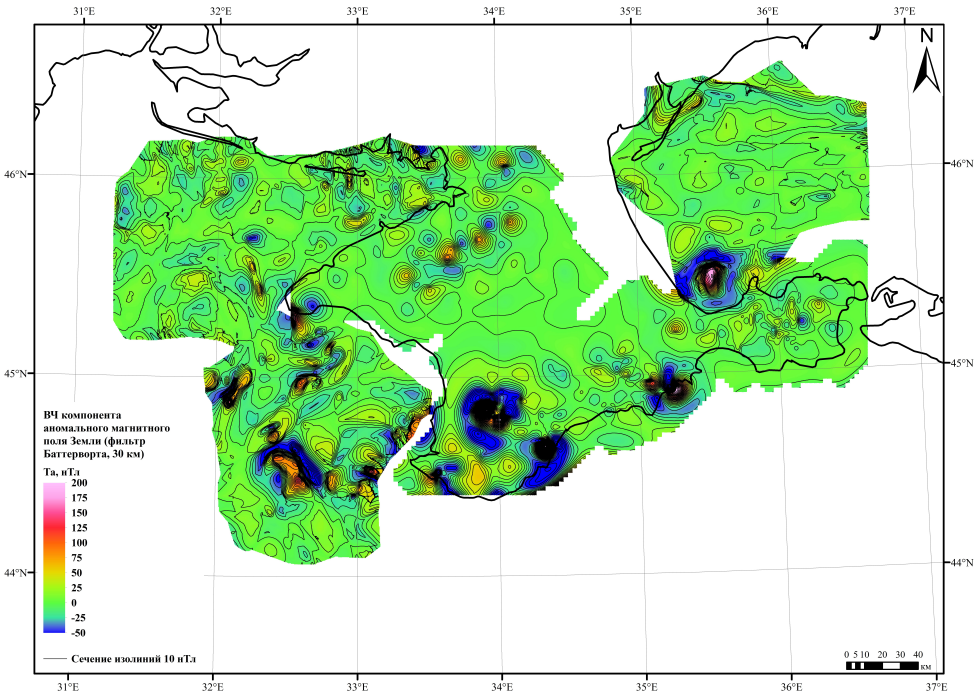
(б)

Рис. 3. Аномальное магнитное поле ΔT_a Крымского региона, построенное по ретроспективным данным: (а) исходное и (б) пересчитанное к магнитному полюсу.

Центральная часть полуострова имеет более спокойный характер, низкий градиент, перепад значений до 30 нТл. К окраинам градиент поля повышается, что может свидетельствовать о крупном региональном поднятии фундамента в выделяемой области. В юго-западной части полуострова с продолжением в акваторию выделяется область перегиба изолиний, отождествляемая с Альминской впадиной. Северная часть полуострова осложнена системой из множества локальных аномалий, поле становится более неравномерным. Сочленение Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы –



(а)



(б)

Рис. 4. Региональная (а) и локальная (б) компоненты аномального магнитного поля ΔT_a Крымского региона.

прогиб, является тектонически ослабленной зоной и характеризуется проявлениями магматических и разломных структур, что и отражается в аномальном магнитном поле. Керченский полуостров резко выделяется сильным понижением значений, а также наличием большого количества небольших (до 10 км) локальных малоамплитудных аномалий.

В Каркинитском заливе выделена крупная аномалия, являющаяся продолжением Северокрымского прогиба. Ширина аномалии около 75 км, амплитуда до −100 нТл. Выделяется Каламитско-Новоселовская система поднятий – область низких значений поля, продолжающая Центральный Крым и осложненная вытянутыми аномалиями. На востоке, в акватории Азовского моря, наблюдается вытянутая отрицательная аномалия шириной 50–70 км, значениями до −80 нТл, сопоставляемая с Азовским валом.

В области складчатого сооружения Горного Крыма наблюдается разделение на зоны повышенных (до 500–600 нТл) и пониженных (до 70 нТл) значений магнитного поля. В соответствии с изученными тектоническими схемами [*Муратов*, 1960] выделены следующие блоки: антиклинорий Горного Крыма, Восточный и Юго-западный синклинории. Для более детального уточнения морфологии структур помимо анализа потенциальных полей необходимо включать в анализ сейсмические материалы.

При анализе локальной компоненты были выделены тектонические нарушения, а также приуроченные к ним области проявлений магматизма.

Итоговая схема (рис. 5) составлена с опорой на большое количество априорных материалов, большая часть тектонических структур находит явное отражение в изучаемом аномальном магнитном поле. При том, что Крымский регион является очень сложным для изучения с геологической точки зрения, магнитное поле достаточно качественно характеризует его строение.

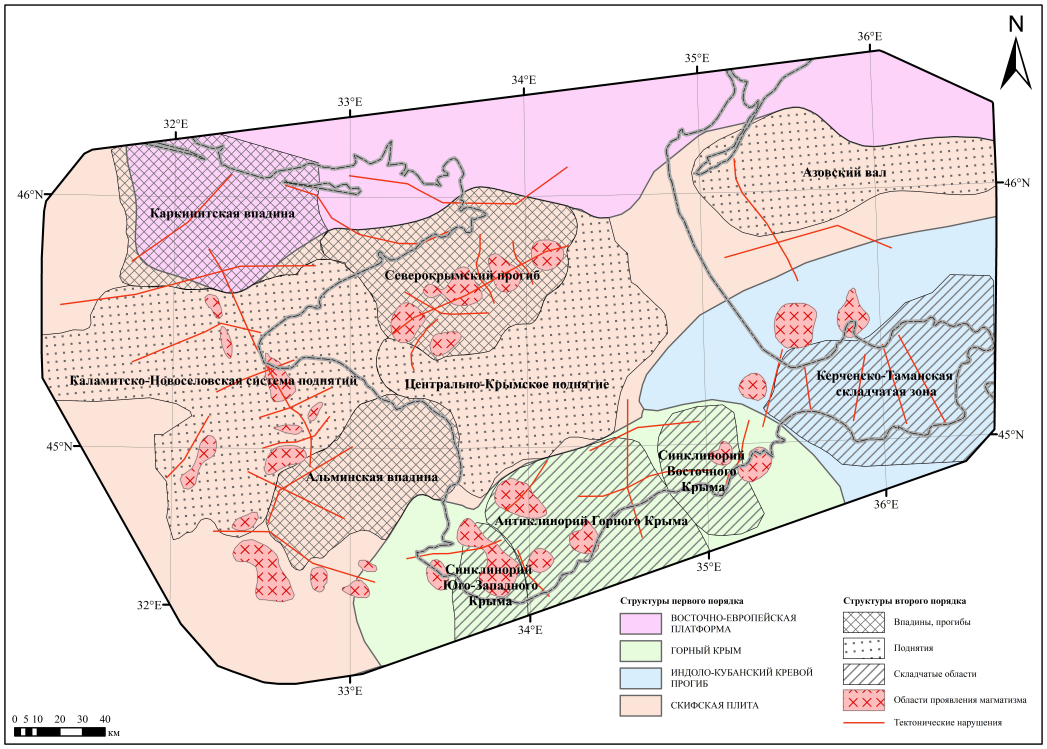


Рис. 5. Схема интерпретации ΔT_a аномального магнитного поля Крымского региона.

4. Практическое применение результатов интерпретации и методические рекомендаций для дальнейших работ

Результаты интерпретации аномального магнитного поля Крымского полуострова и прилегающих акваторий являются ключевыми для проведения следующих видов работ и научных исследований:

1. Геологическая разведка и картирование. Использовать данные магнитной съемки для выявления границ и структуры геологических тел.
2. Тектонические исследования. Анализировать аномалии магнитного поля для выявления разломных зон, определения их ориентировки и уровня активности.

Делать выводы о возможности развития эндогенных (магматизм, метаморфизм, землетрясения и др.) процессов, которые будут более распространены в зонах коллизионных швов.

3. Инженерная геология и геоэкология. Использовать данные интерпретации при инженерно-геологических изысканиях.
4. Навигация и ориентирование. Применять данные о магнитном поле Земли для навигации беспилотных и автономных систем, таких как дроны, роботы и морские суда. Разрабатывать методы навигации, основанные на измерениях локального магнитного поля, для районов с недостаточным покрытием спутниковыми системами.

Полученная цифровая модель аномального магнитного поля может быть использована для двухмерного и трехмерного моделирования региональных структур, построения объемной модели распределения магнитных свойств.

В качестве методических рекомендаций для дальнейшего усовершенствования цифровой модели предлагаются следующие действия:

1. Проведение более детальных аэромагнитных съемок в областях повышенной тектонической активности, выделенных по результатам проведенной интерпретации – вдоль границ между глобальными структурами, в областях, где зафиксированы локальные магнитные аномалии и в зонах предполагаемых разломов.
2. Проведение морских или аэромагнитных съемок в акваториях Черного и Азовского морей. Данные по акваториям в некоторых областях отсутствуют, покрытие цифровой модели неравномерное, что затрудняет интерпретацию и может отразиться на будущих результатах.

5. Заключение

По итогам работы была проведена интерпретация цифровой модели аномального магнитного поля Крымского полуострова и прилегающих акваторий, построенной по ретроспективным данным. Сопоставление различных трансформант модели с априорной геолого-геофизической информацией позволило выделить в магнитном поле структурные элементы, такие как: границы между крупными тектоническими структурами, разломы, а также локальные магнитные аномалии предположительно магматического (интрузивного) происхождения.

Цифровая модель должного качества позволила более подробно и точно произвести анализ поля. Выделить локальные аномалии, которые невозможно выделить по существующим цифровым моделям, уточнить границы глубинных структур за счет процедур фильтрации и более удобной визуализации. Для дальнейшего усовершенствования модели необходимо рассмотреть возможность проведения дополнительных съемок, обеспечивающих покрытие высокоточными данными всей территории, в том числе северо-восточной части полуострова, района Севастополя и дальних акваторий.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №23-29-00311, https://rscf.ru/project/23-29-00311/ «Исследование аномального магнитного поля Крымского региона и прилегающих акваторий по ретроспективным данным геофизических съемок».

Список литературы

Вольфман Ю. М., Колесникова Е. Я. Разрывные структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Крымского сегмента Скифской плиты в сечении профиля ГСЗ DOBRE-5 // Геотектоника. — 2020. — № 6. — С. 39—58. — DOI: 10.31857/S0016853X20060144.

Гуревич Б. Л., Гончарова Т. А., Бураковский В. Е. и др. Краткая характеристика результатов геофизических исследований // Геология СССР. Том 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание. — Москва : Недра, 1969. — С. 406—412.

Десятов Д. О., Пушкарев П. Ю., Рокитянский И. И. и др. Магнитотеллурические зондирования на профиле Ялта-Новоселовка в Крыму // Геофизика. — 2019. — № 1. — С. 13—20. — EDN: ZBPQTZ.

Ентин В. А., Гинтов О. Б., Гуськов С. И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофизический журнал. — 2010. — Т. 32, № 6. — С. 119—134. — EDN: ZRSZJZ.

Казанцев Ю. В. Тектоника Крыма. — Наука, 1982. — 112 с.

Котляр А. И. Некоторые особенности глубинной тектоники Крыма (по данным магниторазведки) // Геологический журнал. — 1979. — Т. 39, № 3. — С. 105—110.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. — Москва : Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1960. — 217 с.

Плахотный Л. Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и их соотношение с альпийскими и докембрийскими // Геотектоника. — 1990. — № 2. — С. 54—62.

Пустовитенко Б. Г., Кульчицкий В. Е., Сухорученко С. К. и др. Организация и первые результаты сейсмических наблюдений в северо-западной части территории Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского. География. Геология. — 2020. — Т. 6, № 4. — С. 144—169. — EDN: XTTWEE.

Суслова А. А., Ступакова А. В., Коротков С. Б. и др. Нефтегазоносные бассейны шельфа России // Деловой журнал Neftegaz.RU. — 2020. — 1(97). — С. 52—64. — EDN: KJQFKN.

Фиколина Л. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Геологическая карта дочетвертичных образований. Скифская серия. — Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019.

Филиппович А. В. Физико-геологическое моделирование структур бодракской свиты с учетом палеомагнитных данных: диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. — МГУ, 2022. — EDN: FCPYRX.

Хотенко Е. Н., Арутюнян Д. А., Вишняков Д. Д. и др. Оценка изученности аномального магнитного поля Крымского региона и прилегающих акваторий // Гелиогеофизические исследования. — 2023a. — № 38. — С. 30—39. — DOI: 10.5425/2304-7380_2022_38_30. — EDN: RDNCCF.

Хотенко Е. Н., Арутюнян Д. А., Шклярук А. Д. и др. Оценка качества магнитометрической информации крымского региона и прилегающих акваторий по материалам ФГБУ «Росгеолфонд» // Гелиогеофизические исследования. — 2023b. — № 41. — С. 34—41. — DOI: 10.5425/2304-7380_2023_41_34. — EDN: RNAYVY.

Хотенко Е. Н., Брагина А. А., Арутюнян Д. А. и др. Построение цифровой модели аномального магнитного поля Крымского региона и прилегающей акватории по ретроспективным данным // Гелиогеофизические исследования. — 2024. — № 43. — С. 15—25. — EDN: GOJITV.

Юдин В. В. Геология и геодинамика Тарханкутского полуострова // Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. — ГПНТБ России, 2013. — С. 107—121.

Юдин В. В., Юдин С. В. Становление мобилизма в Крыму // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. — 2015. — № 21. — С. 16—22.

BGI. WGM2012 Earth gravity model (BGI). — 2012. — URL: https://bgi.obs-mip.fr/grids-and-models-2/ (visited on 09/12/2024).

GEBCO. Global ocean & land terrain models. — 2024. — URL: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/ (visited on 09/12/2024).

Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3. — NOAA National Centers for Environmental Information, 2017. — DOI: 10.7289/V5H70CVX.

Russian Journal of Earth Sciences

Interpretation of a Digital Model of the Anomalous Magnetic Field of the Crimean Region and Adjacent Waters, Based on Retrospective Data

E. N. Khotenko*, A. A. Bragina, D. A. Arutyunyan, and A. D. Shklyaruk

Institute of Applied Geophysics named after Academician E. K. Fedorov, Moscow, Russia
***Correspondence to:** Stanislav Myslenkov, stasocean@gmail.com

The article presents the results of work on the interpretation of a digital model of the anomalous magnetic field (AMF) of the Crimean region and adjacent waters, based on retrospective data. For interpretation, a priori data in various fields of geology and geophysics were studied in the public domain. The main interpretation tool was the comparison of the calculated high-frequency and low-frequency magnetic field transformants with a priori geological and geophysical information. Based on the results, a scheme of the tectonic structures of the Crimean region reflected in its magnetic field was constructed.

Received: September 12, 2024
Accepted: January 21, 2025
Published: June 18, 2025

Keywords: Anomalous magnetic field of the Earth (AMFE), Crimean region, global models, geology, tectonics, magnetic field transformations, interpretation of the magnetic field

Citation: Khotenko, E. N., A. A. Bragina, D. A. Arutyunyan, and A. D. Shklyaruk (2025), Interpretation of a Digital Model of the Anomalous Magnetic Field of the Crimean Region and Adjacent Waters, Based on Retrospective Data, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3013, https://doi.org/10.2205/2025ES000983, EDN: AAORWD

© 2025. The Authors.

References

Filippovich A. V. Physical and geological modeling of the structures of the Bodrak suite taking into account paleomagnetic data: dissertation for the degree of candidate of geological and mineralogical sciences. — Moscow State University, 2022. — EDN: FCPYRX ; (**inlang** рус.).

BGI. WGM2012 Earth gravity model (BGI). — 2012. — (visited on 12/09/2024). https://bgi.obs-mip.fr/grids-and-models-2/.

Desyatov D. O., Pushkarev P. Yu., Rokityansky I. I., et al. Magnetotelluric soundings on Yalta - Novosyolovka profile in Crimea // Journal of Geophysics. — 2019. — No. 1. — P. 13–20. — EDN: ZBPQTZ ; (in Russian).

Entin V. A., Gintov O. B., Guskov S. I. Once again about the nature of the Crimean gravity anomaly // Geophysical Journal. — 2010. — Vol. 32, no. 6. — P. 119–134. — EDN: ZRSZJZ ; (in Russian).

Fikolina L. A. State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000. Third generation. Geological map of pre-Quaternary formations. Scythian series. — Cartographic factory VSEGEI, 2019. — (In Russian).

GEBCO. Global ocean & land terrain models. — 2024. — (visited on 12/09/2024). https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/.

Gurevich B. L., Goncharova T. A., Burakovsky V. E., et al. Brief description of the results of geophysical research // Geology of the USSR. Volume 8. Crimea. Part 1. Geological description. — Moscow : Nedra, 1969. — P. 406–412. — (In Russian).

Kazantsev Yu. V. Tectonics of Crimea. — Nauka, 1982. — P. 112. — (In Russian).

Khotenko E. N., Arutyunyan D. A., Shklyaruk A. D., et al. Assessment of the quality of magnetometric information of the Crimea region and adjacent water areas according to materials of FSBI "Rosgeolfond" // Heliogeophysical Research. — 2023a. — No. 41. — P. 34–41. — DOI: 10.5425/2304-7380_2023_41_34. — EDN: RNAYVY ; (in Russian).

Khotenko E. N., Arutyunyan D. A., Vishnyakov D. D., et al. Estimation of knowledge of the anomalous magnetic field of the Earth of the Crimean region and adjacent water areas // Heliogeophysical Research. — 2023b. — No. 38. — P. 30–39. — DOI: 10.5425/2304-7380_2022_38_30. — EDN: RDNCCF ; (in Russian).

Khotenko E. N., Bragina A. A., Arutyunyan D. A., et al. Construction of a digital model of the anomalous magnetic field of the Crimean region and the adjacent water area based on retrospective data // Heliogeophysical Research. — 2024. — No. 43. — P. 15–25. — EDN: GOJITV ; (in Russian).

Kotlyar A. I. Some Features of Deep Tectonics of Crimea (Based on Magnetic Prospecting Data // Geologicheskiy zhurnal. — 1979. — Vol. 39, no. 3. — P. 105–110. — (In Russian).

Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3. — NOAA National Centers for Environmental Information, 2017. — DOI: 10.7289/V5H70CVX.

Muratov M. V. A brief outline of the geological structure of the Crimean Peninsula. — Moscow : State Scientific, Technical Publishing House of Literature on Geology, Subsoil Protection, 1960. — 217 p. — (In Russian).

Plakhotny L. G. Early Cimmerian structures of Crimea and their relationship with the Alpine and Precambrian // Geotektonika. — 1990. — No. 2. — P. 54–62. — (In Russian).

Pustovitenko B. G., Kulchitsky V. E., Sukhoruchenko S. K., et al. Organization and first results of seismic observations in the Northwestern part of the Crimea territory // Scientific Notes of the Crimean Federal University named after V. I. Vernadsky. Geography. Geology. — 2020. — Vol. 6, no. 4. — P. 144–169. — EDN: XTTWEE ; (in Russian).

Suslova A. A., Stupakova A. V., Korotkov S. B., et al. Oil and gas basins of the Russian shelf // Business journal Neftegaz.RU. — 2020. — 1(97). — P. 52–64. — EDN: KJQFKN ; (in Russian).

Wolfman Yu. M., Kolesnikova E. Ya. Discontinuous fault structures in the junction zone of the East European platform and the Crimean segment of the Scythian plate along the DOBRE-5 DSS profile // Geotektonika. — 2020. — No. 6. — P. 39–58. — DOI: 10.31857/S0016853X20060144. — (In Russian).

Yudin V. V. Geology and geodynamics of the Tarkhankut Peninsula // Azov-Black Sea polygon for studying geodynamics and fluid dynamics of oil and gas deposit formation. — GPNTB of Russia, 2013. — P. 107–121. — (In Russian).

Yudin V. V., Yudin S. V. Formation of mobilism in Crimea // Geology. News of the Department of Earth Sciences and Natural Resources of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan. — 2015. — No. 21. — P. 16–22. — (In Russian).

Russian Journal of Earth Sciences

2D Tomographic Maps of Rayleigh and Love Waves for Armenia and Its Surrounding Areas

Seyed Hossein Abrehdari[*,1,2,3], Jon K. Karapetyan[1], Habib Rahimi[2], and Eduard Geodakyan[1]

[1] Institute of Geophysics and Engineering Seismology, National Academy of Sciences, Gyumri, Armenia
[2] Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
[3] Institute of Seismology, University of Helsinki, Helsinki, Finland
* **Correspondence to:** Seyed Hossein Abrehdari, abrehdari@ut.ac.ir

Abstract: This study aims to provide 2D tomography images of surface wave group velocity in Armenia and its neighboring regions within the Eurasian-Arabic plates, aiming to enhance the understanding of the shear velocity structure in the area. In this context, ~ 516 earthquakes ($M \geq 3.5$) recorded by 20 stations between 1999–2018 were analyzed, and the surface wave group velocity dispersion curves for each record (source-station path) were estimated. Subsequently, taking advantage of a 2D-linear inversion procedure, 2D tomography maps for periods of 5–80 s (Depth ≈ 180 km) were computed with a grid spacing of $0.2° \times 0.5°$. The results of this research indicate that short-periods ($5 \leq T \leq 25$ s) are more influenced by shallow, ever-evolving deformations within various geological units, such as sedimentary basins. A minor low-velocity anomaly (Depth ≈ 27 km) is observed on the northwest slope of the Aragats volcano, which contrasts with the findings of earlier studies. For Rayleigh and Love waves, the North Armenia Block is covered by a high-velocity anomaly. The results for medium periods reveal the presence of very-high-velocity anomalies in some geological units (e.g., Lesser Caucasus), aligning with the ongoing subduction processes. In contrast, very low-velocity anomalies reflect the uppermost mantle information, revealing an extremely thin lithosphere accompanied with a hot asthenosphere. The findings for long-periods of Love and Rayleigh waves in Armenia reveal an almost uniform velocity distribution pattern, along with very-low-velocity anomalies in the uppermost mantle, attributed to a thin lithosphere or the lack of lithospheric mantle in most units of the study region. The results demonstrate an acceptable accordance with known geological features in the Eurasian-Arabic ongoing collision zone. Overall, the main strengths of this paper lie in the application of a tomographic technique utilizing an important data set. The findings have the potential to provide new insights into the Armenian region and its surrounding areas.

Keywords: Republic of Armenia, 2D Rayleigh and Love surface wave tomography, Dispersion curve, Group velocity.

Citation: Abrehdari, S. H., J. K. Karapetyan, H. Rahimi, and E Geodakyan (2025), 2D Tomographic Maps of Rayleigh and Love Waves for Armenia and Its Surrounding Areas, *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES3014, EDN: SBYWRB, https://doi.org/10.2205/2025es001019

Research Article

Received: February 3, 2025
Accepted: May 6, 2025
Published: June 19, 2025

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

1. Introduction

The Greater Caucasus and Lesser Caucasus are separated by the Transcaucasian (Dzirula) Massif, the Kura, and Rioni rivers flowing between them. The convergence of the Arabian and Eurasian plates began during the Late Cretaceous period. This movement gradually resulted in a series of intensive collisions between the Arabian plate and the smaller continental blocks that emerged from the break-up of Gondwana until the final closure of Neotethys Ocean [*Golonka*, 2004]. This continent-continent collision has intensified the main seismoactive structures in NW Iran, the Greater Caucasus (GC), the Lesser Caucasus (LC), and Eastern Anatolia (EA), specified by compressional features such as thrusts, nappes, reverse faults, and highly deformed fault-propagation folds [*DeMets et al.*, 1990].

Geologically, the Republic of Armenia is a landlocked country located on the slopes of the Lesser Caucasus, at the convergence of multiple micro-plates, island arcs, and active margins characterized by collision, subduction, and accretion processes. This region lies between the Black Sea and the Caspian Sea, which are relicts of the Tethys paleo-oceanic systems. In Armenia, the geological evolution of the Yerevan-Ordubad synclinorium reflects its history as a geoanticline during the Jurassic period. This structure underwent significant subsidence in the Paleogene period, followed by a phase of substantial uplift in the Miocene period [*Kornev*, 1963].

The intrusive magmatism in Armenia can be categorized into two distinct stages: during the upper Cretaceous period, significant magma products were introduced into intrusive rifts, resulting in the formation of ultrabasite masses. Following that, granitoid intrusions formed during the Paleogene-Neogene period. This geological progression is clearly illustrated on the Map of the Deep Structure of the Caucasus based on satellite data [*Eppelbaum and Khesin*, 2012].

It is important to highlight that the Central Armenia Block (CAB) has been built from the complex landscape of the region, and the presence of numerous intrusive faults indicates a high level of tectonic activity. The sedimentary deposits in this area are relatively thickness, with the Quaternary sedimentary layer above the Paleozoic metamorphic foundation being particularly shallow. This situation suggests a significant risk of earthquakes and the potential for extensive destruction that may follow. The low thickness of the deposits once more indicates to the presence of orogenic regime and erosion in the region, very active erosion, closeness of the metamorphic foundation to the surface, while the location of blocks in the area subject to pressures denotes the high geodynamic activity at this territory [*Eppelbaum and Khesin*, 2012].

This interaction has led to the formation of transform faults in northern and eastern Anatolia, where various microplates slide past each other at relatively high speeds, resulting in the creation of stripes. Consequently, the pressing and pulling segments had emerged; subduction, sliding had occurred, and from the edges of the bordering massifs, snaps (in the form of spanning massifs) had come about [*Trifonov and Makarov*, 1988].

The Menderes, Artvin-Bolnisi, and Alagoz-Julfa tectonic units, which are thought to be components of the greater Central Iran tectonic unit, played a significant role in geological formation of the region. During the Oligocene-Miocene epoch, the Central Iran massif was fragmented into distinct uplifts and troughs, leading to the formation of the Middle Aras depression zone [*Echle*, 1974]. The North Anatolian Fault, extending to Erzurum, branches into two paths: one traverses the Kars volcanic plateau and continues into Armenia, while the other ascends along the upper reaches of the Aras River. The last branch is divided into the Arazyani and Nakhchivan faults, which delineate the Middle Aras depression zone. These faults are connected to the North Anatolia Fault and active as part of a transform fault system, and resemble each other in many aspects of geological features. The previously mentioned faults, along with others, suggest that the geological structure of the Yerevan and Nakhchivan regions is composed of blocks, which has led to the development of numerous horst-anticlinal and graben-synclinal tectonic features, as well as the accumulation of Oligocene-Quaternary sedimentary deposits. Positioned perpendicular to the Aras River, the "island" uplifts (such as Ararat) were divided into small lowlands [*Gurbanov et al.*, 2024] (Figure A2).

The relatively high pressure exerted by the smaller plates of the large Arabian-Eurasian and Central Iranian plates, combined with pulling and deformation movements, has led to the formation of thrust faults and complex tectonic structure, exaggerating its geotectonic activity.

Intensive ground volcanic processes took place till the anthropogenic period. Lava layers had covered not only east of Anatolia, but also central and southern parts of Lesser Caucasus and Iran. The Lesser Caucasus system including Bazum, Pambak-Sevan, Zangazur, Vardenis, and Gegham mountain ranges surround most of the Armenia located in the Transcaucasian volcanic plateau.

A lowland exists between the Gegham and Sevan mountains. Aragats is the largest volcanic massif in the South Caucasus, with its highest peak being the Northern Summit at 4090 m. Other notable summits include Kaputjugh (3904 m), Vardenis (3522 m), and Ajdaak (3597 m). To the northwest of Armenia lies the Shirak Plain, while the southwest features the Ararat Plain. The average elevation of the region is 900 m, with over 90% of Armenia situated above 1000 m and an overall average height of 1800 m. The lowest areas are found in the basins of the Debed and Aras Rivers, at around 380 m. The lowlands are relatively small in size. Most settlements in the basins of the Vorotan, Vokhchi, and Aras Rivers are located on slopes of 30 degrees, which complicates urban transportation organization and development.

Comprehensive geophysical studies have been carried out in the Caucasus utilizing seismic reflection and refraction techniques [e.g., *Adamiya et al.*, 1992; *Eppelbaum and Khesin*, 2012; *Ismail-Zadeh et al.*, 2020] as well as body wave tomography methods [e.g., *Koulakov et al.*, 2012; *Legendre et al.*, 2017; *Raykova and Nikolova*, 2007; *Skobeltsyn et al.*, 2014; *Zabelina et al.*, 2016]. Notably, most of these investigations focused on analyzing body waves at both large and small scales to assess the crustal thickness beneath the region.

Some surface wave tomography studies have been undertaken [e.g., *Huang et al.*, 2003; *Ritzwoller and Levshin*, 1998], primarily focusing on the mainland Caucasus scale, with only a few studies of surface waves specifically in Armenia. The relatively limited earthquake data, sparse seismic stations, and reliance on teleseismic earthquakes highlight the need for similar studies that utilize a high-quality database to be conducted and repeated.

Perkins tomography study [*Perkins*, 2019] reveals that seismic waves travel more rapidly through cold-rigid materials (like a subduction plate inside the mantle) and more slowly through hotter materials (like rising hot rocks). Since surface waves have significantly higher amplitudes than body waves and primarily sample the Earth's near-surface rather than its deeper layers, they are valuable tools for geotechnical surveys. Therefore, this research utilizes surface waves to generate and analyze high-resolution 2D tomography maps of geological structures based on their dispersion curves.

In recent years, the deployment of broadband seismic stations in the Caucasus region has enhanced path coverage, leading to improved tomographic imaging of the area [*Legendre et al.*, 2017; *Tseng et al.*, 2016]. In this research, the utilized seismic data were from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) including Armenia, Turkey, Azerbaijan, and Armenian Seismological Network (ARMNET); NW Iran – Iranian Seismological Center (IRSC), and Iranian National Broadband Seismic Network (INSN). This array features an adequate density and non-uniform distribution of stations throughout the network, along with excellent spatial and azimuthal coverage resulting from the interstation paths. This configuration provides a nearly ideal array for the application of tomography.

In this study, Rayleigh wave group velocity dispersion curves were calculated for each source-station path using the single-station method with Herrmann's `do_mft` package [*Herrmann*, 2013]. Then, 2D group velocity maps were created through a 2D linear inversion technique developed by [*Ditmar and Yanovskaya*, 1987; *Yanovskaya and Ditmar*, 1990].

In this context, data from local-regional earthquakes recorded by 21 broadband stations (refer to Table A1) were employed. The tomography map results are presented for a period of 5–80 s. The study's findings for short-periods indicate distinct velocity anomalies in basins, along faults, and beneath volcanic uplifts. In contrast, the velocity maps for medium and long periods display reveal ultra-fast (dark blue shades) and ultra-slow (dark red shades) velocity anomalies across different geological units in the Caucasus.

This study benefits a rich earthquake database spanning from 1999–2023, along with new permanent seismic stations within the mentioned array (IRIS, IRSC, INSN, and ARMNET). This combination significantly enhances ray path coverage in the Caucasus, leading to improved resolution of tomography velocity maps. This study also employs a checkerboard test as described by [*Yanovskaya et al.*, 1998]. In this test, computer scripts were employed to account for not only a uniform distribution of ray paths but also various effective parameters, such as basic earthquake data parameters, σ, α, uniform dispersion, optimal data density distribution, averaging area (L), and stretching (ε).

The main goal of this research is to create 2D tomographic maps by leveraging the scattering characteristics of surface Rayleigh and Love waves in Armenia in order to better understand the velocity structure associated with tectonic interactions, concentrating on the fluctuations in velocity anomalies (both increases and decreases) from the upper mantle to the crust over periods 5–80 s. For this purpose, specialized codes were executed in MATLAB and GMT (Generic Mapping Tools software) [*Wessel and Smith*, 1995], and by observing the results for various solutions, the 2D tomography images were plotted (Figures 5 and 6). The plotted maps exhibit a proper correlation with the well-known geological and tectonic features of the Caucasus.

This research examined several prior tomography studies [e.g., *Koulakov et al.*, 2012; *Legendre et al.*, 2017; *Zabelina et al.*, 2016] and made slight modifications to the measurement techniques and inversion method for the observations by employing specialized computer scripts. Furthermore, it increased the number of stations outfitted with new sensors, as well as the variety of events and the extent of route coverage within the study area compared to earlier research. Nonetheless, enhancing the density of data and stations for future studies will aid in the interpretation of finer-scale velocity structures. It is important to emphasize that the current coverage is still inadequate.

2. Data and study area

2.1. Study area

The primary emphasis of this study is on Armenia, although variations in velocity anomalies in the surrounding regions are also taken into account. For this purpose, Armenia was divided into three distinct blocks: The Northern Armenia Block (NAB), which includes the Shirak, Lori, and Tavush provinces; the Central Armenia Block (CAB), encompassing the Gegharkunik, Ararat, Kotayk, Aragatsotn, Armavir, and Yerevan provinces; and the Southern Armenia Block (SAB), comprising the Vayots Dzor and Syunik provinces. The labeled geological units used for interpreting the 2D tomography maps of the study area are depicted in Figure 1a.

The study area, which is Armenia, along with the locations of earthquake epicenters, path coverage, and the histogram of ray distribution corresponding to the periods utilized in this research, are presented in Figure 1a–1d.

2.2. Data

In this study, recorded local-regional earthquake data were used with magnitude $M \geq 3.5$ that occurred in the Armenia and its surrounding regions with geographic coordinates (43°–47.5°E and 38°–41.5°N; Depth ≈ 180 km), during the period 1999–2023. A total of 516 high quality events, recorded by the 21 three-component broadband digital stations installed in mentioned array (IRIS, IRSC, INSN, and IASBS) was selected, which provides much better ray path coverage in Armenia.

The seismic network consists of broadband seismometers (Guralp CMG-3T/CMG-40T) for IRIS GSN with recording data with 24 bits of resolution in continuous time series with at least a 20 samples per second (sps) sampling rate. For IRSC broadband instruments (e.g., CMG-3T) 24-bit digitizers which manufactured by Guralp and Nanometrics company, respectively. IRSC stations operate in continuous mode with a sampling rate of 50 samples per second (sps). The new established seismic network in Armenia (Armenian Seismological Network – ARMNET) includes 8 new borehole broadband sensors. The Garni (GNI) station is equipped with a Data Logger Q330-HR and Streckeisen STS-1VBB w/E300 Trillium 240 broadband seismometer. In addition, the Iranian National Seismological Center (INSN) consists of broadband CMG-3T seismometers that have 24-bit recorders (sampling rate of 50 sps) produced by Guralp company.

A total of nearly 49,000 vertical and transverse components of local and regional waveform data from surface-wave seismograms were gathered for processing. This includes ~ 27,000 components for Rayleigh waves and ~ 22,000 for Love waves, sourced from the mentioned stations.

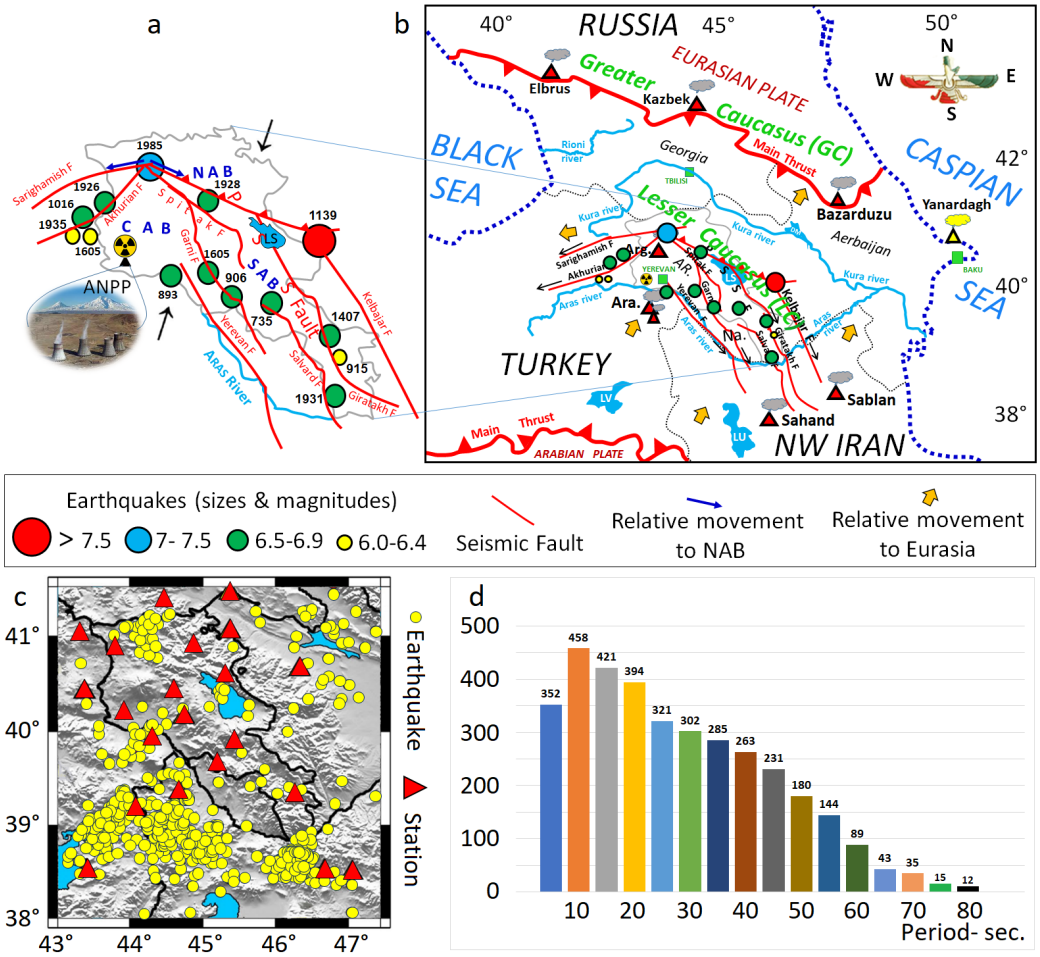


Figure 1. a. The study area (Armenia) and active faults and epicenter of major historic earthquakes in and around Armenia [*Karakhanian et al.*, 2004]; b. The different geological units of Caucasus. Retrieved from [*Jrbashyan et al.*, 2001; *Khuduzade and Jafarov*, 2017]; c. Geographical distribution of the 20 seismic stations (red triangles) and of the epicenters (yellow circles) of the 516 earthquakes considered in this study, on shaded topography map; d. The number of paths utilized in the tomography inversion compared to the period in this study. Abbreviations: Ar. – Armenia, Arg. – Aragats, Ara. – Ararat, ANPP – Armenian Nuclear Power Plant, LS – Lake Sevan, PSSF – Pambak-Sevan-Syunik Fault, NAB – Northern Armenia block, CAB – Central Armenia block, and SAB – Southern Armenia block (with slightly modifications by Abrehdari).

3. Resolution of tomography images

Before interpreting the derived seismic model, we must first conduct several tests to evaluate the robustness of the solution. Traditionally, spatial resolution in seismic tomography is assessed through checkerboard tests, which involve reconstructing periodically defined synthetic anomalies. One approach to assess the quality of data and evaluate its ability to reconstruct velocity structures is to generate synthetic data with similar characteristics to real data. In this method, a velocity model of the Earth is considered, and the radiation velocity is derived from the synthetic model using the radiation coverage in the actual data. Then, the synthetic data is entered into the inversion process to check the recovery rate of the original model.

First, the study area was gridded into 0.2° × 0.5° blocks (Figure 2a). To determine the accuracy and separability of the final model at different periods (T = 5–75 s), the checkerboard test was tested along with Gaussian random error (0.1 km/s). The degree of accuracy and separability is influenced by the path coverage. Figure 2 illustrates the effective recovery rate of the model inside the study area for odd periods ranging from 5

to 75 s. However, some segments of the region (particularly at the margins) and longer periods (T = 55, 65, and 75 s) show stretching of the blocks due to insufficient ray coverage. For more details, refer to [*Abrehdari et al.*, 2022, 2023].

In the 2D tomography method developed by [*Yanovskaya et al.*, 1998], a parameter known as the averaging area (L) is provided, which enables the measurement of data separation power (Figure 2).

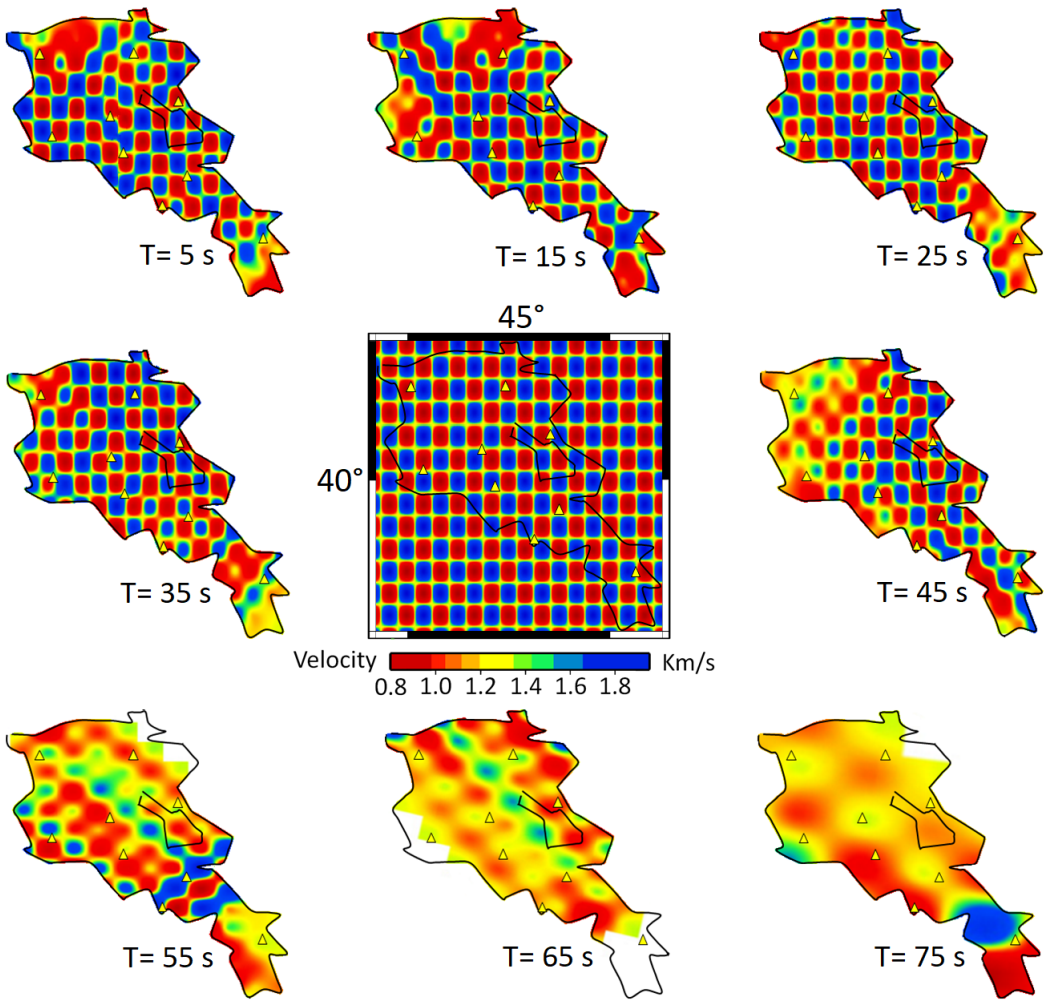


Figure 2. The original model for the checkerboard test. Results of checkerboard resolution test for odd periods ranging from 5–75 s. In this test, a Gaussian noise error with a mean of zero and a standard deviation of 0.1 km/s has been added to the observations. Some white (T = 55, 65, and 75 s) segments of the region (particularly at the margins) and longer periods show stretching of the blocks (shades) due to the lack of proper beam coverage.

In the checkerboard test method, the optimal values for the averaging area (L) and stretching (ε) are established not only by ensuring a uniform distribution of ray paths but also by utilizing computer scripts that incorporate various effective parameters, including basic earthquake parameters, σ, α, uniform dispersion, and optimal data density distribution. For more details on the variations in the σ and α parameters, refer to Figures 2 and 3, as well as [*Abrehdari et al.*, 2023].

The arrangement of regular and dense geometric arrays of seismic stations, along with the distribution of numerous ray paths, influences the resolution and accuracy of tomographic images. This results in enhancements to parameters such as the averaging area (L) and stretching (ε). Figure 3 illustrates how the number of paths, stations, earthquakes, and resolution parameters such as ε and L change with varying periods and depths. Yanovskaya [*Yanovskaya*, 1997] introduced the concept of averaging area (L) in order to parameterize the

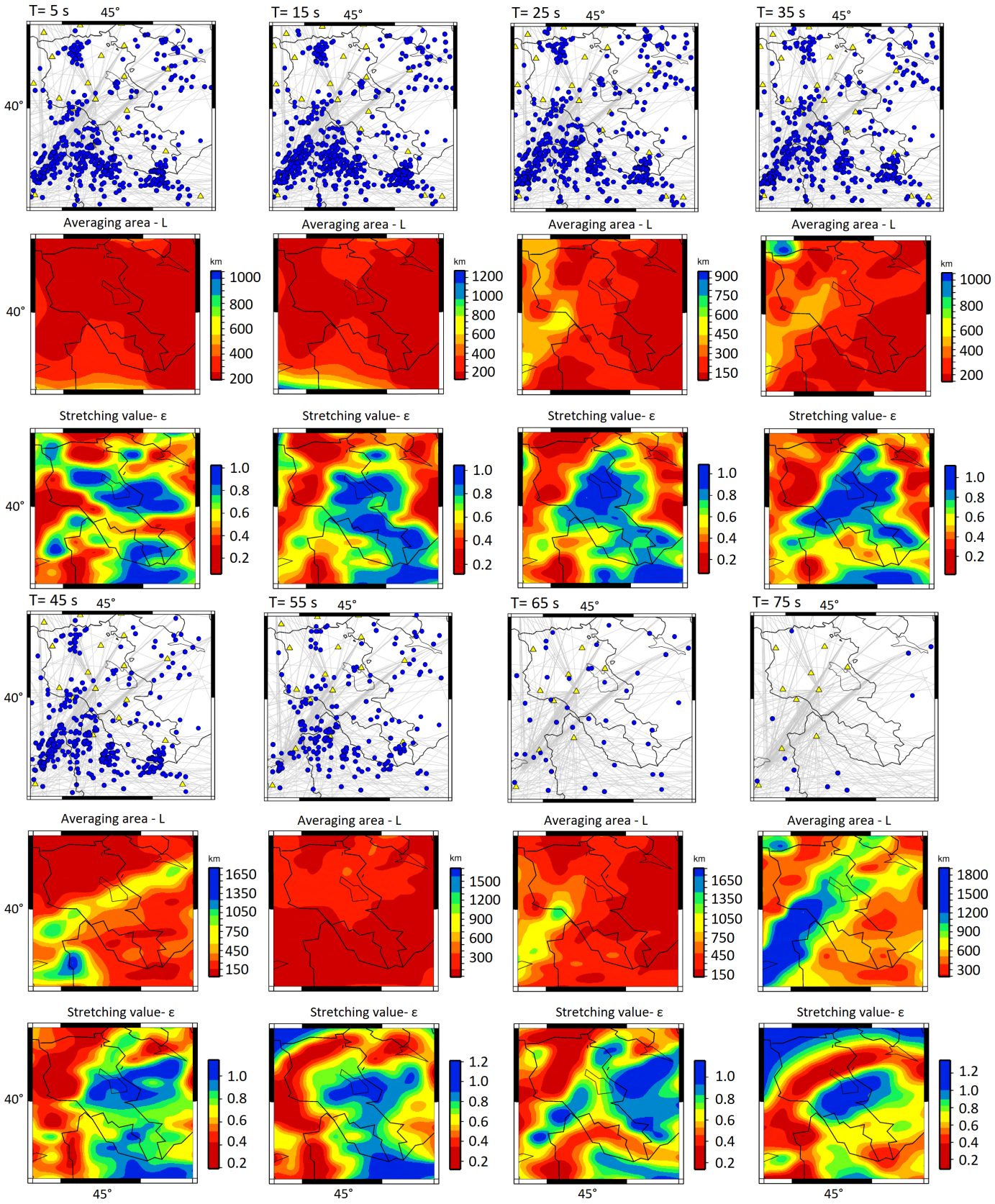


Figure 3. Some parameters influence the clarity of tomographic images, including the distribution of earthquakes (blue circles), seismic stations (yellow triangles), ray paths (gray crosshatch lines), stretching – ε (green-blue shades), and averaging area – L (red shades) maps for odd periods of 5–75 s in this study.

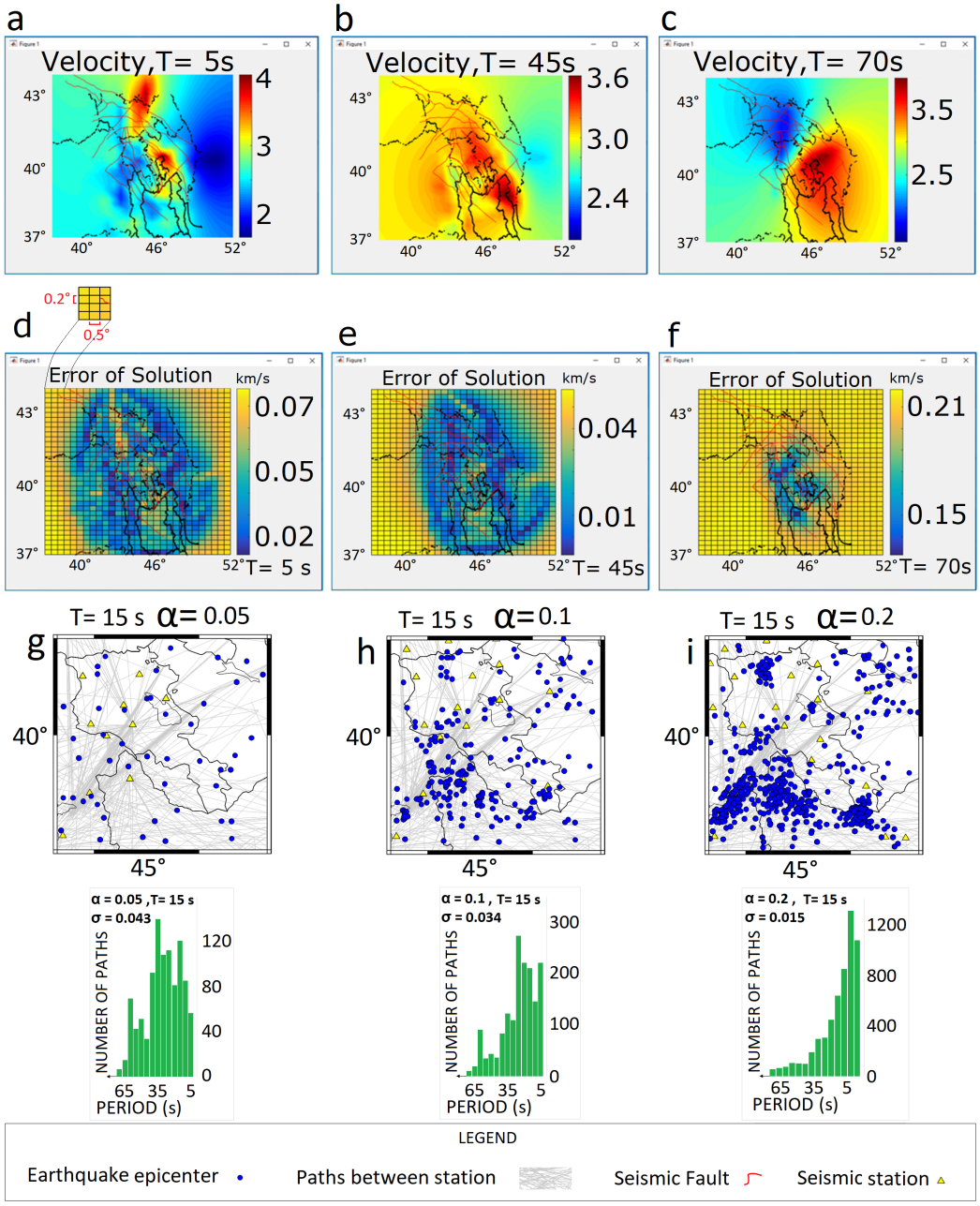


Figure 3. (continued) Figures d, e, and f show the error of solution and corresponding velocity maps (a, b, and c) with a cell spacing of $0.2° \times 0.5°$ ($20 \times 50\,\mathrm{km}^2$ – top left corner of Figure d) for periods of 5, 45, and 70 s (generated by MATLAB software). The important role of regularization parameter (α) in smoothing and resolution of tomographic maps. Calculations of group velocity maps for several regularization parameter (α) are depicted (g, h, and i). Decreasing α expresses a sharper solution region (an increase in solution error), while increasing α leads to a smoother solution region by reducing the solution error. The parameter σ is an estimate of the standard error of the data. The histograms show the correlation changes between α, σ, and the number of rays in each period.

resolution of solutions defined by an oval centered at the point $S(x = a, y = b)$. The values of a and b are the length of the small and large diameters of the ellipse, respectively. The resolution (averaging area – L) in each cell ($20 \times 50\,\mathrm{km}^2$) of the study area is determined as $L = (a+b)/2$. The other parameter called stretching (ε) which is defined as $\varepsilon = 2(a-b)/(a+b)$ and evaluates the dissimilarity of the coverage of ray space.

Figure 3 depicts the resolution parameters (L and ε) for odd periods 5–75 s. Generally, large values of stretching ($\varepsilon > 1$) imply that the paths have a preferred trend, and ε is likely to be very small along this preferred direction. On the contrary, the small values

of ε imply that the paths are distributed (almost uniformly) along all directions; hence the resolution at any point can be demonstrated by the mean size of the averaging area (L). In this research, the value of ε was calculated equal to 0.66 (close to the light green shades) which indicates that for each direction the azimuthal distribution of the paths is sufficiently uniform and the resolution is almost the same.

In order to achieve optimal results, the data and seismic stations were increased across the Caucasus region, and a high-resolution 2D tomographic velocity model was calculated by inverting the paths of Rayleigh wave dispersion curves at 1050 nodes ($35 \times 30 = 1050$) using a grid with cell sizes of $0.2° \times 0.5°$ or $20 \times 50\,\text{km}^2$ (Figure 3 continued d–f).

Chen et al. [2010] determined the statistical error margin of the solution due to source mislocation to be less than 0.03 km/s for the Rayleigh wave velocity. The solution error value is relatively higher for the areas marked with yellow color (Figure 3 continued d–f).

Inaccurate locating (mislocation) of the earthquake source (e.g., basic parameters of earthquakes – long., lat., mag., depth, ...) leads to errors in the dimensions of heterogeneities determined from resolution length or averaging area (L) maps. The (L), in the majority of geological units within the study area is approximately 100–200 km (Figure 3), with the exception of marginal areas that exhibit low radiation coverage. The solution error varies between 0.015 and 0.21 km/s; however, in most regions of the study area (Armenia), these values are below 0.3 km/s (Figure 3 continued, d–f).

4. Methodology

4.1. Estimation of dispersion curves (group velocity)

In the real Earth structure, Rayleigh waves can be observed on the vertical (Z) and radial components, while Love waves are detected on the transverse component. In the data processing procedure, the group velocity is determined by rotating the two horizontal components (EW and NS) of each Rayleigh wave time series along the great circle path to obtain the radial and transverse components (Figure 4a).

To measure the Rayleigh wave dispersion curves, a multiple filter method is employed. This involves filtering the original seismogram using a series of narrow-band Gaussian filters [e.g., *Bune*, 1955; *Dziewonski et al.*, 1969] with varying periods, applied to the broadband vertical component seismogram across multiple different periods [e.g., *Herrmann*, 1973]. In this way, the maximum amplitude at each period is picked on the envelope function, and the arrival time associated with this maximum amplitude is utilized to calculate the group velocity. This method generates a 2-D diagram representing signal power as a function of time or group velocity.

The initial step in determining surface wave dispersion curves involves conducting an exploratory analysis of the waveform data to identify events with acceptable signal-to-noise ratios (SNR > 3). Then, after rotating the components, several standard procedures (e.g., instrument response correction, removal of the mean and trend, temporal normalization, and spectral whitening of the band-pass filter) were applied to all waveform data (5–50 s). Subsequently, the dispersion curve for each path is obtained from the `do_mft` diagrams. An example of this process is illustrated in Figure 4, which shows the determination of the dispersion curve for the vertical (Z)

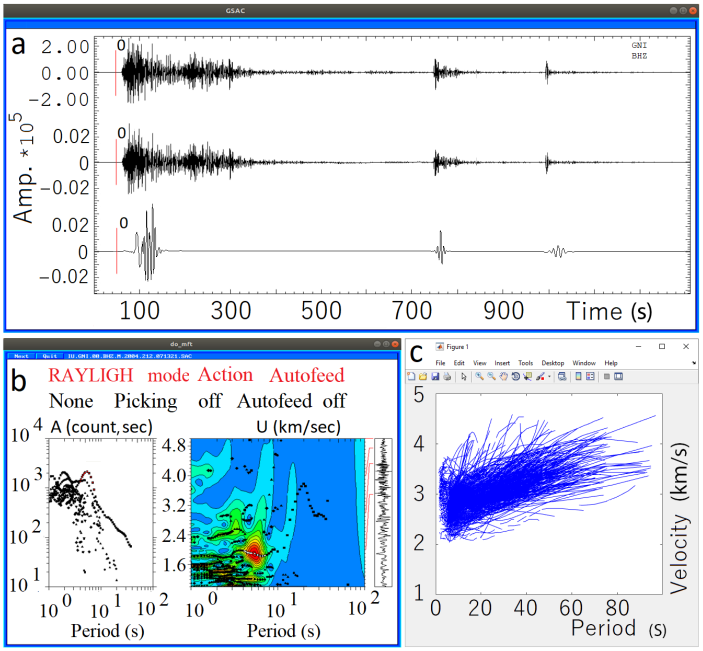


Figure 4. Different steps for determining the dispersion curve from fundamental mode of the Rayleigh wave (the red shade that has the lowest frequency and maximum energy) through the `do_mft` package; a. Raw waveform, rotated horizontal component, and cleaned seismogram traces recorded in GNI (Garni) station in Armenia (from top to bottom, respectively). The vertical red lines with the number zero "0" above them indicate the onset of the wave arrival time – auto picked (pick-file) by SAC software; b. High-energy area (red shade) of the seismic signal for determining the dispersion curve using the `do_mft` package and its spectral curves (left); c. The estimated dispersion curves for the period range of 5–80 s.

component of the Garni (GNI) seismic station in Armenia. In this context, over 30,000 dispersion curves were processed using the `do_mft` package (Figure 4c). Similarly, to measure Love wave dispersion curves, the same procedure can be applied to data that has been rotated in the transverse direction.

4.1.1. Quality control of data and curves

As the number of seismic stations increases, the number of inter-station paths also rises. However, to obtain high-quality dispersion curves (group velocity), it is essential to apply data quality control criteria to identify and eliminate erroneous measurements. Consequently, not all paths can be utilized. For this purpose, the fundamental mode of the Rayleigh wave-which has the lowest frequency and the highest energy-is manually extracted using the `do_mft` package.

This research employs several data selection criteria. First, events with $M \geq 4$ were selected, while those with $M \leq 3.9$ were excluded due to the few number of dispersion points. Second, a Signal-to-Noise Ratio (SNR) >3 was utilized to analyze and establish a robust database in the time domain, which has minimal impact on the period ranges of 5–80 s in this study. Usually, in studies involving time series analysis (such as Multichannel Fourier Transform (MFT) and Time-Varying Technique (TVF) methods), a Signal-to-Noise Ratio (SNR) range of 10 to 100 s is eligible, while the data with low S/N is generally discarded due to low dispersion [*Herrmann*, 2013].

The third measure of solution quality is the residual travel time (σ), which is assumed as an estimate of the standard error of the uncalculated random residuals. The σ parameter is the acceptable error range, that causes the dispersion curves with high error (outlier) to be removed. To mitigate the effect of large errors, residual data larger than 3σ are rejected, and the tomography reconstruction process is then repeated [*Yanovskaya et al.*, 1998]. By selecting a regularization parameter of $\alpha = 0.2$ for smoothing the maps, the standard deviation (σ) remains relatively low. This indicates the stability of the method and reflects the probability density function of the observed data across different periods (Figure 3 continued – histograms).

4.2. Two-dimensional tomography

As previously noted, this study employed a 2D linear inversion method on the data to create group velocity tomography maps. This approach is a generalized version of the classical 1-D method developed by [*Backus and Gilbert*, 1968] and further developed by [*Ditmar and Yanovskaya*, 1987], as well as [*Yanovskaya and Ditmar*, 1990]. In this method, time series data or travel time were calculated along various paths for each period using the `do_mft` package. The distribution of group velocity V_x for each period can be approximated by minimizing the function presented in Equation 1:

$$\alpha \iint \left|\nabla_m(X)\right|^2 dX + \left(d - Gm\right)^T \left(d - GM\right) = \min. \tag{1}$$

Here, $d_i = T_i - T_{i0}$ represents an input data vector, where t and t_0 denote the observed and computed travel times along each path, respectively. G refers to the data kernel, and $m(x)$ is defined as Equation 2:

$$\delta m\left(X\right) = \left(V^{-1}(X) - V_0^{-1}\right)V_0 \tag{2}$$

By transforming the coordinate system, the solution for $V(X)$ is found in the Cartesian coordinate planes defined by $x = (x, y)$. Subsequently, this solution is transformed back into spherical coordinates.

The α parameter controls the trade-off between smoothness and data fitting in the obtained phase velocity maps [*Yanovskaya et al.*, 1998]. Phase velocity maps are determined through a trial-and-error approach by testing several regularization parameters ($\alpha = 0.05, 0.1, 0.2,$ and 0.3). An acceptable value of $\alpha = 0.2$ was chosen, resulting in rel-

atively smoother maps with minimal solution error values. In this study, specialized MATLAB codes were employed to achieve minor solution errors by testing various α values while simultaneously observing the beams passing through each cell with dimensions (cell spacing) of $20 \times 50\,km^2$ (Figure 3 continued-g, h, i, and histograms).

Figure 3 continued (g, h, i, and histograms) illustrates the significant impact of the regularization parameter (α) in Equation 1 on the resolution of the 2D tomography images, including factors such as the number of paths per period, the distribution of stations and earthquakes, and the ray coverage between seismic epicenters and stations. This technique is also effective for addressing the non-uniform distribution of surface wave paths. Then, 2D tomography maps for Rayleigh and Love waves were plotted using GSAC and GMT software, along with specialized MATLAB codes on the Ubuntu operating system. These maps included parameters such as velocity, stretching (ε), data density, averaging area (L), and dispersion curves across a period range of 5 to 80 s (Figures 3, 4, 5, and 7).

5. 5. Results and discussion (interpretation of obtained 2D tomography maps)

Employing the tomography method outlined in subsection 4.2, Rayleigh and Love wave group velocity maps for periods ranging from 5 to 80 s have been generated (Figures 5 and 7). These maps indicate that various periods are sensitive to seismic shear wave velocities at different depths, and longer-period waves demonstrating sensitivity to deeper layers or depths [*Urban et al.*, 1993].

Additionally, Figure 1a–b illustrates the active tectonic features and geological units of the study area, which are addressed in the interpretation of the presented 2D tomography maps. The minimum and maximum wave penetration depths are determined by Equation 3 and Figure 6d (sensitivity kernels).

$$\text{Depth} = \frac{2}{3}\lambda, \tag{3}$$

where $\lambda = V/F$ is the wavelength, and V, F and T are velocity, frequency ($F = 1/T$), and period, respectively. It is important to highlight that the sensitivity kernels presented in Figure 6d are employed to interpret the tomographic maps at various depths and periods.

In this study, based on seismic tomography interpretation within the Earth [e.g., *Bedle and Lee*, 2009], the areas shaded in dark red and orange indicate low-velocity (slow) zones, while the dark blue, green, and yellow shades represent high-velocity (fast) zones (Figure 5). Therefore, the commentary of these tomography maps, considering the aforementioned characteristics and comparing them with results from previous tomography studies in the region regarding velocity anomalies at various periods and depths, is presented below. The tomography maps in this study are described for four categories: short, medium, long periods, and Love waves.

The sensitivity kernels (Figure 6d and Equation 3) indicate that shallow structures predominantly control dispersion at short periods, while deeper structures have a more significant impact on longer periods.

The short-periods (T = 5–25 s; Figure 6) indicate that Rayleigh wave tomography velocity maps sample the entire upper and lower crust (according to the sensitivity kernels Figure 7b Depth ≈ 7 to 58 km and Equation 3) and comprise information about shallow geologic structures related with upper crust (e.g., sedimentary basins, uplifts, and volcanic complexes) and lower crust (e.g., Moho). The short periods ($T = 5 - -25$ s; Figure 5) reveal that the Rayleigh wave tomography velocity maps sample both the entire upper and lower crust (as indicated by the sensitivity kernels in Figure 6d, with depths ranging from ~ 7 to 58 km). These maps provide insights into shallow geological structures associated with the upper crust (e.g., sedimentary basins, uplifts, and volcanic complexes) as well as features of the lower crust (e.g., the Moho).

The patterns of the tomography maps at 5, 15, and 25 s (Figure 5) are similar, with the exception of the western slope of the Aragats stratovolcano area, where a low-velocity anomaly is observed.

Tomographic maps illustrated in Figures 5, A1, and A2 for periods of T = 5 s and 10 s reveal a notable high-velocity anomaly along the South Azerbaijan, Sheki, Tbilisi, Grozny (Terek basin), TAL (Talesh), BM, and Elbrus-Aragats-Kazbek volcanoes, which are surrounded by low-velocity anomalies in regions such as SCB, KD, RB, Alazani, EBSB, EAAC, and the eastern part of NTF.

Alternatively, the observed lower velocities in the upper crust of the EAAC and northwest Iran, areas that lack a significant sedimentary basin, can be attributed to extensive zones of partial melting in the crust. This phenomenon is likely a result of the interaction between the hot asthenosphere and a shallow magma source within the EAAC [e.g., *Aydın et al.*, 2005; *Keskin*, 2003].

Certainly, the presence of thick sediments is responsible for the low group velocities observed in basins (e.g., SCB, which has a depth of ~ 7 to 15 km; [*Jackson et al.*, 2002]). Additionally, the low-velocity zone beneath volcanic complexes, such as Aragats, may be attributed to the high temperatures of the volcanic rocks or the existence of shallow magma chambers.

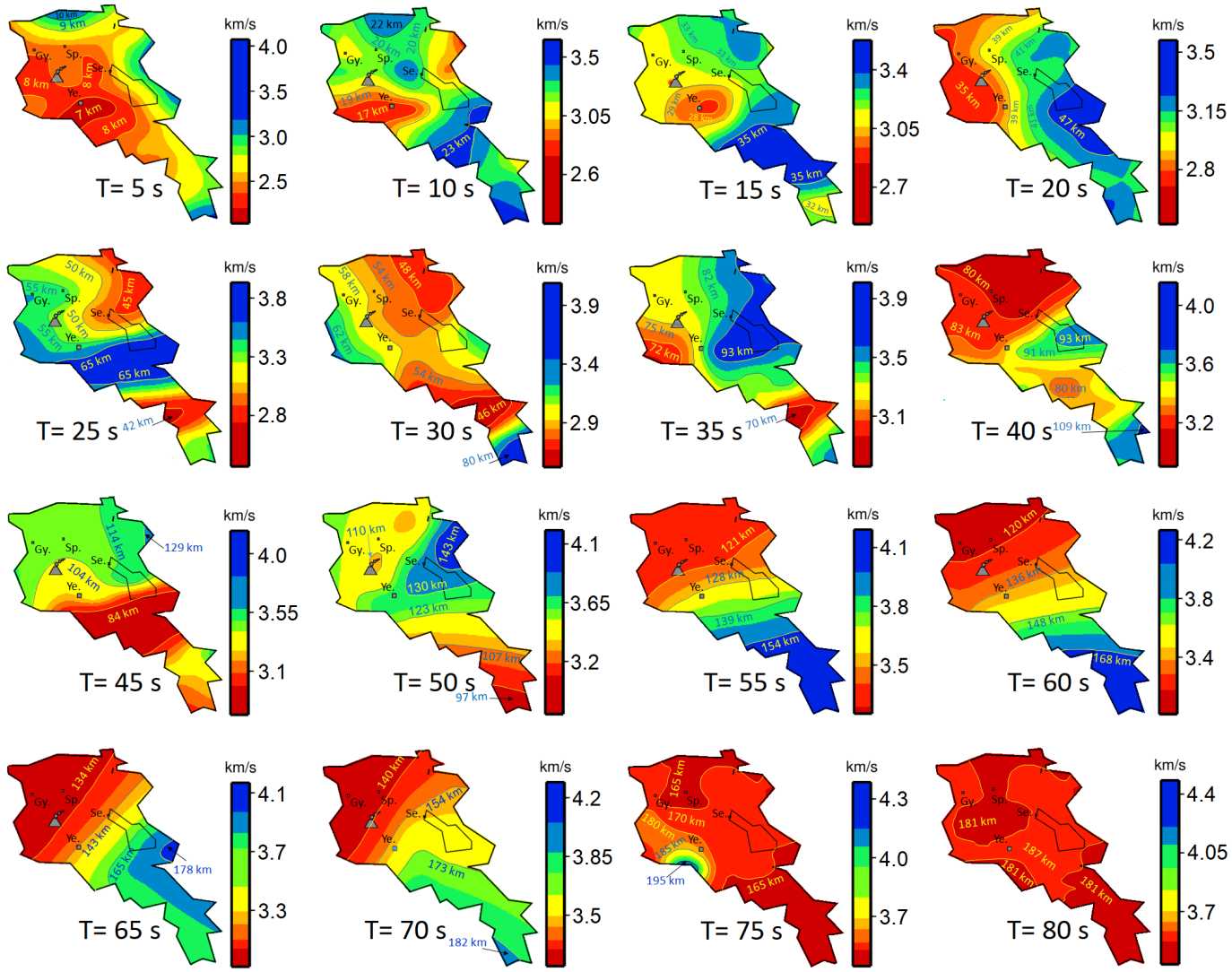


Figure 5. Rayleigh wave group velocity tomography maps for periods of 5–80 s. Abbreviations: Gy. – Gyumri, Sp. – Spitak, Se. – Sevan, and Ye. – Yerevan.

The Gegham Volcanic Group in the CAB also aligns with a low-velocity anomaly; however, the Aragats stratovolcano is an exception, as it falls under a high-velocity anomaly. This is likely due to its long dormancy, indicating no volcanic activity for over half a million

years [e.g., *Koulakov et al.*, 2012]. In contrast to the results of previous studies such as [*Koulakov et al.*, 2012], the tomography map at T = 15 s of this study reveals a small low-velocity zone on the northwest slope of the Aragats volcano at a depth of ~ 27 km, which is different from the results of other studies. We infer that this observation may be attributed to the dynamics of molten material located beneath the volcano.

The small orange shades observed at short periods in this study, located beneath volcanoes such as Elbrus, Tendurek, and Ararat at depths of approximately 27–37 km, align with findings from [*Milyukov et al.*, 2018]. Their research indicated the presence of a magma chamber at depths of 1–8 km, along with an extended magma source situated between 15–40 km beneath the eastern summit of Elbrus.

In the altitudes of LC, TAL, Elbrus, GC, and Kars, high- and low-velocity anomalies are observed across short (T < 25 s), medium (T > 45 s), and long (T > 50 s) periods. These anomalies can be interpreted as a relative thickening of the crust.

Some studies, including [*Bochud*, 2011], have recognized numerous abundant oil and gas fields (hydrocarbon resources) within the Paleogene and Neogene strata of the central Armenia Troughs, which encompass the Sevan, Sevan trough, Vokchaberd, Avan, Yerevan, and Yeghvard regions. The 2D tomography maps produced in this research for periods of 5 s and 10 s demonstrate a broad low-velocity zone in the Central Armenia Block (CAB). Consequently, we suggest that these low-velocity maps (dark red shades) provide compelling evidence for the interactions involving these chemical resources.

The Avon Salt-Dome region, located between Harazdan and the Vokchaberd Plateau, has exhibited potential for oil in the Middle Miocene section [e.g., *Klett*, 2016]. Therefore, the low-velocity anomaly identified in the Central Armenia Block (CAB) in this study outlines these oil and gas regions, including Yerevan, Sevan, Gavar, and Martuni. This suggests that these areas should be considered for meeting the country's future energy requirements.

In this study regarding the Moho discontinuity, the presence of low-velocity anomalies observed within the 15 to 20-s period range (~ 22 < Depth <~ 42.66 km) may be a strong reason. In this context, research by [*Sun et al.*, 2012] identified Moho depths ranging from 20 to 40 km across various geological units in the Caucasus, which closely aligns with the findings of this study (Figure 6a and d).

The existence of low-velocity zones in certain sections of the Tabriz-Balykgel, Garni, PSS, and Akerin faults (Figures A1 and A2) may be attributed to thermal activities resulting from the fracturing of fault rocks or basaltic eruptions during the Quaternary period [*Lebedev et al.*, 2013].

In this study, the velocities of Rayleigh waves at short periods (5–15 s), which provide the information relative to the upper-crust (Figure 6d), are essentially sensitive to shallow geological features such as sedimentary basins (troughs), topography (uplift), and potentially volcanic structures. The velocities of Rayleigh waves at periods of 20–25 s provide insights into the lower crust, including the Moho discontinuity. Similarly, the Love waves (Figure 7) exhibit characteristics that are somewhat comparable to those of the short-period Rayleigh waves.

For medium periods (T = 30–50 s; see Figure 5), and based on the curves in Figure 7d, Rayleigh waves provide insights into the velocity structure of the lower crust and uppermost mantle. Consequently, in continental regions, low velocities at these periods indicate either a thick crust overlying a normal continental lid or thin and weak lithospheric mantle beneath a normal crust. While, high velocities typically indicate the presence of a normal continental crust situated over a stable, thick layer or an oceanic-like lid. Indeed, at periods ≥ 30 s or more, the wave velocity models enable us to delineate various lithospheric structures and the crustal depth in the region.

As a result, Rayleigh waves exhibit increased sensitivity to crustal thickness, which encompasses both LC and GC mountain ranges in this study. In these areas with thick crust, the group velocities are more sensitive the slow crustal velocities compared to the fast velocities of the mantle. This feature is quite obvious in the Talesh region of NW Iran,

as well as in the NAB-CAB-SAB (LC), and GC (from west to east). For instance, at 50 s, there is a noticeable arc of low-velocity along the NAB-CAB-SAB or LC (North Armenia Arc) and EAAC (Ararat-BM), which extends into the NW Iran (Urmian Arc) mountains. At 30–45 s, the eastern GC, PT, RB (Georgia), and EBSB continue westward, as illustrated in Figures 5, A1, and A2.

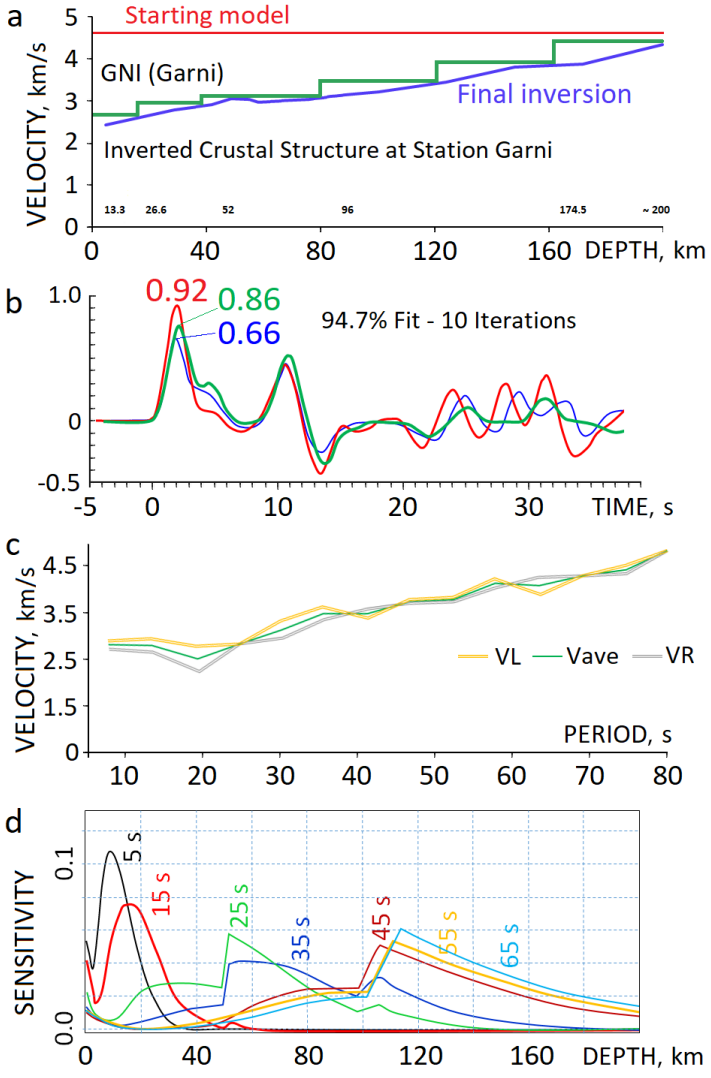


Figure 6. a. The velocity model beneath station GNI (Garni) was determined by inverting the stacked receiver function generated in (b) after 10 iterations. The structure has been perturbed from the initial model (solid red line) to the model indicated by the solid blue line; b. For each model, the original receiver function (red line) and the receiver function for the joint inversion model (blue) are shown. Additionally, the synthetic receiver function produced by the model (green). It is evident that there is a strong correlation between the two sets of curves. In nearly all time intervals, the peaks and valleys of both curves align closely (parallel) with one another; c. Variation curves of Rayleigh (VR) and Love (VL) wave velocities along with their average ($Vave$) velocity; d. Computed velocity sensitivity kernels for the fundamental mode of Rayleigh waves over periods ranging 5–65 s.

In contrast, due to the physical processes occurring within the Earth that contribute to magma generation, the velocity values increase towards the SAB, NW Iran, and EAAC. This is attributed to the fast mantle velocities and the presence of partial melting zones inside the crust, as well as a very shallow lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) of ~ 70 km [e.g., *Skobeltsyn et al.*, 2014], which is supported by a hot asthenosphere associated with volcanism originating from the uppermost mantle. It is important to highlight that the high-velocity observed in the lower crust of the SCB compared to NW Iran is likely due to the oceanic source of the lower crust. Overall, in these areas with thick crust, the group velocities are more sensitive to the slow crustal velocities rather than the fast mantle velocities.

We attribute that the propagation of the high-velocity anomaly in the lower crust within the transition zone from the SCB and KB to NW Iran and the SAB reveals that the high-velocity (3.6 km/s) observed beneath Talesh, the Transcaucasian Massif (TCM), and Kazbek in the eastern GC is likely a result of the ongoing subduction (underthrusting) of the Kura Basin lithosphere beneath the Scythian platform, due to the presence of a stable and thick mantle in the eastern Caucasus. On the contrary, the low-velocity dispersion (2.4 km/s) observed beneath the SAB-LC, EAAC, Tabriz Fault, Sahand volcano, and BM may result from a very thin lithosphere (< 100 km) or a thin mantle.

By comparing the lower crust velocities in the SCB and KB (at T = 40 s and 50 s) with those in NW Iran (at T = 50 s), we observe different origins for the lower crust in the basin, likely indicating an oceanic source, due to the significantly higher velocities relative to NW Iran. In this context, Mortezanejad [*Mortezanejad et al.*, 2018] proposed evidence of the lower crust of the SCB being under-thrust beneath NW Iran, while the middle crust remains locked.

According to the findings of Avagyan [*Avagyan et al.*, 2010], upper Devonian and Permian petroleum source rocks (marine clastic and carbonate rocks) are exposed in Nakhchivan and are believed to also exist in Armenia. Consequently, we associate the low-velocity tomography maps of the Nakhchivan and Syunik-Gegham-Vardenis (SAB) highlands with the results of Avagyan [*Avagyan et al.*, 2010].

In general, this study state that the observed low-velocity in the western GC and high-velocity in the eastern GC (at medium periods) may be indicative of a weak,

hot, and thermally altered lithosphere beneath the western GC, in contrast to a more elastic and cooler lithosphere in the eastern GC [e.g., *Ruppel and McNutt*, 1990].

The upper mantle low-velocity zone (LVZ) is a depth where there is a slight pause or break (interval) in seismic velocity as one transitions from the lithosphere to the asthenosphere, attributed to the very small percentage of melt present in the asthenosphere [e.g., *Sugden et al.*, 2018]. The LVZ is found at a relatively consistent depth of 100 km (specifically 104 km in this study, as shown in Figure 6; [*Abrehdari et al.*, 2022, 2023]) beneath the continental regions of the world [*Thybo*, 2006]. According to [*Abrehdari et al.*, 2022, 2023], the wide and prominent low-velocity zone in the SAB, Garni, and Zangezur faults (Figures A1 and A2) reveals interactions between the LAB or LVZ discontinuities, resulting from a rapid change in velocity from very high (v = 4.75 km/s) to very low (v = 3.2 km/s) at T = 55 s and 60 s.

For long periods (50–80 s; depth ~ 200 km; Figures 5 and 6d), Rayleigh waves likely begin to predominantly sample the upper mantle (mantle lid). The inversion results (tomographic maps) for periods ranging from 55–80 s almost display a consistent and uniform pattern (strong similarities). Although, at the longest periods of study (65–80 s), there is inadequate path coverage to generate reliable maps. In this case, velocity anomalies in the oceanic regions remain high, with the exception of slow-velocities observed along the oceanic ridges [e.g., *Pasyanos et al.*, 2001].

Tomography maps within these periods indicate that the NAB, CAB, and SAB blocks (the entire Armenia-LC region), throughout the western Great Caucasus (GC) except for the eastern GC, NW Iran, TAL, and SCB, are dominated by ultra-low group velocity (dark red shades), which this phenomenon may be attributed to the thin lithospheric lid of the mantle (Figures 5, A1, and A2).

Summarily, these maps (at a depth of ~ 180–200 km) provide a rundown of the upper mantle structures and recognized tectonic features. It can be conclusively stated that the mantle lithosphere is either very thin or nearly absent beneath the Caucasus and its surrounding areas. Because of this process, the overheated asthenosphere appears to be very close to the bottom of the crust, facilitating magma transport and contributing to the formation of active volcanic fields in the Caucasus [e.g., *Zabelina et al.*, 2016].

For these deep regions, the active subduction (such as detached slabs), tectonic interactions from east to west of the Caucasus, and the occurrence of deep earthquakes (e.g., 2015-09-12_02:08:49, depth = 121.66 km, eastern Caucasus) present a large seismic hazard (with potential magnitudes ~ 8). These factors, along with lithospheric interactions, also play a role in the feeding mechanisms of volcanoes.

Additionally, the deep low-velocity zones (indicated by dark red shades in the SAB, CAB, and SAB) have raised concerns among seismologists regarding certain physical properties of these areas. These include the lithospheric-asthenospheric boundary (LAB), low-velocity zones (LVZ), rigidity, wax-like effects, variations in wave velocity, magma chambers beneath the plateau, and a notable degree of partial melting. Together, these factors suggest the potential for future volcanic activity [*Abrehdari et al.*, 2022].

Furthermore, ultra-low velocity anomalies may be linked with active plate tectonic processes, a very thin lithosphere, and the formation and intrusion of hot asthenospheric diapirs (~ 1400 °C at a depth of 150 km). Conversely, ultra-high velocity zones can be associated to the rejuvenation of the upper mantle due to upwelling mantle metasomatic fertilization of the upper cratonic mantle [e.g., *Beccaluva et al.*, 2007; *Thybo*, 2006].

Figures 5 and 7 illustrate the 2D Rayleigh and Love wave group velocity tomography maps of Armenia for periods ranging from 5 to 80 s with different topographic coefficients. These maps compare the distinct distribution of velocity anomalies across different geological units in Armenia during short, medium, and long periods. The velocity tomography images for Love waves (Figure 7) demonstrate a pattern that closely resembles that of the Rayleigh wave images (Figure 5).

Although the quality and resolution of Rayleigh wave velocity maps are superior to those of Love waves due to the larger number of paths and data, it is important to note that

the energy distribution of Love and Rayleigh waves differs, and they may not be generated together in all locations.

As shown in Figures 5 and 7, fluctuations in velocity ranging from 2.3 to 4.5 km/s are clearly visible in the Rayleigh and Love wave tomography maps for short and medium periods, extending from the upper crust to the lower crust. While there is no substantial difference in the dispersion of Love and Rayleigh waves at long periods and long wavelengths, both reveal a slow and uniform velocity distribution ranging from 3.53 to 4.77 km/s in the upper mantle or mantle lid regions.

The Love wave tomography maps (Figure 7), which are more sensitive to shallow structures, exhibit features that are somewhat similar to those of the short-period Rayleigh waves (Figure 5). Also, according to Rahimi [*Rahimi*, 2010], in Love wave dispersion the energy is concentrated in the tangential horizontal plane.

As noted, ~ 27,000 components for Rayleigh waves and ~ 22,000 for Love waves were obtained from the seismic stations. Therefore, the resolution of the Love wave images is poorer to that of the Rayleigh waves, likely due to the smaller number of measurements and the lower signal-to-noise ratio (SNR) in the data.

In contrast to Rayleigh waves, Love waves appear fairly similar across a wide range of frequencies (periods). This may be attributed to the sensitivity of Love waves to shallow surface structures, at short and even longer periods.

In addition, for deep water regions, the lateral variations in Rayleigh wave velocities exceed those of Love waves due to the influence of the water layer, which this leads to multipathing and allows different spectral components to propagate along different paths [e.g., *Yanovskaya et al.*, 1998].

Short-period Love waves (T = 5–25 s) highlight shallow sedimentary basins (depressions). In the medium periods ranging T = 30–50 s, the velocity structures in the deeper sedimentary basins are still prominent, and slow-velocity anomalies are primarily confined to the deepest basins, such as the SCB. Sensitivity to crustal-thickness, including heights and mountain ranges, begins at the longest periods (T = 55–70 s), where slow-velocities linked to the Greater Caucasus (GC) and Lesser Caucasus (LC) are observable. As a finding, this research concludes that slow Love wave group velocities are typically dominate in deep basins across all short, medium, and long periods. This indicates that Love wave is more tend to penetrate and extend into shallower regions than the Rayleigh wave.

6. Conclusions

A seismic model of the sub-Caucasian crust was developed based on the inversion of 2D tomographic maps of Rayleigh and Love waves from earthquakes in the region, as recorded by regional seismic networks in the Caucasian republics. The results of Rayleigh and Love wave group velocities in this study, covering periods from 5–80 s, provide a more accurate assessment of velocity changes compared to earlier studies in the region, thanks to the incorporation of new permanent stations.

This paper provides new perspectives on the tectonic and geodynamic processes influencing the Armenia region by utilizing a significant data set and advanced high-resolution 2D surface wave tomography technique, potentially leading to new insights into the Armenian area and its surroundings.

Upon reviewing the findings for the shortest periods (T = 5–25 s), it is evident that the velocity maps align closely with the surface geology and key topographic features. In this context, basin and depression areas are represented as low-velocity anomalies, while uplifted and mountainous regions appear as high-velocity zones. For Love and Rayleigh waves, high-velocity anomalies are observed in the North Armenia Block (NAB). At a 15-s period, a small low-velocity anomaly is detected on the NW slope of the Aragats volcano at a depth of ~ 27 km, which differs from the findings of other studies. Additionally, during these periods, the high-velocity anomaly in the Greater and Lesser Caucasus likely indicates a rigid crustal block associated with uplift, whereas the low-velocity anomaly reflects the remnants of sedimentary basins. In this study, the identified low-velocity area (shown in

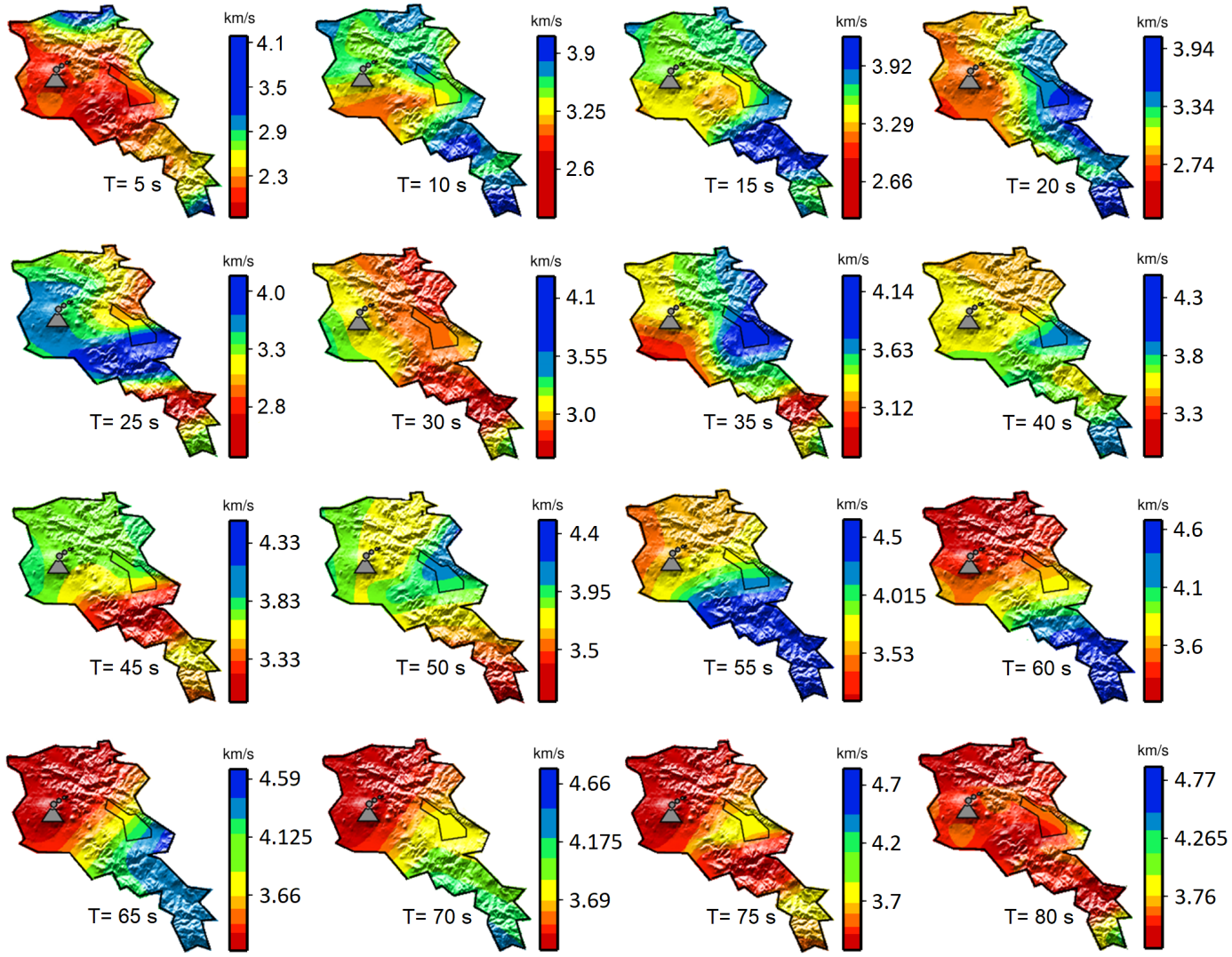


Figure 7. Two-dimensional tomography maps of Love wave group velocity of Armenia (periods 5–70 s) with a topographic coefficient 1.5 and ~ 22,000 vertical (Z) components of the processed dispersion curves. The gray triangle illustrates the position of Aragats stratovolcano.

dark red) at periods of 5, 10, and 15 s in the Central Armenia Block (CAB) corresponds well with the findings of the previously mentioned studies on oil and gas fields.

At the intermediate periods (T = 35–55 s) of this study, low-velocity anomalies are thought to be linked to and aligned with the underlying crustal layer (i.e., a very shallow LAB) and a hot asthenosphere. On the other hand, high-velocity regions typically suggest the presence of standard continental crust situated over a stable, thick, or oceanic-like lid. At these periods, strongly deformed areas of Great and Lesser Caucasus (especially most Cenozoic volcanic centers) are mostly associated with low-velocity patterns representing thickened part of the crust and strong fracturing of rocks [e.g., *Zabelina et al.*, 2016].

Long-period tomography maps for Love and Rayleigh waves in the NAB and CAB reveal ultra-low velocity anomalies, mainly attributed to a thin lithosphere or the absence of a lithospheric mantle. In contrast, ultra-high velocities may be associated with the concentration of liquids in the chamber, a lack of hot asthenospheric diapirs, or the presence of a hard and thick crust covered by heights.

The presence of volcanic groups such as Gegham, Elbrus, and Kazbek, situated between extensive high-velocity segments at various periods, suggests that the delamination of the mantle occurred as a result of continental collision in the Caucasus region. This led to the formation of an overheated asthenosphere near the bottom of the crust, which

facilitated the melting of crustal materials, ultimately giving rise to recent volcanic activity in both the Great and Lesser Caucasus regions [e.g., *Zabelina et al.*, 2016].

The 2D images (Figure 7) indicate that the Love Wave consistently tends to measure shallow depths (upper crust) across all short, medium, and long periods.

Acknowledgments. Special thanks to the Iranian Seismological Center (IRSC), the International Federation of Digital Seismograph Networks (FDSN), the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS), and the Iranian National Seismological Network (INSN) for providing Earthquakes Data utilized in this study. The authors express their gratitude to Wessel and Smith, whose GMT software was instrumental in creating many of the figures presented in this paper. The authors would like to extend their gratitude to the Institute of Geophysics at the University of Tehran for supporting and managing this study in the framework of the educational mission (2016–2018). The authors would like to extend their sincere appreciation to Professor T. B. Yanovskaya for generously providing her tomographic software and for offering insightful guidance on surface wave tomography.

Appendix A

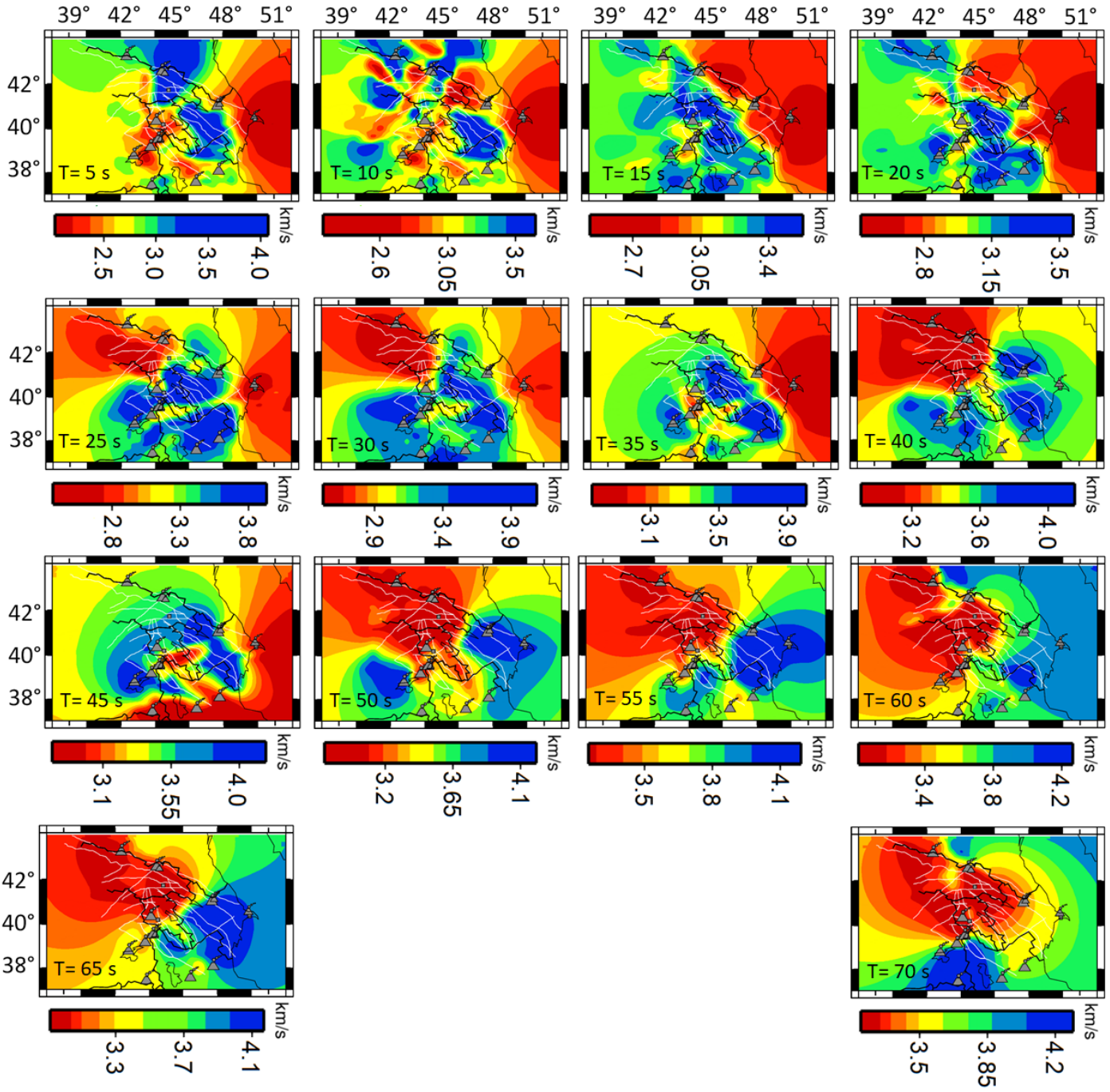
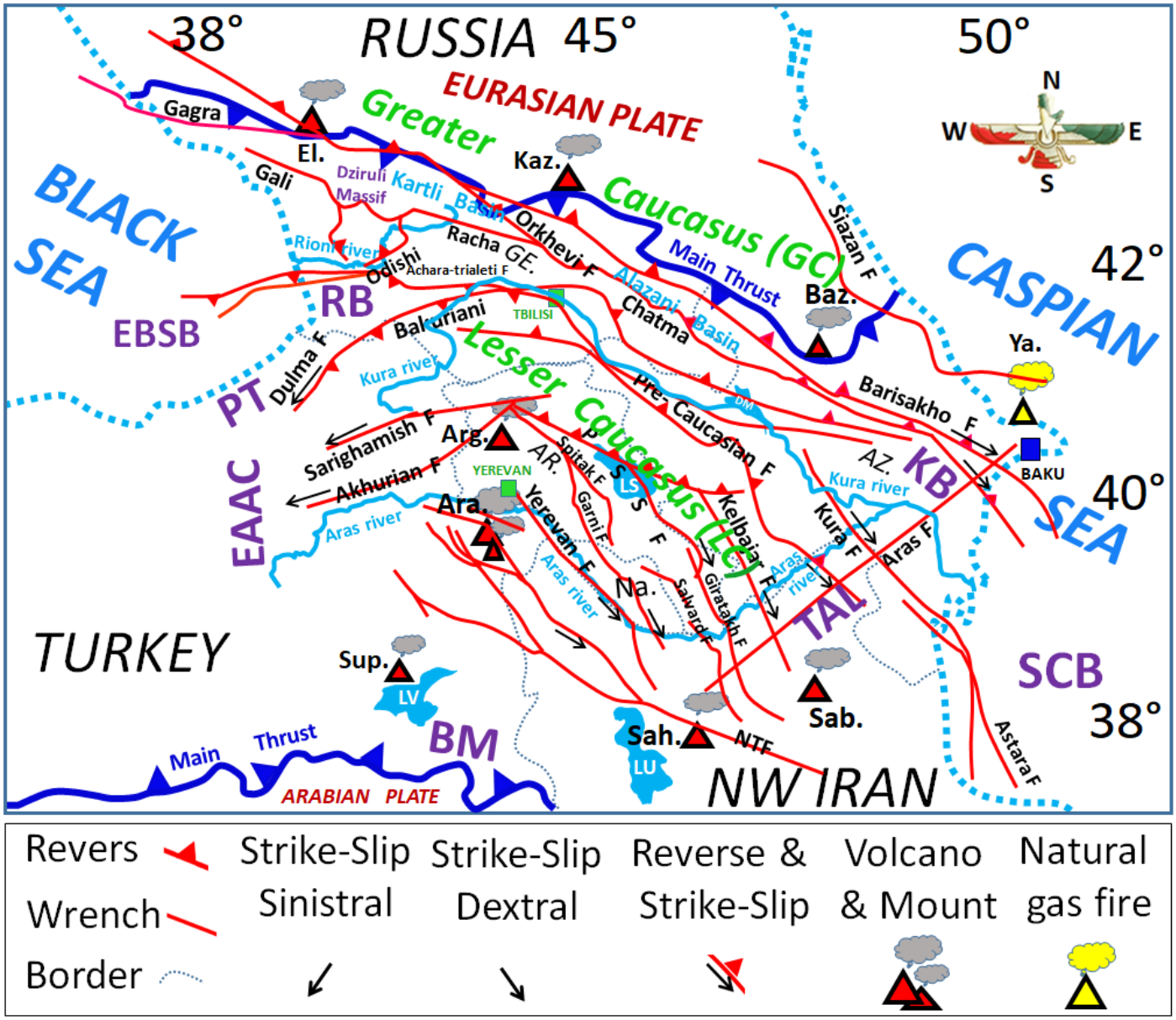


Figure A1. Two-dimensional tomography maps of Rayleigh wave group velocity of Caucasus at periods of 5–70 s [*Abrehdari et al.*, 2022, 2023].



Revers | Strike-Slip Sinistral | Strike-Slip Dextral | Reverse & Strike-Slip | Volcano & Mount | Natural gas fire

Wrench | Border

Figure A2. Major faults and active tectonic features of the collision zone of the Central Eurasian-Arabian and geological units discussed in the interpretation of 2D tomography maps of this study. Abbreviations: F – fault, Sab. – Sabalan, Sah. – Sahand, Sup. – Suphan, Ara. – Ararat, EAAC – East Anatolian Accretionary Complex, Arg. – Aragats, El. – Elbrus, Kaz. – Kazbek, Baz. – Bazarduzu, Ya. – Yanardag (natural gas fire on a hillside), RB – Rioni Basin, PT – Pontide, BM – Bitlis Massif, TAL – Talesh, KB – Kura Basin, LV – Lake Van, LU – Lake Urmia, LS – Lake Sevan, DM – Mingachevir Dam, SCB – South Caspian Basin, EBSB – Eastern Blake Sea Basin, Na. – Nakhchivan, Go. – Georgia, Az. – Azerbaijan, Ar. – Armenia, and PSSF – Pambak-Sevan-Syunik Fault. The thick black line denotes major plate boundaries in Caucasus. The seismic sources (faults) of the Caucasus are retrieved from Adamia [*Adamia et al.*, 2011].

Table A1. Information of events and stations for TEc measurements

Station Code	Station name	Longitude	Latitude	Network Code	Data Center Website
GNI/GSS	Garni, Armenia	44.7241	40.1341	IU (IRIS/USGS)	A0: National Seismic Network of Armenia https://www.fdsn.org/networks/?initial=G
AGVN	Aghvani	46.318143	39.359078	FDSN	IRISDMC https://www.fdsn.org/networks/detail/A2/
ARZK	Arzakan	44.589914	40.428408	—	—
KCHK	Khachik	45.199504	39.610717	—	—
LRNG	Lernagog	43.873974	40.258703	—	—
SHMT	Shamut	44.804487	40.943472	—	—
SVZR	Sevadzayr	45.471962	39.920301	—	—
TTJR	Ttujur	45.365255	40.597151	—	—
ZRSH	Zarishat	43.67155	40.990359	—	—
GANJ	Ganja, Azerbaijan	46.3297	40.6519	IU (IRIS/USGS)	AB: National Seismic Network of Azerbaijan https://www.fdsn.org/networks/detail/AB/
QZX	Qazah, Azerbaijan	45.3721	41.0481	IU (IRIS/USGS)	—
ZKT	Zakatala, Azerbaijan	46.6311	41.6411	IU (IRIS/USGS)	—
DIGO	KARS, TURKEY	40.4147	43.3742	IU (IRIS/USGS)	TU: National Seismic Network of Turkey (DDA) https://www.fdsn.org/networks/detail/TU/
HAKT	HAKKARI, TURKEY	43.7071	37.5579	IU (IRIS/USGS)	—
KARS	KARS, TURKEY	43.0937	40.6152	KO (IRIS/USGS)	—
VANB	Gevas, Van sir	39.57798	28.63232	IU (IRIS/USGS)	TK: National Strong-Motion Network of Turkey (TR-NSMN) https://www.fdsn.org/networks/detail/TK/
TASB	Tefenni, Burdur	37.3160	29.7791	IU (IRIS/USGS)	—
TAHR	—	47.0513	38.4894	IRSC	Iranian Seismological Center (IRSC) http://irsc.ut.ac.ir/istn.php
TBZ	Tabriz	46.1498	38.2348	IRSC	—
TVRZ	—	46.6675	38.5042	IRSC	—
MAKU	Maku (Urmia)	44.6829	393550	INSN	http://www.iiees.ac.ir/en/iranian-national-broadband-seismic-network/

References

Abrehdari, S. H., A. S. Hossein, J. K. Karapetyan, et al. (2022), The Caucasus Territory Hot-Cold Spots Determination and Description Using 2D Surface Waves Tomography, *Russian Journal of Earth Sciences*, *22*(5), ES5004, https://doi.org/10.2205/2022ES000814.

Abrehdari, S. H., A. S. Hossein, J. K. Karapetyan, et al. (2023), Tectonic Activities Description in the Ongoing Collision Zone of the Eurasia-Arabia Plates Using 2D Surface Waves Tomography, *Russian Journal of Earth Sciences*, *23*(2), ES2004, https://doi.org/10.2205/2023ES000835.

Adamia, S., G. Zakariadze, T. Chkhotua, et al. (2011), Geology of the Caucasus: A Review, *Turkish Journal of Earth Sciences*, *20*(5), 489–544, https://doi.org/10.3906/yer-1005-11.

Adamiya, S. A., M. A. Alekhidze, B. K. Balavadze, et al. (1992), The Caucasus: Integrated Geophysical Investigations of the Lithosphere, *International Geology Review*, *34*(3), 249–263, https://doi.org/10.1080/00206819209465601.

Avagyan, A., M. Sosson, A. Karakhanian, et al. (2010), Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions, *Geological Society, London, Special Publications*, *340*(1), 393–408, https://doi.org/10.1144/SP340.17.

Aydın, I., H. I. Karat, and A. Koçak (2005), Curie-point depth map of Turkey, *Geophysical Journal International*, *162*(2), 633–640, https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02617.x.

Backus, G., and F. Gilbert (1968), The Resolving Power of Gross Earth Data, *Geophysical Journal International*, *16*(2), 169–205, https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1968.tb00216.x.

Beccaluva, L., A. Azzouni-Sekkal, A. Benhallou, et al. (2007), Intracratonic asthenosphere upwelling and lithosphere rejuvenation beneath the Hoggar swell (Algeria): Evidence from HIMU metasomatised lherzolite mantle xenoliths, *Earth and Planetary Science Letters*, *260*(3–4), 482–494, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.047.

Bedle, H., and S. V. D. Lee (2009), S velocity variations beneath North America, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *114*(B7), https://doi.org/10.1029/2008jb005949.

Bochud, M. (2011), *Tectonics of the eastern greater caucasus in Azerbaijan*, Université de Fribourg DOKPE.

Bune, V. I. (1955), On the classification of earthquakes based on the energy of elastic waves emitted from their source, *Academy of Sciences of the Tajik SSR*, *14*.

Chen, Y., J. Badal, and J. Hu (2010), Love and Rayleigh Wave Tomography of the Qinghai-Tibet Plateau and Surrounding Areas, *Pure and Applied Geophysics*, *167*(10), 1171–1203, https://doi.org/10.1007/s00024-009-0040-1.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophysical Journal International*, *101*(2), 425–478, https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1990.tb06579.x.

Ditmar, P. G., and T. B. Yanovskaya (1987), Generalization of Backus-Gilbert method for estimation of lateral variations of surface wave velocities, *Izvestia, Phys. Solid Earth*, *23*(6), 470–477.

Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman (1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *59*(1), 427–444, https://doi.org/10.1785/bssa0590010427.

Echle, W. (1974), Zur Mineralogie und petrogeneses jungtertiarer tuffitischer Sedimente im Neogen-Becken nördlich Mihalıççık (Westanatolien, Türkei), *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, *121*, 43–84 (in German).

Eppelbaum, L., and B. Khesin (2012), Tectonical-Geophysical Setting of the Caucasus, in *Geophysical Studies in the Caucasus*, pp. 5–37, Springer Berlin Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-540-76619-3_2.

Golonka, J. (2004), Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, *381*(1–4), 235–73, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004.

Gurbanov, G. H., I. I. Mardanov, and A. K. Gurbanov (2024), Characteristic of the scree formation process and influence on the development of floods in Nakchivan Autonomous Republic, *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, *33*(2), 263–273, https://doi.org/10.15421/112424.

Herrmann, R. B. (1973), Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, *63*(2), 663–671, https://doi.org/10.1785/bssa0630020663.

Herrmann, R. B. (2013), Computer Programs in Seismology: An Evolving Tool for Instruction and Research, *Seismological Research Letters*, *84*(6), 1081–1088, https://doi.org/10.1785/0220110096.

Huang, Z., W. Su, Y. Peng, Y. Zheng, and H. Li (2003), Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B2), https://doi.org/10.1029/2001JB001696.

Ismail-Zadeh, A., S. Adamia, A. Chabukiani, et al. (2020), Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus, *Earth-Science Reviews*, *207*, 103,222, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103222.

Jackson, J., K. Priestley, M. Allen, and M. Berberian (2002), Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, *148*(2), 214–245, https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01588.x.

Jrbashyan, R., G. Chlingaryan, Y. U. Kagramanov, et al. (2001), Geology of Meso-Cenozoic basins in Central Armenia, with comment on indications of hydrocarbons, *Search and Discovery Article #30007*.

Karakhanian, A. S., V. G. Trifonov, H. Philip, et al. (2004), Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran, *Tectonophysics*, *380*(3–4), 189–219, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.020.

Keskin, M. (2003), Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Geophysical Research Letters*, *30*(24), https://doi.org/10.1029/2003GL018019.

Khuduzade, A. I., and A. Jafarov (2017), Structural tectonic features of the south-eastern part of the Greater Caucasus the pre-Caspian GUBA as an example of the NQR, *Seismoprognosis Observations in the Territory of Azerbaijan*, *14*(1).

Klett, T. R. (2016), *Geology and assessment of the undiscovered, technically recoverable petroleum resources of Armenia, 2013*, US Geological Survey, https://doi.org/10.3133/ds69pp.

Kornev, G. P. (1963), Minor intrusions and sills in the eastern Nakhichevan A.S.S.R. and the tectonics of their formations, *International Geology Review*, *5*(1), 28–37, https://doi.org/10.1080/00206816309474677.

Koulakov, I., I. Zabelina, I. Amanatashvili, and V. Meskhia (2012), Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography, *Solid Earth*, *3*(2), 327–37, https://doi.org/10.5194/sed-4-641-2012.

Lebedev, V. A., I. V. Chernyshev, K. N. Shatagin, et al. (2013), The quaternary volcanic rocks of the Geghama highland, Lesser Caucasus, Armenia: Geochronology, isotopic Sr-Nd characteristics, and origin, *Journal of Volcanology and Seismology*, *7*(3), 204–229, https://doi.org/10.1134/s0742046313030044.

Legendre, C. P., T. L. Tseng, Y. N. Chen, et al. (2017), Complex deformation in the Caucasus region revealed by ambient noise seismic tomography, *Tectonophysics*, *712–713*, 208–220, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.05.024.

Milyukov, V., E. Rogozhin, A. Gorbatikov, et al. (2018), Contemporary State of the Elbrus Volcanic Center (The Northern Caucasus), *Pure and Applied Geophysics*, *175*(5), 1889–1907, https://doi.org/10.1007/s00024-017-1595-x.

Mortezanejad, G., H. Rahimi, F. Romanelli, and G. F. Panza (2018), Lateral variation of crust and upper mantle structures in NW Iran derived from surface wave analysis, *Journal of Seismology*, *23*(1), 77–108, https://doi.org/10.1007/s10950-018-9794-1.

Pasyanos, M. E., W. R. Walter, and S. E. Hazler (2001), A Surface Wave Dispersion Study of the Middle East and North Africa for Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty, in *Monitoring the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty: Surface Waves*, pp. 1445–1474, Birkhäuser Basel, https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8264-4_7.

Perkins, S. (2019), Seismic tomography uses earthquake waves to probe the inner Earth, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *116*(33), 16,159–16,161, https://doi.org/10.1073/pnas.1909777116.

Rahimi, H. (2010), *Elastic and anelastic regional structures for crust and upper mantle in Iran (PhD thesis)*, International Institute of earthquake Engineering and seismology (IIEES).

Raykova, R., and S. Nikolova (2007), Tomography and velocity structure of the crust and uppermost mantle in southeastern Europe obtained from surface wave analysis, *Studia Geophysica et Geodaetica*, *51*(1), 165–184, https://doi.org/10.1007/s11200-007-0008-5.

Ritzwoller, M. H., and A. L. Levshin (1998), Eurasian surface wave tomography: Group velocities, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *103*(B3), 4839–4878, https://doi.org/10.1029/97JB02622.

Ruppel, C., and M. McNutt (1990), Regional compensation of the Greater Caucasus mountains based on an analysis of Bouguer gravity data, *Earth and Planetary Science Letters*, *98*(3–4), 360–379, https://doi.org/10.1016/0012-821x(90)90037-x.

Skobeltsyn, G. A., R. Mellors, R. Gök, et al. (2014), Upper mantle S wave velocity structure of the East Anatolian-Caucasus region, *Tectonics*, *33*(3), 207–221, https://doi.org/10.1002/2013TC003334.

Sugden, P. J., I. P. Savov, M. Wilson, K. Meliksetian, G. Navasardyan, and R. Halama (2018), The Thickness of the Mantle Lithosphere and Collision-Related Volcanism in the Lesser Caucasus, *Journal of Petrology*, *60*(2), 199–230, https://doi.org/10.1093/petrology/egy111.

Sun, Y., M. N. Toksöz, R. J. Martin, et al. (2012), Crustal and uppermost mantle structure of Caucasus and surrounding regions, *Earthquake Science*, *25*(5–6), 505–515, https://doi.org/10.1007/s11589-012-0874-y.

Thybo, H. (2006), The heterogeneous upper mantle low velocity zone, *Tectonophysics*, *416*(1–4), 53–79, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.021.

Trifonov, V. G., and V. I. Makarov (1988), Geologo-geomorphological study of modern tectonic movements, *Journal of Geodynamics*, *10*(2–4), 309–320, https://doi.org/10.1016/0264-3707(88)90037-3.

Tseng, T. L., H. C. Hsu, P. R. Jian, et al. (2016), Focal mechanisms and stress variations in the Caucasus and Northeast Turkey from constraints of regional waveforms, *Tectonophysics*, *691*, 362–374, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.028.

Urban, L., A. Cichowicz, and F. Vaccari (1993), Computation of analytical partial derivatives of phase and group velocities for Rayleigh waves with respect to structural parameters, *Studia Geophysica et Geodaetica*, *37*(1), 14–36, https://doi.org/10.1007/bf01613919.

Wessel, P., and W. H. F. Smith (1995), New version of the generic mapping tools, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *76*(33), 329–329, https://doi.org/10.1029/95EO00198.

Yanovskaya, T. B. (1997), Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, *33*(9), 762–765.

Yanovskaya, T. B., and P. G. Ditmar (1990), Smoothness criteria in surface wave tomography, *Geophysical Journal International*, *102*(1), 63–72, https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1990.tb00530.x.

Yanovskaya, T. B., E. S. Kizima, and L. M. Antonova (1998), Structure of the crust in the Black Sea and adjoining regions from surface wave data, *Journal of Seismology*, *2*(4), 303–316, https://doi.org/10.1023/a:1009716017960.

Zabelina, I., I. Koulakov, I. Amanatashvili, et al. (2016), Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography, *Journal of Asian Earth Sciences*, *119*, 87–99, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.01.010.