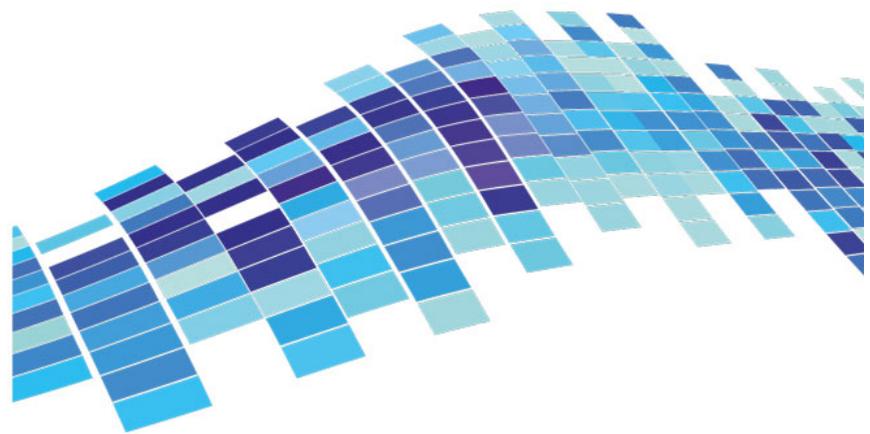


ISSN 2541-8912 (Print)
ISSN 2713-2161 (Online)

ГЕОСИСТЕМЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН



GEOSYSTEMS
of Transition Zones

2024 Том 8 № 4

Решением Научно-экспертного совета Морской коллегии
при Правительстве Российской Федерации
доктор геолого-минералогических наук, доцент, член редколлегии
нашего журнала, Ренат Белалович Шакиров награжден медалью
«За достижения в морской науке».

Редколлегия и редакция журнала «Геосистемы переходных зон» поздравляют
Рената Белаловича и его коллектив с этой неординарной наградой
и желают ему дальнейших успехов в морских научных исследованиях
и экспертной работе на международных площадках.



Научный журнал

Учредитель и издатель:

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской академии наук

Издаётся с января 2017 г.

Периодичность издания 4 раза в год

Scientific journal

Founder and Publisher:

Institute of Marine Geology and Geophysics
of the Far Eastern Branch
of the Russian Academy of Sciences

Published since January 2017

Periodicity: Quarterly

Основная задача журнала – информирование научной общественности, российской и зарубежной, о результатах изучения геосистем переходных зон Земли и связанных с ними проблем геофизики, геологии, геодинамики, сейсмологии, геоэкологии и других наук.

The main objective of the journal is informing of scientific community, Russian and foreign, about the results of researches in geosystems of the Earth's transition zones and related problems of geophysics, geology, geodynamics, seismology, geoecology and other sciences.

Журнал:

- индексируется в **Russian Science Citation Index (ядро РИНЦ)**;
- регистрируется в системе **CrossRef**. Научным публикациям присваивается идентификатор – DOI;
- включен в каталог **Ulrich's Periodicals Directory**;
- включен в международную базу научных журналов открытого доступа – **Directory of Open Access Journals (DOAJ)**;
- входит в **Перечень ВАК** – Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, доктора наук по следующим научным специальностям и соответствующим им отраслям науки:

- 1.6.1. Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика (*геолого-минералогические*)
 - 1.6.3. Петрология, вулканология (*геолого-минералогические*)
 - 1.6.9. Геофизика (*геолого-минералогические; физико-математические*)
 - 1.6.14. Геоморфология и палеогеография (*географические*)
 - 1.6.17. Океанология (*географические; геолого-минералогические; физико-математические*)
 - 1.6.20. Геоинформатика, картография (*физико-математические*)
 - 1.6.21. Геоэкология (*географические; геолого-минералогические*)
 - 1.5.15. Экология (*биологические*)
 - 1.1.8. Механика деформируемого твердого тела (*технические; физико-математические*)
- отнесен в Перечне ВАК к журналам II категории (K2).

The Journal is:

- indexed in **Russian Science Citation Index (RISC core)**;
 - registered in the **CrossRef** system. Scientific publications are assigned an individual identifier DOI;
 - included in the **Ulrich's Periodicals Directory** database;
 - included in the **Directory of Open Access Journals (DOAJ)**;
 - included in the **VAK List** – the List of peer reviewed scientific journals, in which main scientific results of dissertations for the Candidate of Sciences and Doctor of Sciences degrees in the following scientific specialties and corresponding branches of science should be published:
- 1.6.1. General and regional geology. Geotectonics and geodynamics (*Geology and Mineralogy*)
 - 1.6.3. Petrology and volcanology (*Geology and Mineralogy*)
 - 1.6.9. Geophysics (*Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
 - 1.6.14. Geomorphology and Paleogeography (*Geography*)
 - 1.6.17. Oceanology (*Geography; Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
 - 1.6.20. Geoinformatics and cartography (*Physics and Mathematics*)
 - 1.6.21. Geoecology (*Geography; Geology and Mineralogy*)
 - 1.5.15. Ecology (*Biology*)
 - 1.1.8. Mechanics of deformable solids (*Physics and Mathematics; Engineering*)
- it is assigned to the K2 category in the VAK list.

Адрес учредителя и издателя

ИМГиГ ДВО РАН
ул. Науки, 16, Южно-Сахалинск, 693022
Тел./факс: (4242) 791517
E-mail: gtrz-journal@mail.ru
Сайт: <http://journal.imgg.ru>

Postal address

IMGG FEB RAS
1B, Nauki Str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022
Tel. / Fax: (4242) 791517
E-mail: gtrz-journal@mail.ru
Website: <http://journal.imgg.ru>

© ИМГиГ ДВО РАН, 2024

Редакционная коллегия*Главный редактор*

Завьялов Петр Олегович, член-корреспондент РАН, д-р геогр. наук, заместитель директора, руководитель лаборатории взаимодействия океана с водами суши и антропогенных процессов, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

Заместитель главного редактора

Богомолов Леонид Михайлович, д-р физ.-мат. наук, директор, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Ответственный секретарь

Прытков Александр Сергеевич, канд. физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

- **Адушкин Виталий Васильевич**, академик РАН, д-р физ.-мат. наук, Институт динамики геосфер РАН; Московский физико-технический институт, Москва
- **Алексанин Анатолий Иванович**, д-р техн. наук, Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток
- **Быков Виктор Геннадьевич**, д-р физ.-мат. наук, Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск
- **Закупин Александр Сергеевич**, канд. физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск – *зам. главного редактора*
- **Ковалев Дмитрий Петрович**, д-р физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск
- **Кочарян Геворг Грантович**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт динамики геосфер РАН, Москва
- **Куркин Андрей Александрович**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Нижегородский государственный технический университет им. Р.Е. Алексеева, Нижний Новгород
- **Лабай Вячеслав Степанович**, д-р биол. наук, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск
- **Левин Владимир Алексеевич**, академик РАН, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт автоматизации и процессов управления ДВО РАН, Владивосток; Институт механики МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
- **Лучин Владимир Александрович**, д-р геогр. наук, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
- **Марапупец Юрий Валентинович**, д-р физ.-мат. наук, доцент, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Камчатский край, Паратунка
- **Огородов Станислав Анатольевич**, профессор РАН, д-р геогр. наук, чл.-корр. РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
- **Плехов Олег Анатольевич**, чл.-корр. РАН, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь
- **Разжигаяева Надежда Глебовна**, д-р геогр. наук, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток
- **Ребetsкий Юрий Леонидович**, д-р физ.-мат. наук, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва
- **Родкин Михаил Владимирович**, д-р физ.-мат. наук, Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва
- **Рыбин Анатолий Кузьмич**, д-р физ.-мат. наук, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия
- **Сасорова Елена Васильевна**, д-р физ.-мат. наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва

Editorial Board*Editor-in-Chief*

Peter O. Zav'yalov, Corr. Member of the RAS, Dr. Sci. (Geography), Deputy Director, Head of the Laboratory of land-ocean interactions and the anthropogenic impact, P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

Deputy Editor-in-Chief

Leonid M. Bogomolov, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Director, Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Executive Secretary

Alexander S. Prytkov, Cand. Sci. (Phys. and Math.), Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk

- **Vitaly V. Adushkin**, Academician of RAS, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Institute of Geosphere Dynamics of the RAS; Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow
- **Anatoly I. Alexanin**, Dr. Sci. (Eng.), The Institute of Automation and Control Processes of the FEB RAS, Vladivostok
- **Victor G. Bykov**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics of the FEB RAS, Khabarovsk
- **Alexander S. Zakupin**, Cand. Sci. (Phys. and Math.), Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk – *Deputy Editor-in-Chief*
- **Dmitry P. Kovalev**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk
- **Gevorg G. Kocharyan**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Professor, Institute of Geosphere Dynamics of the RAS, Moscow
- **Andrei A. Kurkin**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Professor, Nizhny Novgorod State Technical University n.a. R.E. Alekseev, Nizhny Novgorod
- **Vyacheslav S. Labay**, Dr. Sci. (Biology), Sakhalin Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk
- **Vladimir A. Levin**, Academician of RAS, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Professor, Institute of Automation and Control Processes of the FEB RAS, Vladivostok; Lomonosov Moscow State University, Moscow
- **Vladimir A. Luchin**, Dr. Sci. (Geogr.), V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Yuri V. Marapulets**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Associate Professor, Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation of the FEB RAS, Kamchatka Region
- **Stanislav A. Ogorodov**, Professor of RAS, Dr. Sci. (Geogr.), Corr. Member of the RAES, Lomonosov Moscow State University, Moscow
- **Oleg A. Plekhov**, Corr. Member of RAS, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Professor, Institute of Continuous Media Mechanics of the Ural Branch of the RAS, Perm'
- **Nadezhda G. Razjigaeva**, Dr. Sci. (Geogr.), Pacific Institute of Geography of the FEB RAS, Vladivostok
- **Yuri L. Rebetskiy**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow
- **Mikhail V. Rodkin**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of the RAS, Moscow
- **Anatoly K. Rybin**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek City, Bishkek, Kyrgyzstan
- **Elena V. Sadorova**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow

Редакционная коллегия

- **Сергеева Ирина Вячеславовна**, д-р биол. наук, профессор, Саратовский государственный аграрный университет им. Н.И. Вавилова, Саратов
- **Такахаши Хироаки**, профессор, Институт сейсмологии и вулканологии Университета Хоккайдо, Саппоро, Япония
- **Троицкая Юлия Игоревна**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород; Нижегородский гос. университет им Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород
- **Шакиров Ренат Белалович**, д-р геол.-минер. наук, доцент, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
- **Шевченко Георгий Владимирович**, д-р физ.-мат. наук, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск
- **Шеменда Александр Ильич**, профессор исключительного класса, Университет Ниццы София-Антиполис, Ницца, Франция
- **Ярмолук Владимир Викторович**, академик РАН, д-р геол.-минер. наук, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Editorial Board

- **Irina V. Sergeeva**, Dr. Sci. (Biology), Professor, Saratov State Vavilov Agrarian University, Saratov
- **Hiroaki Takahashi**, Professor, Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan
- **Yuliya I. Troitskaya**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Professor, Institute of Applied Physics of the RAS, Nizhniy Novgorod; Lobachevsky University, Nizhniy Novgorod
- **Renat B. Shakirov**, Dr. Sci. (Geol. and Miner.), Associate Professor, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Georgy V. Shevchenko**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Sakhalin Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk
- **Alexandre I. Chemenda (Shemenda)**, Dr. Sci. (Phys. and Math.), Professeur des Universités de Classe Exceptionnelle, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, France
- **Vladimir V. Yarmolyuk**, Academician of RAS, Dr. Sci. (Geol. and Miner.), Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the RAS, Moscow

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций. (Регистрационный номер ПИ № ФС 77-73243 от 13.07.2018 г.). Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны.

Переводчик Чера Анастасия Дмитриевна

Редактор к.ф.н. **Низяева Галина Филипповна**
Компьютерная верстка **Филимонкина Анна Александровна**
Дизайн **Леоненкова Александра Викторовна**

Адрес редакции журнала и типографии:
693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б.
gtrz-journal@mail.ru

Формат 60 × 84 /8. Усл. печ. л. 15.8.
Тираж 150 экз. Заказ 8055. Свободная цена.
Дата выхода в свет 26.12.2024.

Подписной индекс в Объединенном интернет-каталоге «Пресса России» (www.pressa-rr.ru) – 80882.
По вопросам распространения обращаться также в редакцию.

Translator Anastasiya D. Chera

Editor **Galina Ph. Nizyaeva**, Cand. Sci. (Phylology)
Desktop publishing **Anna A. Filimonkina**
Design **Alexandra V. Leonenkova**

Postal address of the Editorial Office and printing house:
1B, Nauki Str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022.
gtrz-journal@mail.ru

Sheet size 60 × 84 /8. Conv. print. sheets 15.8.
Number of copies 150. Order no. 8055. Free price.
Date of publishing 26.12.2024.

Subscription index in the United web-catalogue "Press of Russia" (www.pressa-rr.ru) – 80882.
Please also contact the Editorial Office for distribution.

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENT

Геофизика. Геотектоника и геодинамика

- Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева.* Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода . . . 261
- А.В. Маринин, Л.А. Сим.* Тектонические напряжения юго-восточной части Горного Алтая . . . 277
- С.И. Кузиков, О.А. Прохоров.* Тектонические движения и деформации в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (Северный Тянь-Шань) по данным многолетних космогеодезических наблюдений . . . 298

Геофизика, сейсмология

Механика деформируемого твердого тела

- С.А. Борняков, А.А. Добрынина, И.А. Пантелеев, В.А. Саньков, Д.В. Салко, Г.В. Встовский, А.И. Мирошниченко, А.Н. Шагун, А.Е. Синцов, А.А. Каримова.* Тектонофизическая модель очага тектонического землетрясения . . . 313

Геофизика, сейсмология

- Е.О. Макаров, Р.Р. Акбашев, В.Е. Глухов.* Вариации концентрации подпочвенных газов и электрического поля атмосферы перед некоторыми землетрясениями Камчатки . . . 328

Геофизика. Геоинформатика и картография

- С.А. Имашев.* Методика обнаружения аномалий в вариациях величины геомагнитного поля на основе искусственной нейронной сети (На рус. и англ. яз.) . . . 343

Геоинформатика и картография

Геоморфология и палеогеография

- Р.Ф. Булгаков.* Вклад гидроизостазии в современные изменения уровня морей и вертикальные движения твердой поверхности Земли для морей Дальнего Востока . . . 357

Гидрогеология. Геоэкология

- Тинь Хоа Ту, Р.Б. Шакиров, Нгуен Ван Хоанг, Тран Тхи Тхун Хуонг, Нгуен Тхе Чуен, Н.С. Ли, Е.В. Мальцева, А.Л. Веникова.* Оценка пополнения запасов подземных вод, с использованием метода кумулятивного оттока осадков, для провинции Бак Льеу, дельта реки Меконг, Вьетнам (На англ. яз.) . . . 367

Мониторинг опасных геологических процессов

- А.В. Дегтерев, М.В. Чибисова.* Вулканическая активность на Курильских островах в 2023 г. . . . 381

От редакции

- Тематический и авторский указатели статей, опубликованных в журнале «Геосистемы переходных зон» в 2024 г. (том 8) . . . 389

Geophysics. Geotectonics and geodynamics

- Yu.L. Rebetsky, N.A. Sycheva.* The stressed state of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region: reconstruction based on the modified algorithms of the cataclastic method . . . 261
- A.V. Marinin, L.A. Sim.* Tectonic stress of the southeastern part of the Gorny Altai . . . 277
- S.I. Kuzikov, O.A. Prokhorov.* Tectonic movements and deformations within the Bishkek local GPS network (Northern Tien Shan) based on long-term space geodetic observations . . . 298

Geophysics, Seismology

Mechanics of deformable solids

- S.A. Bornyakov, A.A. Dobrynya, I.A. Panteleev, V.A. Sankov, D.V. Salko, G.V. Vstovsky, A.I. Miroshnichenko, A.N. Shagun, A.E. Sintsov, A.A. Karimova.* Tectonophysical model of the tectonic earthquake focus . . . 313

Geophysics, Seismology

- E.O. Makarov, R.R. Akbashev, V.E. Glukhov.* Variations in the concentration of subsoil gases and the atmospheric electric field prior to some earthquakes in Kamchatka . . . 328

Geophysics. Geoinformatics and cartography

- S.A. Imashev.* Method for detecting anomalies in geomagnetic field variations based on artificial neural network. . . . 343

Geoinformatics and cartography

Geomorphology and Paleogeography

- R.F. Bulgakov.* The contribution of hydroisostasy to modern changes in sea level and vertical displacements of the solid surface of the Earth in the Far Eastern seas . . . 357

Gydrogeology. Geoecology

- Trinh Hoai Thu, R.B. Shakirov, Nguyen Van Hoang, Tran Thi Thuy Huong, Nguyen The Chuyen, N.S. Lee, E.V. Maltceva, A.L. Venikova.* Estimation of groundwater recharge using the cumulative rainfall departure method for Bac Lieu province, Mekong Delta, Vietnam . . . 367

Monitoring of geological hazards

- A.V. Degterev, M.V. Chibisova.* Volcanic activity on the Kuril Islands in 2023 . . . 381

From the Editorial Office

- Topical index of articles published in the journal "Geosystems of Transition Zones" in 2024 (volume 8) . . . 389

© Авторы, 2024 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Authors, 2024.
Content is available under Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК УДК 551.24.03

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.261-276>

<https://www.elibrary.ru/poihsb>

Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода

Ю. Л. Ребецкий[@], Н. А. Сычева

^{@E-mail:} reb@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Резюме. Представлены результаты новой реконструкции напряжений в земной коре Алтае-Саянской горной области и ближайших территорий по сейсмологическим данным с использованием новой модификации метода катакластического анализа (МКА) разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого. Базой реконструкции стал собранный из различных источников каталог механизмов очагов землетрясений, насчитывающий 584 события. В более ранних работах Ю.Л. Ребецкого с соавторами (2012, 2013 гг.) при исследовании Алтае-Саянской горной области были использованы данные Н.Д. Жалковского с соавторами (1995 г.) о фокальных механизмах 308 событий. В настоящей работе обсуждаются модифицированные алгоритмы, реализованные в последней версии программы STRESSseism, на основе которых и выполнена реконструкция напряжений. Расширение данных по фокальным механизмам обеспечило проведение инверсии напряжений с меньшим масштабом усреднения и позволило получить в каждом узле данные для большего числа временных интервалов квазигомогенного напряженного состояния. Построены карты распределения направлений оси наибольшего сжатия и геодинамического типа напряженного состояния, а также значения коэффициента Лодэ–Надаи, выполнено сравнение с результатами ранее проведенной реконструкции. На основе модификации алгоритма МКА получены устойчивые ориентации осей главных напряжений. Результаты реконструкции напряжений могут быть использованы для тектонофизического районирования опасных сегментов активных разломов.

Ключевые слова: тектонофизика, напряжения, землетрясение, фокальные механизмы

The stressed state of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region: reconstruction based on the modified algorithms of the cataclastic method

Yuri L. Rebetsky[@], Naylya A. Sycheva

^{@E-mail:} reb@ifz.ru

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. The article presents the results of a new reconstruction of stress in the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region and their adjacent territories based on seismological data, and using a new modification of the method of cataclastic analysis (MCA) of fault displacements by Yu.L. Rebetsky. The reconstruction is based on the catalog of earthquake focal mechanisms collected from various sources and comprising 584 events. In earlier works by Yu.L. Rebetsky et al. (2012, 2013), the data on focal mechanisms of 308 events obtained in the studies of N.D. Zhalkovsky et al. (1995) were used for studying the Altai-Sayan mountain region. This paper discusses the modified algorithms implemented in the latest version of the STRESSseism program, on the basis of which the stress reconstruction was performed. The extended data on focal mechanisms provided the stress inversion with a smaller averaging scale and allowed obtaining

data for a larger number of time intervals of the quasi-homogeneous stress state in each node. Distribution maps of the directions of the maximum compression axis and the geodynamic type of the stress state, as well as the value of the Lode–Nadai coefficient were constructed and compared with the results of the previously performed reconstruction. Based on the modification of the MCA algorithm, stable orientations of the axes of the principal stresses were obtained. The results of the stress reconstruction can be used for tectonophysical zoning of dangerous segments of active faults.

Keywords: tectonophysics, stress, earthquake, focal mechanisms

Для цитирования: Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 261–276. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.261-276>; <https://www.elibrary.ru/poihsb>

For citation: Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A. The stressed state of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region: reconstruction based on the modified algorithms of the cataclastic method. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 261–276. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.261-276>; <https://www.elibrary.ru/poihsb>

Финансирование

Работа проведена в рамках выполнения государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (№ 122040600089-4).

Funding

The work was carried out within the framework of the state task of the Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS (№ 122040600089-4).

Введение

Напряженно-деформированное состояние Алтая и Саян рассматривалось во многих работах [1–7 и др.]. В одних исследовались фокальные механизмы [2, 3], в других на основе фокальных механизмов рассчитывались сейсмотектонические деформации [4–7], в третьих выполнена реконструкция напряжений на основе метода катакластического анализа [1, 8–10].

На основе анализа данных о механизмах 453 землетрясений Алтая и Саян в работе [5] показано, что в условиях фиксированного геодинамического режима механизм землетрясений зависит от глубины гипоцентра. Основным фактором, определяющим характер геодинамического режима (с точки зрения сейсмического процесса), является уровень бокового (широтного) стеснения. В областях стесненного сжатия (к ним принадлежит Тянь-Шань) преобладают землетрясения взбросового типа. При нестесненном и умеренно-стесненном сжатии в Алтае-Саянской горной области чаще отмечаются горизонтальные сдвиги, а на малых глубинах – взбросы. Количественный анализ землетрясений Алтая и Саян по типу механизмов, представленный в работах [1–3, 11], показывает разнообразие фокальных механизмов не только по всей рассматриваемой территории, но и в очаговых областях земле-

трясений, что свидетельствует о сложном напряженном состоянии территории.

В результате тектонофизической реконструкции природных напряжений земной коры на основе данных 308 фокальных механизмов землетрясений Алтае-Саянской области [8] показана существенная неоднородность напряженного состояния. Это выражается не только в изменчивости простираения и погружения главных осей тензора напряжений, определяющих изменение геодинамического режима земной коры, но и в близком расположении областей повышенного и пониженного всестороннего тектонического давления по отношению к литостатическому давлению. Неоднородность поля напряжений установлена на основе геолого-структурных и морфоструктурных данных и в работе [12]. Наблюдаемая неоднородность обусловлена воздействием различных источников тектонических сил или сочетанием этих воздействий на исследуемой территории. В работе [13] представлена единая, детальная картина изменчивости поля напряжений для всего Центрально-Азиатского региона, полученная с помощью метода инверсии напряжений. В рамках проекта World Stress Map (WSM) систематически собираются данные о сильных землетрясениях для определения параметров напряженного состояния. Считается, что азимуты осей сжатия P опре-

деляют ориентацию максимального горизонтального напряжения S_{Hmax} . Выпуск базы данных WSM за 2016 г. [14] содержит результаты анализа регионального и глобального поля напряжений. Знание современного поля напряжений в земной коре является ключом к пониманию геодинамических процессов, таких как глобальная тектоника плит и землетрясения.

В последние годы активно развивается и используется метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений, разработанный в лаборатории тектонофизики Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. МКА содержит 4 этапа реконструкции напряжений. Подробное описание всех этапов представлено в работах [8, 15 и др.].

Целью данной работы является применение модифицированных алгоритмов МКА к анализу напряженного состояния территории Алтая–Саян и ближайших областей на основе собранного каталога фокальных механизмов очагов (584 землетрясения) и сравнение с результатами реконструкции напряжений, выполненной в работе [8] для этого же региона на основе 308 землетрясений.

В статье представлены результаты первых двух этапов новой реконструкции напряжений для Алтая и Саян (Западного и Восточного). Результаты реконструкции напряжений в дальнейшем могут быть использованы для тектонофизического районирования опасных участков активных разломов.

Исходные данные

Сбор данных по фокальным механизмам проводился по территории 78–105° в.д. и 45–55° с.ш. Эта территория шире, чем Алтай–Саяны, и включает Гобийский, Монгольский и Горный Алтай, Зайсанскую впадину, а также Южное Прибайкалье. Сбор данных по такой территории позволяет оценить напряженное состояние не только Алтая–Саян, но и ближайших областей. Для сбора данных и создания каталога фокальных механизмов использовались следующие источники: ФИЦ ЕГС РАН (Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба РАН») (<http://www.gsras.ru>); Землетрясения Северной Евразии [16]; ежегодник «Землетрясения России» [17] – 239 землетрясений за период 12.07.1998 – 22.10.2020;

данные Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения РАН (ИНГГ СО РАН) (<http://www.ipgg.sbras.ru>, отв. О.А. Кучай [18]) – 201 землетрясение, период 29.10.1963 – 25.07.2003; Global Centroid Moment Tensor (CMT) database (www.globalcmt.org/CMTsearch.html) – 81 землетрясение, период 03.08.1978 – 22.10.2021; данные из отдельных публикаций [1, 19, 20] – соответственно, 28 землетрясений (период: 27.12.1991 – 27.09.2003), 24 (период 21.09.1996 – 06.03.2006), 11 событий после землетрясения 15.05.1970.

В статье [1] представлены механизмы очагов наиболее сильных афтершоков Бусингольского (1991 г.) и Чуйского (2003 г.) землетрясений – 17 по первому и 11 по второму. Данные из этой работы добавлены в каталог с авторством (Kuchay_2012).

Статья [19] содержит 28 не опубликованных ранее решений механизмов очагов землетрясений для территории Южного Прибайкалья, Забайкалья, Тувы и Северной Монголии, определенных по знакам вступлений продольных волн на станциях Байкальской, Бурятской, Алтае-Саянской сетей Геофизической службы РАН и Монгольской национальной сети. Для всех представленных решений отсутствуют данные по глубине события. В рамках исследуемой нами территории произошли 24 землетрясения, они добавлены в каталог с авторством (Radziminivich_2021).

В работе [20] представлены решения фокальных механизмов очагов 11 событий (афтершоков и других землетрясений) в области одного из крупнейших землетрясений Алтая (15.05.1970 г., $M = 7$) – Урэг-Нурского и выполнен всесторонний анализ данных о сейсмическом процессе, вызванном этим землетрясением. Решения по фокальным механизмам были добавлены в каталог с авторством (Еманов_2012).

Для исключения дублируемых событий использовалась авторская программа. При отсутствии параметров главных осей снимаемых напряжений их расчет проводился на основе программ из пакета SEISMO (Matlab). В результате объединения всех источников был составлен итоговый каталог фокальных меха-

низмов, который включает 584 землетрясения за период 29.10.1963 – 22.10.2021 (в 1963 г. одно событие, реально каталог включает данные с 1967 по 2021 г.). Период с 1963 по 2003 г. представлен данными ИНГГ СО РАН. Данные ФИЦ ЕГС РАН представлены в основном событиями с 2000 по 2020 г. Данные СМТ малочисленны, включают землетрясения, произошедшие с 1978 по 2021 г. на территории Китая, Казахстана, Монголии и Байкальской рифтовой зоны (Южное Прибайкалье).

На рис. 1 приведена карта фокальных механизмов, где цвет механизма соответствует типу подвижки. Механизмы очагов на рассматриваемой территории разнообразны, и события с механизмами разного типа (взброс, сброс, горизонтальный сдвиг) могут происходить на близких участках. На рис. 2 а показано количественное распределение землетрясений в зависимости от типа подвижки в очаге (тип фокального механизма). Для определения типа подвижки использовались данные об углах

погружения главных осей напряжений (P_{plunge} , T_{plunge}) относительно горизонтальной плоскости. Согласно полученным данным, ~39 % от общего числа событий составляют взбросы и взбросо-сдвиги, ~25 % – горизонтальные сдвиги и взрезы, ~36 % в сумме приходится на сбросы и сбросо-сдвиги. К взрезам отнесены события с близвертикальным смещением крыльев.

Некоторые статистические характеристики каталога представлены на рис. 2. 25 % землетрясений имеют класс $K = 9.5$ ($M = 3.25$) (рис. 2 б). Наиболее равномерно представлен период с 1993 по 2003 г. (каталог ИНГГ СО РАН, отв. Кучай О.А.). Максимальное число событий приходится на 2013 г. 18.06.2013 г. произошло Бачатское землетрясение с $M_L = 6.1$, которое сопровождалось афтершоковой активностью (рис. 2 с). Глубина землетрясений большей частью до 35 км (рис. 2 d). Из-за плохо определяемых глубин очагов землетрясений [1] существует большое число событий (около 300), которым была при-

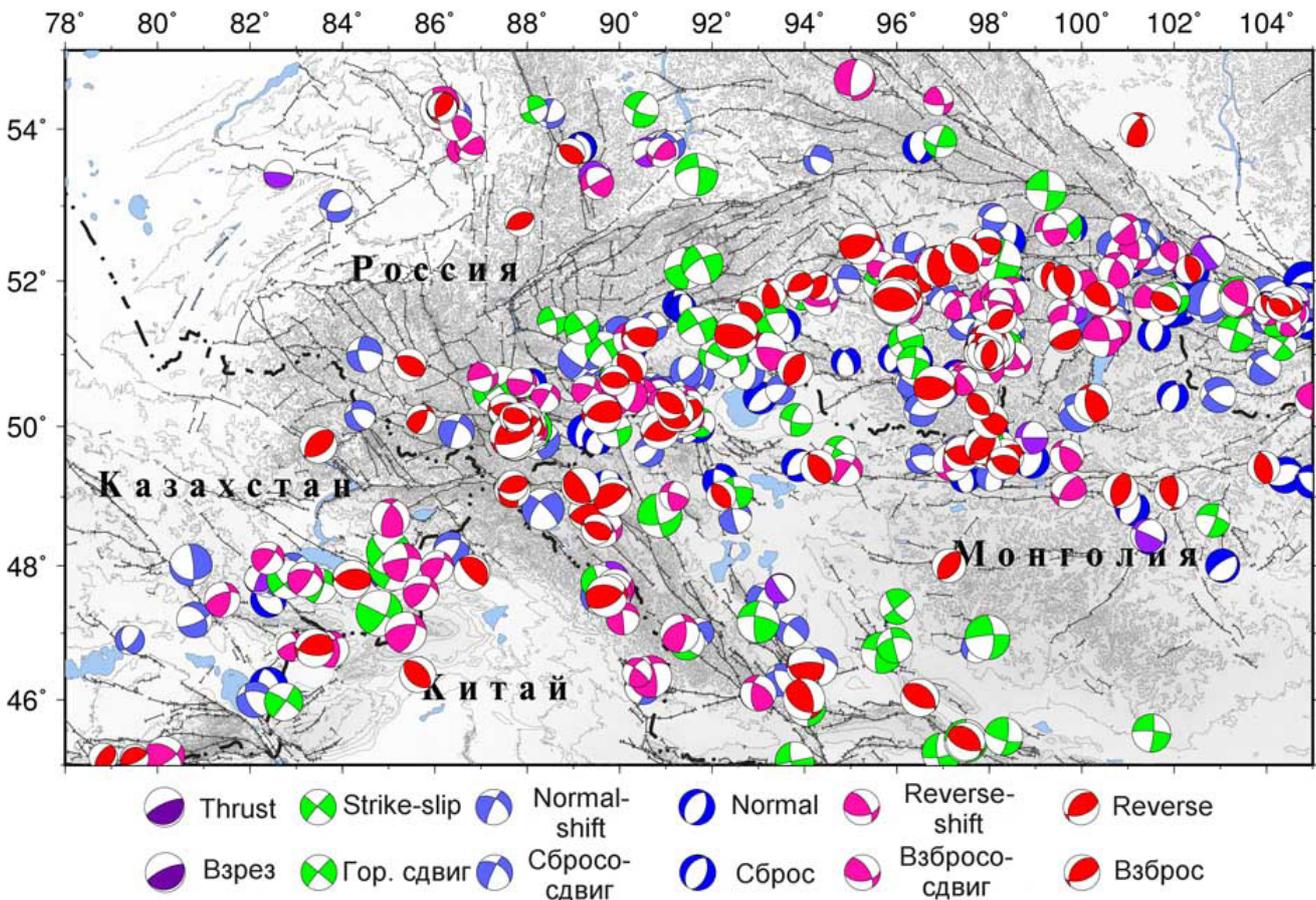


Рис. 1. Фокальные механизмы очагов землетрясений (584 события).
Fig. 1. Focal mechanisms of earthquakes (584 events).

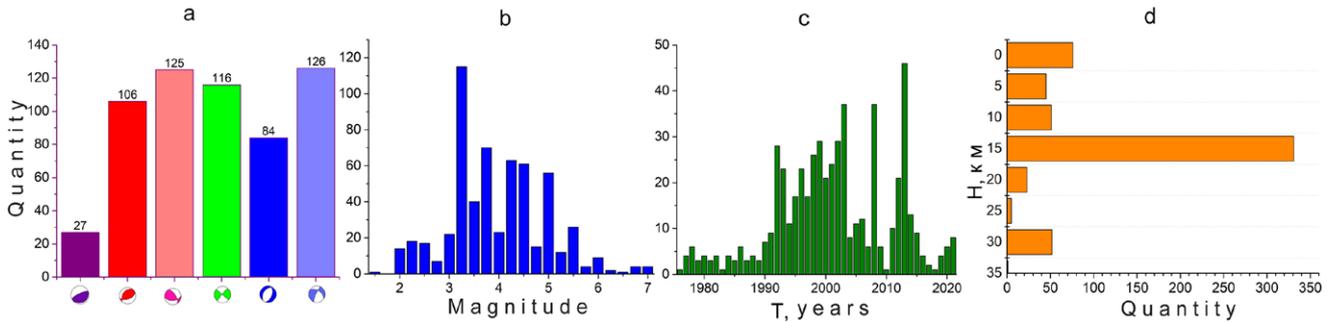


Рис. 2. Количественное распределение рассматриваемых землетрясений: (а) по типу подвижки в очаге (см. легенду к карте на рис. 1), (б) по магнитуде, (с) по годам, (д) по глубине.

Fig. 2. Quantitative distribution of the studied earthquakes: (a) by type of displacement in the earthquake focus (see legend to the map on Fig. 1), (b) by magnitude, (c) by years, (d) by depth.

своя глубина 15 км. Землетрясения глубже 30 км происходят на территории Монгольского и Гобийского Алтая.

Статистические характеристики параметров осей главных снимаемых напряжений позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. Построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения, а также графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей. При построении значения углов простирания усреднялись с шагом 5°, а углов погружения – с шагом 10°. Согласно полученным результатам, направление осей сжатия меняется от северо-северо-западного до северо-восточного (разброс ограничен сектором 325°–65°) (рис. 3 а). Наиболее ярко для осей сжатия выделяются три направления: северное, северо-северо-восточное и северо-восточ-

ное. Направление осей растяжения меняется от северо-западного до юго-западного (разброс ограничен сектором 210°–330°, рис. 3 б). Значительная часть осей растяжения имеет северо-северо-западное направление. Субгоризонтальное положение (до 30) имеют 65 % осей сжатия и 52 % осей растяжения (рис. 3 с).

Методика расчета реконструкции напряжений

Исследование современного напряженного состояния земной коры региона Алтая–Саян выполнялось на представленной в предыдущем разделе базе сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений. Для инверсии напряжений использовался программный комплекс STRESSseism. Процедуры этого комплекса построены на алгоритмах метода

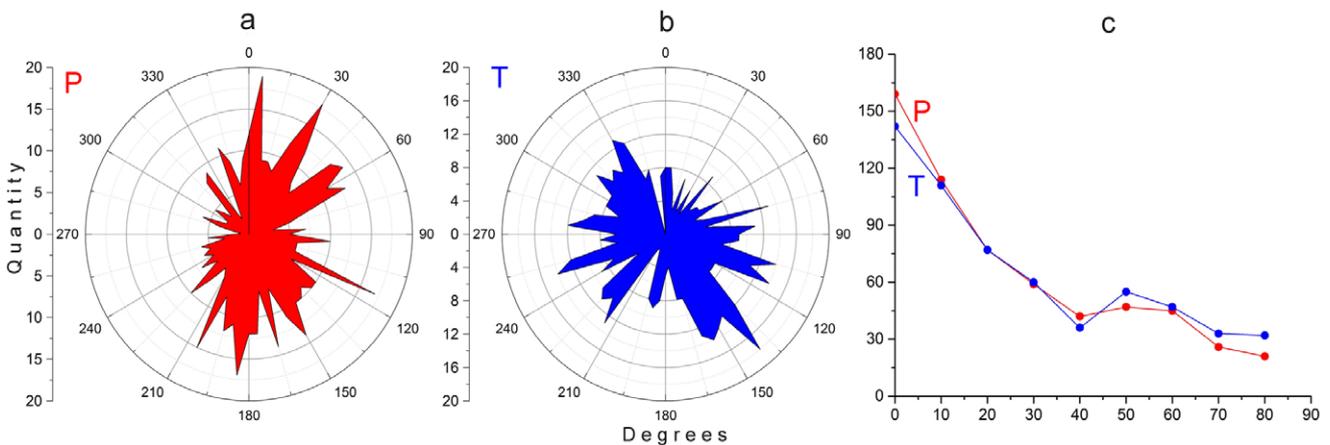


Рис. 3. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия Р (а), растяжения Т (б) и зависимость числа землетрясений от угла погружения главных осей напряжений Р и Т (с).

Fig. 3. Distribution diagrams of the azimuths of compression axes P (a) and tension axes T (b) and the dependence of the number of earthquakes on the immersion angle of the main stress axes P and T (c).

катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого [8, 15, 21, 22 и др.]. Алгоритм катакластического метода позволяет рассчитывать не только параметры эллипсоида напряжений (ориентацию его главных осей и форму – коэффициент Лоде–Надаи), но и параметры эллипсоида тензора приращений сейсмоструктурных деформаций (СТД) – первый этап реконструкции, а также напряжения, нормированные на прочность сцепления.

В МКА расчет тензоров приращений сейсмоструктурных деформаций выполняется на основе проверки данных (фокальных механизмов) на однородность. Область исследования определяется на основе критерия кумулятивности (взаимное пересечение) областей упругой разгрузки землетрясений и критерия диссипации упругой энергии для каждого землетрясения на искомом тензоре напряжений. Использование этих критериев позволяет именовать созданную выборку однородной. Она характеризует квазиоднородное деформирование отвечающего ей пространственного домена. Размер такого домена, к которому и относятся результаты расчета, зависит от плотности распределения землетрясений и их магнитуды. Расчет выполняется для доменов, в который попали 6 и более землетрясений. Такой подход применялся ранее при исследовании поля напряжений. Попадание в домен менее 6 землетрясений не позволяло провести инверсию для этого домена.

В данной работе выполнен поиск нового подхода к формированию выборки, который позволил бы увеличить площадь исследования. Проведено несколько предварительных реконструкций напряжений, целью которых был выбор оптимальных параметров создания однородных выборок землетрясений, характеризующих квазиоднородную фазу напряженного состояния участка коры вблизи узла расчета. Оптимальность определялась возможностью максимально плотного покрытия участков исследуемого региона, для которых имелись данные о фокальных механизмах землетрясений, узлами градусной сетки, для которых удавалось выполнить реконструкцию напряжений.

Последняя версия программы STRESSseism содержит несколько модификаций, каса-

ющихся как организации начальных выборок механизмов очагов землетрясений, так и более фундаментальных проблем: формы области хрупкого разрушения на диаграмме Мора; определяющего максимального принципа (см. о нем ниже), по которому проводится оптимальный выбор параметров эллипсоида напряжений.

Создание начальной выборки землетрясений

Программа STRESSseism варьирует масштаб усреднения в зависимости от плотности распределения эпицентров землетрясений, для которых имеются данные о механизмах очагов. В специальном файле программы («сценарии расчета» STRESS.map) задаются крайние точки по широте и долготе исследуемого региона и диапазон глубин, в пределах которых будет проводиться расчет напряжений. В этом же файле задаются предельные значения радиуса усреднения и коэффициенты, определяющие размер области упругой разгрузки в окрестности эпицентра землетрясения, а также максимальное число итераций, для которых идет постепенное увеличение радиуса усреднения до максимального значения.

Для коры Алтая–Саян расчет проводился для региона 78–105° в.д. и 45–55° с.ш. с шагом узлов сетки 0.25°. Максимальный радиус усреднения R_{\max} составлял 100 км при максимальном числе итераций I_{\max} , равном 6. Программа ориентирована на расчет по наименьшему радиусу усреднения, и поэтому в ней на каждом итерационном этапе происходит постепенное увеличение радиуса усреднения:

$$R_i = I R_{\max} / I_{\max}, I = 1, \dots, I_{\max}. \quad (1)$$

При этом в так называемую «начальную выборку» землетрясений включаются все землетрясения, эпицентры которых попадают внутрь области радиуса R_i . События, эпицентры которых расположены за пределами области радиуса R_i , включаются в начальную выборку в том случае, если радиус области упругой разгрузки этих землетрясений R_{eq} меньше R_i , т.е. если эти области упругой разгрузки накрывают узел расчета напряжений и тем самым создают вклад в тензор прира-

щений сейсмотектонических деформаций. Радиус упругой разгрузки зависит от магнитуды землетрясения, точности определения его эпицентра ($A1$) и параметра ($A3$), характеризующего скорость затухания деформаций за пределами очага землетрясения [23, 24].

Коэффициенты, определяющие размер области упругой разгрузки, принимали следующие значения: $A1 = 5$ км (точность локации эпицентра) и $A3 = 0.6$:

$$R_{eq} = A1 + A2 * 10^{(A3 * (1.24 + 0.8 * M) - 5)} \text{ км.} \quad (2)$$

Параметр $A2$ зависит от текущего радиуса усреднения R_i и рассчитывается программой автоматически.

Наш опыт реконструкции природных напряжений из данных о механизмах очагов землетрясений показывает, что для работы с исходными данными одного иерархического уровня необходимо использовать землетрясения с шириной магнитудного диапазона 2.5–3.5. В этом случае, с одной стороны, исключаются варибельные механизмы относительно слабых землетрясений, которые могут исказить результаты в отдельных узлах расчета, там, где число событий слабых магнитуд

достаточно большое. С другой стороны, исключаются сильные события, которые, имея большую область упругой разгрузки, будут влиять на результаты расчетов в большом числе узлов. Для Алтая–Саян был выбран магнитудный диапазон от 2.0 до 6.0, что определило участие в расчетах 567 землетрясений.

Область хрупкого разрушения на диаграмме Мора

Масштаб усреднения напряжений в МКА по данным о механизмах очагов землетрясений составляет первые десятки километров, достигая иногда 100 км и более [25, 26]. Это позволяет упростить зависимость параметров прочности от напряжений (см. рис. 4 а), полагая коэффициенты внутреннего (k_p) и статического поверхностного (k_s) трения, а также прочность сцепления τ_f постоянными.

В предыдущей версии программы STRESSseism было принято $k_s = k_f$ (рис. 4 б). Это является достаточно сильным упрощением реальной предельной линии прочности, которая имеет криволинейный вид (см. рис. 4 а), выполаживаясь при больших величинах сжимающих напряжений σ_{nn} . В этой работе

Рис. 4. Графическая схема предельных состояний на диаграмме Мора. Большие круги Мора касаются предельной линии прочности: (а) в виде криволинейной огибающей; (б) в виде прямолинейной предельной линии, параллельной линии сухого трения; (с) в виде прямолинейной предельной линии, не параллельной линии минимального сухого трения. 1 – предел хрупкой прочности (криволинейная или прямая линия); 2 – минимальное сопротивление «сухого» статического трения (стационарная стадия на разломе); 3 – касательные к предельной огибающей; 4 – предельное состояние на разломе, отвечающее максимальной прочности; 5 – напряженные состояния на участках разрыва, меньшие предельного; 6 – напряженное состояние минимального сопротивления хрупкого разрушения (точка К для (б) и (с)). А, В, С, F – предельные состояния хрупкого разрушения, Е – состояние, разделяющее область хрупкого (слева) и псевдопластического (справа) деформирования породы.

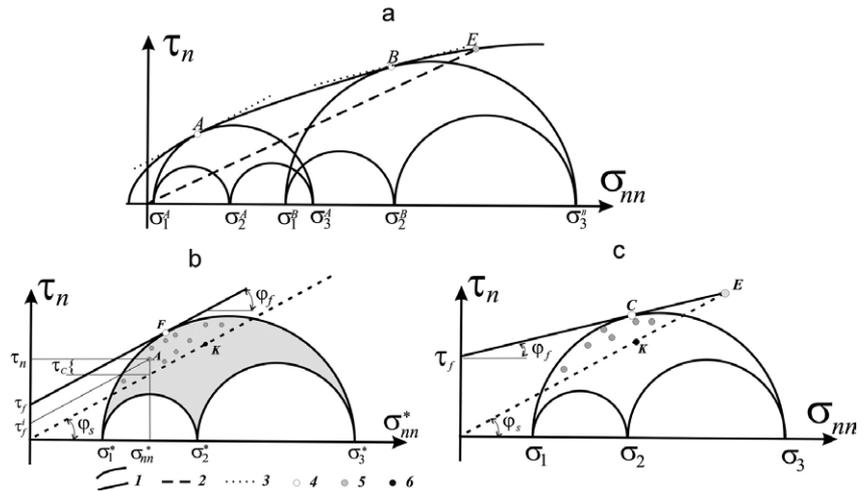


Fig. 4. Graphic schemes of limit states on the Mohr diagram. Large Mohr’s circles are tangent to the strength limit line: (a) in the form of a curved envelope; (b) in the form of a straight limit line parallel to the dry friction line; (c) in the form of a straight limit line not parallel to the minimum dry friction line. 1, brittle strength limit (curved or straight line); 2, minimum resistance of “dry” static friction (stationary stage on the fault); 3, tangents to the limit envelope; 4, limit state on the fault corresponding to the maximum strength; 5, stress states on the rupture sections less than the limit; 6, stress state of minimum resistance to brittle fracture (point K for (b) and (c)). A, B, C, and F indicate limit states of brittle fracture; E denotes the state dividing the region of brittle (left) and pseudoplastic (right) deformation of the rock.

расчет нормированных величин напряжений на втором этапе реконструкции МКА выполнялся для диаграммы хрупкой прочности Кулон–Мора, представленной на рис. 4 с. Здесь учитывается главная особенность реальной диаграммы хрупкой прочности (рис. 4 а), в которой максимальные значения кулоновых напряжений достигаются при низком уровне нормальных к разрыву напряжений σ_{nn} . Для этой диаграммы линия предельной хрупкой прочности не параллельна линии минимального сопротивления сухого трения, т.е. $k_s > k_f$.

Максимальный принцип

В работе был использован новый вид функции, максимум которой определяет единственность выбора параметров эллипсоида напряжений (ориентация осей главных напряжений и коэффициент Лоде–Надаи) в конце первого этапа реконструкции МКА. На этой стадии после суммирования квадрантов сжатия и растяжения механизмов очагов землетрясений из однородной их выборки на двух полусферах локализуются участки, в которых могут находиться искомые главные напряжения, соответственно, наибольшего и наименьшего сжатия. Ранее для этого использовалась функция следующего вида:

$$F = \sum \frac{1}{W^k} s_n^k \tau_{ns}^k \rightarrow \max, \quad (3)$$

где s_n^k и τ_{ns}^k – соответственно, вектор смещений и вектор касательного напряжения для k -го очага землетрясения с нормалью n^k ; W^k – характерный размер области упругой разгрузки в направлении нормали n^k .

Можно показать, что эта функция является произведением тензора приращений сейсмоструктурных деформаций на тензор напряжений. В теории пластичности такая функция именуется диссипативной. Достижение ею максимальных значений именуется максимальным принципом Мизеса. В теории пластичности этот принцип определяет совпадение главных осей тензоров напряжений и приращений пластических деформаций. Приложение этого принципа в теории хрупкого разрушения может приводить к ошибкам в определении осей главных напряжений на 15–20°. В МКА это сказывается в меньшей

степени, чем в других методах, так как он применяется на финальной стадии первого этапа, когда области возможного расположения осей главных напряжений на двух полусферах уже локализованы. Однако в каких-то случаях это также может происходить, например, в зонах субдукции на участках малой вариабельности механизмов очагов землетрясений.

В силу этого в новой версии МКА при определении максимальной функции предлагается использовать другой, достаточно стандартный подход, применяемый в теории пластичности, и в частности в теории псевдопластичности, ориентированной на изучение деформаций в горных породах [27, 28]. Здесь при выборе пластического потенциала используется функция текучести типа Кулона–Мора или Друккера–Прагера. В приложении к рассмотренной выше проблеме упруго-хрупкого тела будем использовать критерий Кулона–Мора:

$$\tau_{ns}^k - k_s |\sigma_{nn}^k| = \tau_f^k, \quad (4)$$

где σ_{nn}^k – нормальное напряжение на разрыве, τ_f^k – прочность сцепления k -го разрыва.

В этом случае функцию F и максимальный принцип на ее основе можно записать в следующем виде:

$$F = \sum \frac{1}{W^k} (s_n^k \tau_{ns}^k - k_s s_n^k |\sigma_{nn}^k|) \rightarrow \max \quad (5)$$

Этот вид максимальной функции F реализован в алгоритме модифицированной версии программы STRESSseism.

Реконструкция напряженного состояния

В статье представлены результаты новой реконструкции напряжений для Алтая и Саян (Западного и Восточного) первых двух этапов МКА и проведено их сопоставление с предыдущими результатами реконструкции напряжений [8] для Алтая и Западного Саяна (рис. 5 и 6). На рис. 5 показаны геодинамический тип напряженного состояния, значение коэффициента Лоде–Надаи и оси наибольшего горизонтального сжатия. Направления действия напряжений наибольшего горизонтального сжатия получены по правилам тензорного анализа, а не как азимуты осей наибольшего сжа-

тия [14]. Оси этих напряжений (рис. 5 в) были построены в большем масштабе усреднения, чем два других параметра напряженного состояния (рис. 5 а, б).

Согласно графике, приведенной на рисунках 5 а, б, в новой реконструкции для коры Алтая в основном представлены геодинамические типы напряженного состояния горизонтального сдвига и его сочетание с сжатием или растяжением. В то время как в работе [8] (рис. 6 а) имеются участки широкого представительства режимов горизонтального растяжения (кора Курайской и Чуйской впадин) и сжатия (кора севера Монгольского Алтая). Эти различия могут быть обусловлены особенностью напряженного состояния Алтая в период подготовки Алтайского землетрясения 2003 г.

Различия в значениях коэффициента Лодэ–Надаи также проявились в коре Алтая. В новой реконструкции (рис. 5 б) здесь больше представлены значения этого коэффициента, отвечающие его близости к чистому сдвигу ($-0.2 \dots 0.2$), а также его сочетанию с одноосным растяжением ($-0.2 \dots -0.6$) и одноосным сжатием ($0.2 \dots 0.6$). В реконструкции из работы [8] в большей степени представлены значения коэффициента Лодэ–Надаи, близкие к одноосному растяжению ($-0.6 \dots -1.0$).

Разница в ориентации осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия между новой реконструкцией и полученной в работе [8], также наблюдается для коры Алтая, в особенности в Монгольском Алтае.

Наибольшая близость результатов этих двух реконструкций наблюдается для Западного Саяна и Зайсанской впадины, хотя и здесь наблюдается уменьшение горизонтального сжатия за счет увеличения горизонтального сдвига. Небольшие частные различия в конкретных узлах расчета имеются также и в площадном распределении коэффициента Лодэ–Надаи при основном диапазоне от -0.6 до 0.6 .

Отмеченные различия в параметрах эллипсоида напряжений (его оси и его форма, определяемая коэффициентом Лодэ–Надаи) могут быть связаны: 1) с большим числом механизмов очагов землетрясений в новом каталоге механизмов (дополнительные 259 событий к 308, использованным в работе [8]);

2) с новым максимальным принципом расчета параметров эллипсоида напряжений (выражения (3)–(5)). В первом случае изменение параметров напряженного состояния связано с временными вариациями, а во втором – с изменением определяющего максимального принципа расчета напряжений.

Маловероятно влияние нового алгоритма создания начальной выборки землетрясений (выражения (1)–(2)) на результаты расчета в части параметров эллипсоида напряжений. Этот алгоритм сказывается на количестве узлов, в которых были получены данные о напряжениях.

Для выяснения причин различия в параметрах напряженного состояния в расчетах, проведенных в разное время и представленных на рисунках 5 и 6, были выполнены новые расчеты для новой версии программы STRESSseism на основе тех же сейсмологических данных (308 событий за 1963–2003 гг.), которые были использованы в работе [8] (см. рис. 7). Этот расчет следует сравнивать с результатами, представленными в работе [8] (рис. 6).

Видно, что распределение по площади типов геодинамических режимов в обоих расчетах достаточно схожее, кроме севера Монгольского Алтая. Здесь в реконструкции по работе [8] (старый алгоритм МКА) имеет место горизонтальное сжатие и его сочетание со сдвигом. В реконструкции по модифицированному алгоритму МКА здесь имеет место сочетание горизонтального сжатия со сдвигом. Такое, казалось бы, серьезное изменение напряженного состояния на самом деле обусловлено изменением угла погружения оси максимального сжатия на $15\text{--}25^\circ$.

Сравнивая результаты расчетов, представленные на рисунках 7 и 5, можно предположить, что изменения для коры западной части Алтая в районе Курайско-Чуйской впадины связаны с произошедшим сильным Алтайским землетрясением 2003 г. Здесь в прежних расчетах [8] получены результаты, характеризующие этот регион как горизонтальное растяжение и горизонтальное растяжение со сдвигом. В наших расчетах в этом регионе наблюдается горизонтальный сдвиг и горизонтальный сдвиг со сжатием.

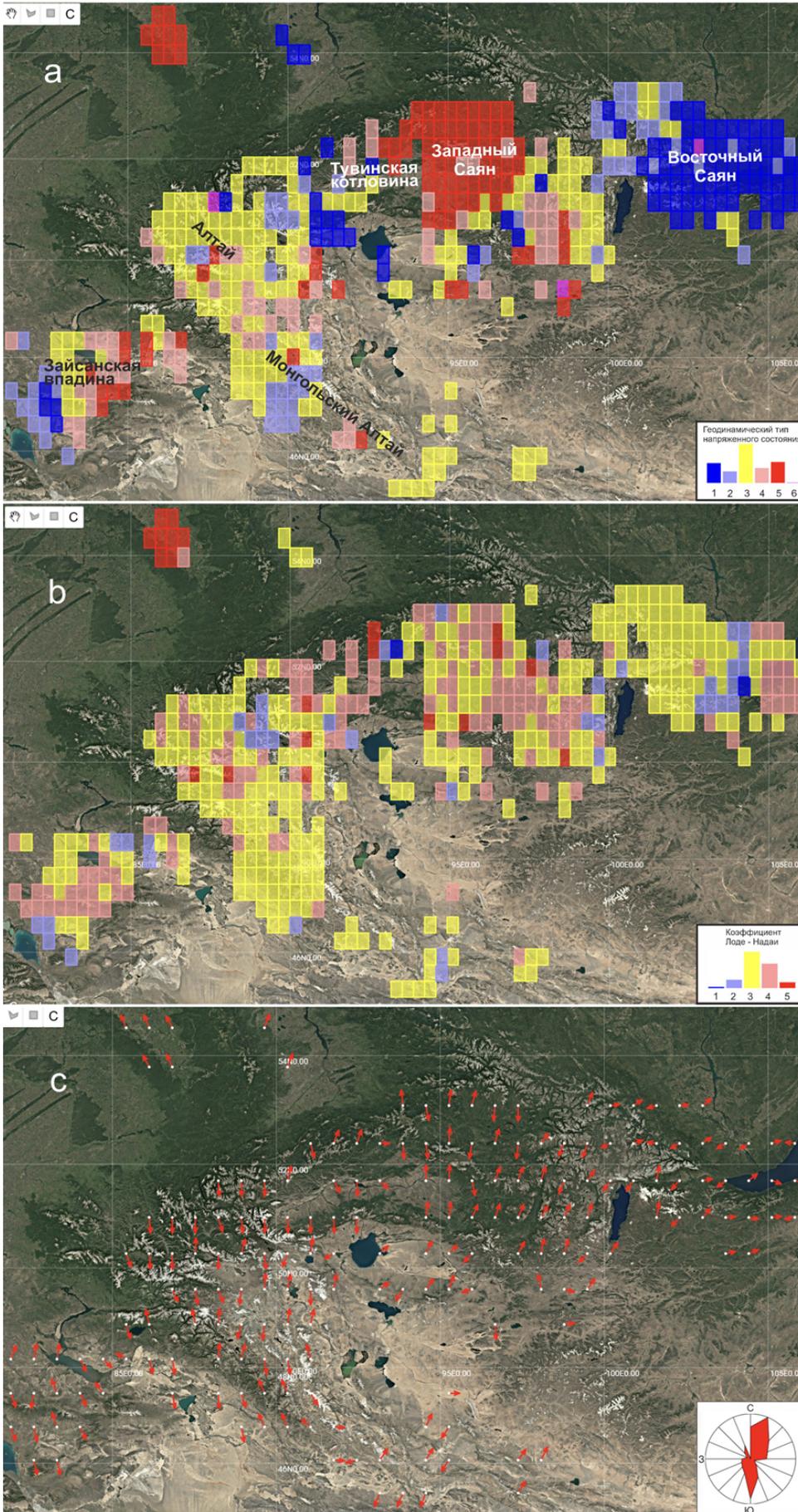


Рис. 5. Результаты, полученные в данной работе на основе анализа 567 событий: (а) геодинамический тип напряженного состояния: 1 – горизонтальные растяжения, 2 – горизонтальный сдвиг с растяжением, 3 – горизонтальный сдвиг, 4 – горизонтальный сдвиг со сжатием, 5 – горизонтальное сжатие, 6 – вертикальный сдвиг; (б) значение коэффициента Лодэ–Надаи: (1) $\mu_\sigma < -0.6$; (2) $\mu_\sigma < -0.2$; (3) $-0.2 \leq \mu_\sigma < 0.2$; (4) $\mu_\sigma \geq 0.2$; (5) $\mu_\sigma \geq 0.6$; (с) оси наибольшего горизонтального сжатия. Рисунки получены из Интернет-ресурса ИФЗ РАН («Тектонические напряжения Евразии»).

Fig. 5. The results obtained in this study based on the analysis of 567 events: (a) geodynamic type of stress state: 1, horizontal tension; 2, horizontal shear with tension; 3, horizontal shear; 4, horizontal shear with compression; 5, horizontal compression; 6, vertical shear; (b) the value of the Lode–Nadai coefficient: (1) $\mu_\sigma < -0.6$; (2) $\mu_\sigma < -0.2$; (3) $-0.2 \leq \mu_\sigma < 0.2$; (4) $\mu_\sigma \geq 0.2$; (5) $\mu_\sigma \geq 0.6$; (c) maximum horizontal compression axes. The images are obtained from the Internet resource of the IFZ RAN (“Tectonic stress of the Eurasia”).

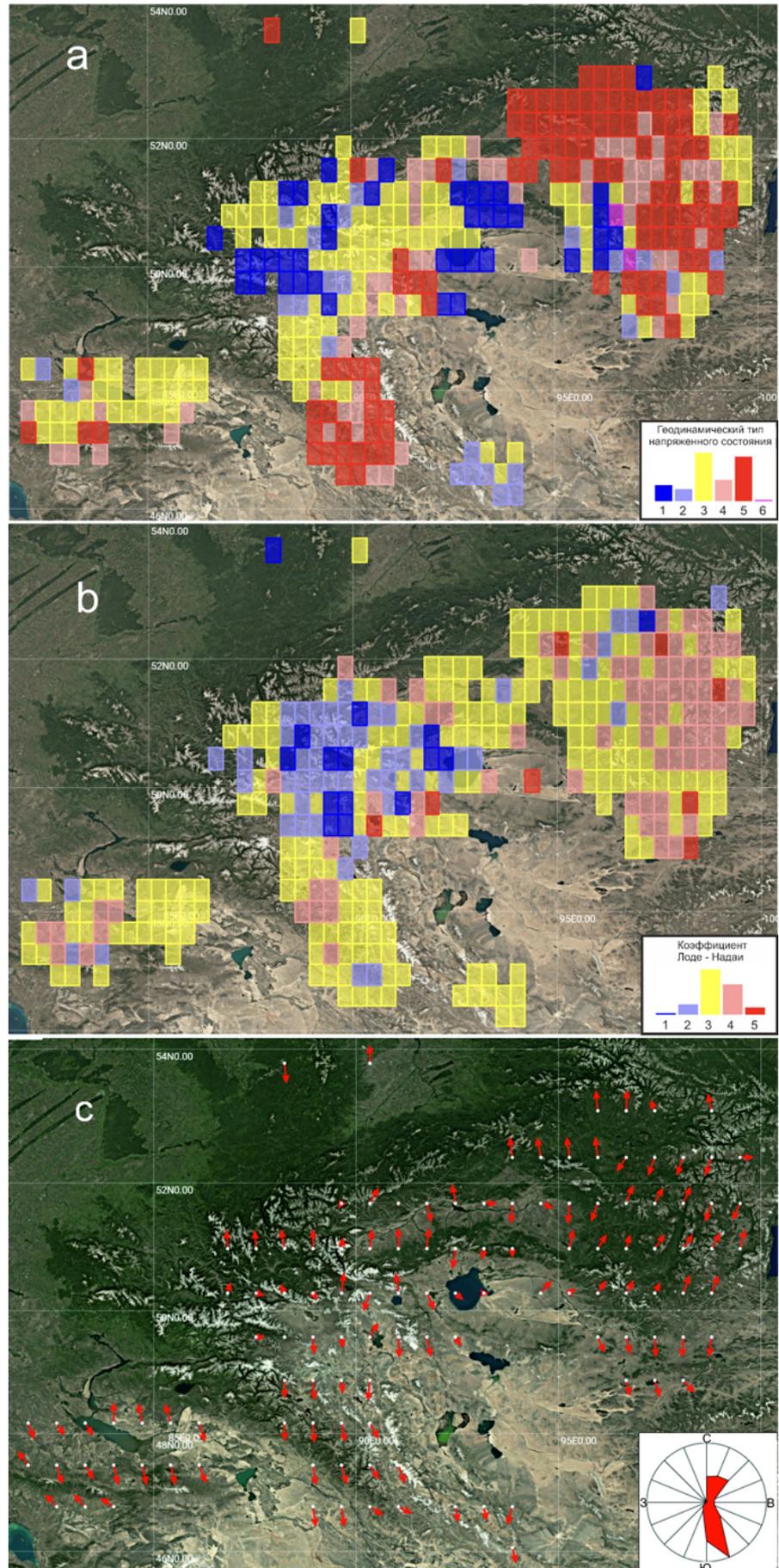


Рис. 6. Результаты, полученные в работе [8] на основе анализа 308 землетрясений: (а) геодинамический тип напряженного состояния; (б) значение коэффициента Лодэ-Надаи; (с) оси наибольшего горизонтального сжатия. Остальные обозначения см. в подписи к рис. 5.

Fig. 6. The results obtained in [8] based on the analysis of 308 earthquakes: (a) geodynamic type of stress state; (b) the value of the Lode-Nadai coefficient; (c) maximum compression axes. See also the captions to Figure 5.

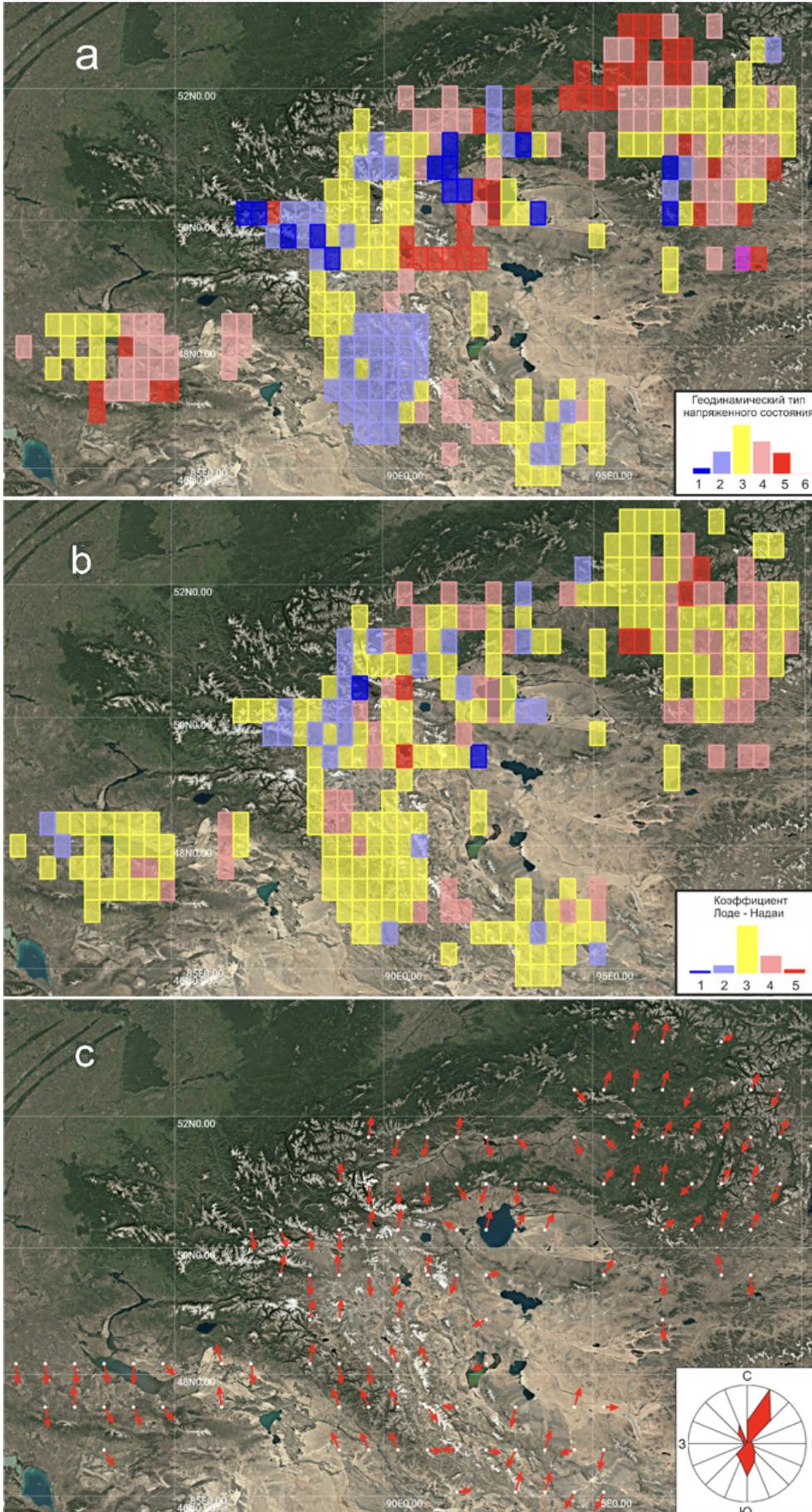


Рис. 7. Новый расчет по модифицированному алгоритму МКА по данным о 308 механизмах очагов землетрясений, использованных в работе [8]: (а) геодинамический тип напряженного состояния; (б) значение коэффициента Лодэ–Надаи; (с) оси наибольшего горизонтального сжатия. См. также подписи к рис. 5.

Fig. 7. A new calculation using the modified MCA algorithm based on 308 earthquake source mechanisms used in [8]: (a) geodynamic type of stress state; (b) the value of the Lode–Nadai coefficient; (c) maximum horizontal compression axes. See also captions to Figure 5.

Отсюда следует, что отмеченные выше разночтения в результатах расчетов (рисунки 5 и 6) связаны именно с алгоритмом нового максимального принципа. Сопоставление рисунков 5, 6, 7 показывает, что различия в ориентации главных напряжений за счет нового максимального принципа имеются, хотя не столь большие, в пределах $15\text{--}25^\circ$ (в отдельных точках отмечено 30°). Этим изменениям достаточно, чтобы в каких-то участках коры сменился тип геодинамического режима, например горизонтальный сдвиг на горизонтальный сдвиг с растяжением или со сжатием.

Заключение

Выполненная для коры Алтая–Саян и ближайших территорий реконструкция природного напряженного состояния по сейсмологическим данным на основе модифицированного алгоритма катакластического метода является следующей после совместной работы с О.А. Кучай в 2012 и 2013 гг. Эти реконструкции различаются не только по набору анализируемых данных (в прежней были использованы данные о фокальных механизмах 308 событий, в новой, финальной версии расчета – 567 событий из 584 собранных), но и по используемым при расчетах алгоритмам МКА.

Расширение банка анализируемых данных позволило выполнить инверсию напряжений с меньшим масштабом усреднения и получить в каждом узле данные для большего числа временных интервалов квазигомогенного напряженного состояния.

Использование новой модификации катакластического метода показало, что она позволяет получать устойчивые ориентации осей главных напряжений, которые лучше согласуются с теорией хрупкого разрушения в рамках подхода Кулон–Мора. Сравнение новой модификации метода со старым алгоритмом показывает, что различия в ориентации осей главных напряжений могут составлять $15\text{--}25^\circ$ и в отдельных случаях достигать 30° .

Полученные данные о напряженном состоянии коры Алтая–Саян следует рассматривать в качестве основы для тектонофизического районирования опасных участков активных разломов по степени опасности генерирова-

ния сильных землетрясений с магнитудой 7.0 и более, аналогично тому, как это сделано для Восточной зоны разломов в Турции [29] и разломов Байкальской рифтовой зоны [30]. Картирование активных разломов по степени опасности позволит выделить наиболее опасные участки и в дальнейшем проводить тектонофизический мониторинг изменения напряженного состояния и осуществлять наблюдение за движениями поверхности методами дистанционного зондирования.

Список литературы

1. Кучай О.А. 2012. Особенности поля напряжений афтершоковых процессов землетрясений Алтае-Саянской горной области. *Geodynamics & Tectonophysics*, 3(1): 59–68. <https://doi.org/10.5800/gt-2012-3-1-0062>
2. Цибульчик И.Д. 1975. Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Алтая и Саян. В кн.: *Сейсмичность Алтае-Саянской области* (отв. ред. А.В. Гайский): сб. науч. трудов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, с. 48–56.
3. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. 1995. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области. *Геология и геофизика*, 36(10): 20–30.
4. Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. 1999. Деформации земной коры и верхней мантии: проблема взаимообусловленности (Алтае-Саянская область). *Вулканология и сейсмология*, 4-5: 41–49.
5. Гольдин С.В., Кучай О.А. 2007. Сейсмоструктурные деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы блочно-коллизонной геодинамики. *Геология и геофизика*, 48(7): 692–723.
6. Гольдин С.В., Кучай О.А. 2008. Сейсмоструктурные деформации в окрестности сильных землетрясений Алтая. *Физическая мезомеханика*, 11(1): 5–13.
7. Сычева Н.А. 2023. Исследование сейсмоструктурных деформаций земной коры Алтае-Саянской горной области. Часть I. *Геосистемы переходных зон*, 7(3): 223–242. <https://doi.org/10.30730/gtr.2023.7.3.223-242>; <https://www.elibrary.ru/kttdqi>
8. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. 2013. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области. *Геология и геофизика*, 54(2): 271–291.
9. Лескова Е.В., Еманов А. А. 2014. Некоторые свойства иерархической модели напряженного состояния эпицентральной области Чуйского землетрясения 2003 г. *Физика Земли*, 3: 92–102.

10. Лескова Е.В., Еманов А.А. **2013**. Изменение поля тектонических напряжений с глубиной и во времени (по данным сейсмологического мониторинга 2003–2012 гг.). В кн.: *Материалы третьей молодежной школы-семинара. Т. 1. Современная тектонофизика. Методы и результаты*, с. 187–193.
11. Кучай О.А., Бушенкова Н.А. **2009**. Механизмы очагов землетрясений Центральной Азии. *Физическая мезомеханика*, 12(1): 17–24. EDN: OALPEF
12. Саньков В.А., Парфеевец А.В. **2020**. Кайнозойское напряженное состояние земной коры Монголии по геолого-структурным данным (обзор). *Геодинамика и тектонофизика*, 11(4): 722–742. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0503>
13. Karagianni I., Papazachos C.B., Scordilis E.M., Karakaisis G.F. **2015**. Reviewing the active stress field in Central Asia by using a modified stress tensor approach. *Journal of Seismology*, 19(2): 541–565. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9481-4>
14. Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M., Zoback M. **2018**. The World Stress Map database release 2016. Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744: 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
15. Ребецкий Ю.Л. **1997**. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании. *Доклады АН*, 354(1): 101–104.
16. Землетрясения Северной Евразии. URL: <http://www.gsras.ru/zse/contents.html>
17. Землетрясения России ...: Ежегодник. URL: <http://www.gsras.ru/zr/>
18. Кучай О.А. **2013**. Параметры механизмов очагов землетрясений Алтае-Саянской области: Свидетельство о государственной регистрации базы данных: Свид-во о прогр. RU 2013620060. № 20126211; заявл. 01.11.2012; опублик. 09.01.2013.
19. Радзиминович Н.А. **2021**. Механизмы очагов землетрясений юга Байкальского региона и Северной Монголии. *Геодинамика и тектонофизика*, 12(4): 902–908. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0562>
20. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Янкайтис В.В., Филина А.Г. **2012**. Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г., Ms = 7.0 (Монгольский Алтай): афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области. *Геология и геофизика*, 53(10): 1417–1429.
21. Rebetsky Yu.L. **1996**. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations. *Journal of Earthquake Prediction Research*, Beijing (China), 5(4): 557–573.
22. Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V. **1997**. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media. *Journal of Earthquake Prediction Research*, Beijing (China), 6(1): 11–36.
23. Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. **2016**. Учет закритического состояния геосреды и проблема дальнедействующего влияния очагов землетрясений. *Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле*, 4(32): 115–123.
24. Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. **2018**. О проблеме дальнедействующего влияния очагов землетрясений. *Вулканология и сейсмология*, 5: 53–66.
25. Ребецкий Ю.Л. **2003**. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений. *Доклады, РАН*, 388(2): 237–241.
26. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. **2018**. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. In: *Moment tensor solutions – A useful tool for seismotectonics*. Ed. Sebastiano D’Amico. Springer, p. 111–162. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_6
27. Макаров П.В., Еремин М.О. **2013**. Модель разрушения хрупких и квазихрупких материалов и геосред. *Физическая мезомеханика*, 16(1): 5–26. EDN: PYVJGJ
28. Stefanov Yu.P., Chertov M.A., Aidagulov G.R., Myasnikov A.V. **2011**. Dynamics of inelastic deformation of porous rocks and formation of localized compaction zones studied by numerical modeling. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 59(11): 2323–2340. <https://doi.org/10.1016/j.jmps.2011.08.002>
29. Тихоцкий С.А., Татевосян Р.Э., Ребецкий Ю.Л., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. **2023**. Караманрашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам. *Доклады АН*, 511(2): 228–235. <https://doi.org/10.31857/S2686739723600765>
30. Rebetsky Yu.L., Dobrynina A.A., Sankov V.A. **2024**. Tectonophysical zoning of active faults of the Baikal Rift System. *Geodynamics & Tectonophysics*, 15(4): 0775. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2024-15-4-0775>; EDN: LSSFVG

References

1. Kuchai O.A. **2012**. Specific features of fields of stresses associated with aftershock processes in the Altai-Sayan mountainous region. *Geodynamics & Tectonophysics*, 3(1): 59–68. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2012-3-1-0062>
2. Tsibulchik I.D. **1975**. Some results of the study of the stress state in the earthquake foci of Altai and Sayan. In: Gaisky A.V. (Ed.) *Seismicity of the Altai-Sayan region: Collection of scientific papers*. Novosibirsk: IGIG SO AN SSSR, p. 48–56.

3. Zhalkovsky N.D., Kuchai O.A., Muchnaya V.I. **1995**. [Seismicity and some characteristics of the stress state of the earth's crust in the Altai-Sayan region]. *Geology and Geophysics*, 36(10): 20–30. (In Russ.).
4. Kuznetsova K.I., Lukina N.V., Kuchai O.A. **1999**. Deformation of Earth crust and upper mantle: the problem of interdependence (Altai-Sayany area). *Volcanology and seismology*, 4-5: 41–49. (In Russ.).
5. Gol'din S.V., Kuchai O.A. **2007**. Seismic strain in the Altai-Sayan active seismic area and elements of collisional geodynamics. *Russian Geology and Geophysics*, 48(7): 536–557. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.005>
6. Gol'din S.V., Kuchai O.A. **2008**. Seismotectonic strains in the vicinity of severe Altai earthquakes. *Physical mesomechanics*, 11(1): 5–13. (In Russ.).
7. Sycheva N.A. **2023**. Study of seismotectonic deformations of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region. Pt I. *Geosistemy perexodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 7(3): 223–242. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2023.7.3.223-242>; <https://www.elibrary.ru/ktttdq>
8. Rebetsky Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V. **2013**. Stress state and deformations of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region. *Russian Geology and Geophysics*, 54(2): 206–222. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.011>
9. Leskova E.V., Emanov A.A. **2014**. Some properties of the hierarchical model reproducing the stress state of the epicentral area of the 2003 Chuya earthquake. *Izv., Physics of the Solid Earth*, 50(3): 393–402. <https://doi.org/10.1134/S1069351314030057>
10. Leskova E.V., Emanov A.A. **2013**. [Change in tectonic stress field with depth and time (according to 2003–2012 seismological monitoring data)]. In: *Materialy tret'ei molodezhnoi shkoly seminara. Vol. 1. Modern tectonophysics. Methods and results*, p. 187–193. (In Russ.).
11. Kuchay O.A., Bushenkova N.A. **2009**. Earthquake focal mechanisms in Central Asia. *Physical mesomechanics*, 12(1): 17–24. (In Russ.).
12. Sankov V.A., Parfeevets A.V. **2020**. The Cenozoic crustal stress state of Mongolia according to geological and structural data (Review). *Geodynamics & Tectonophysics*, 11(4): 722–742. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-4-0503>
13. Karagianni I., Papazachos C.B., Scordilis E.M., Karakaisis G.F. **2015**. Reviewing the active stress field in Central Asia by using a modified stress tensor approach. *Journal of Seismology*, 19(2): 541–565. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9481-4>
14. Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M., Zoback M. **2018**. The World Stress Map database release 2016. Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744: 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
15. Rebetsky Yu.L. **1997**. Reconstruction of tectonic stresses and seismotectonic strains: Methodical fundamentals, current stress field of Southeastern Asia and Oceania. *Doklady AN = Proceedings of the Academy of Sciences*, 354(4): 560–563.
16. *Earthquakes of Northern Eurasia*. URL: <http://www.gsras.ru/zse/contents.html>
17. *Earthquakes of Russia: Yearbook*. URL: <http://www.gsras.ru/zr/>
18. Kuchai O.A. **2013**. Parameters of earthquake focal mechanisms in the Altai-Sayan region: Certificate of state registration of the database: Certificate of program RU 2013620060. No. 20126211, declared 01.11.2012, publ. 09.01.2013. (In Russ.).
19. Radziminovich N.A. **2021**. Focal mechanisms of earthquakes of Southern Baikal Region and Northern Mongolia. *Geodynamics & Tectonophysics*, 12(4): 902–908. (In Russ.). <https://doi:10.5800/GT-2021-12-4-0562>
20. Emanov A.F., Emanov A.A., Leskova E.V., Kolesnikov Y.I., Yankaitis V.V., Filina A.G. **2012**. The $M_s = 7.0$ Uureg Nuur earthquake of 15.05.1970 (Mongolian Altai): The aftershock process and current seismicity in the epicentral area. *Russian Geology and Geophysics*, 53(10): 1090–1099. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.08.009>
21. Rebetsky Yu.L. **1996**. I. Stress-monitoring: Issues of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonic deformations. *Journal of Earthquake Prediction Research*, Beijing (China), 5(4): 557–573.
22. Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rosanova G.V., Fursova E.V. **1997**. II. Stress-monitoring: The modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media. *Journal of Earthquake Prediction Research*, Beijing (China), 6(1): 11–36.
23. Rebetsky Yu.L., Lermontova A.S. **2016**. Registration of supercritical conditions of geologic environment and challenges in earthquake source remote sensing. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle = Earth Sciences Bulletin of KRAESC*, 4(32): 115–123. (In Russ.).
24. Rebetsky Yu.L., Lermontova A.S. **2018**. On the long-range influence of earthquake rupture zones. *Journal of Volcanology and Seismology*, 12: 341–352. <https://doi.org/10.1134/s0742046318050068>
25. Rebetskii Yu.L. **2003**. Development of the method of cataclastic analysis of shear fractures for tectonic stress estimation. *Doklady Earth Sciences*, 388(1): 72–76.

26. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu. **2018**. The method of cataclastic analysis of discontinuous displacements. In: *Moment tensor solutions – A useful tool for seismotectonics*. Ed. Sebastiano D’Amico. Springer, p. 111–162. https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_6
27. Makarov P.V., M.O. Eremin M.O. **2013**. Fracture model of brittle and quasi-brittle materials and geomechanics. *Physical mesomechanics*, 16: 207–226. <https://doi.org/10.1134/s1029959913030041>
28. Stefanov Yu.P., Chertov M.A., Aidagulov G.R., Myasnikov A.V. **2011**. Dynamics of inelastic deformation of porous rocks and formation of localized compaction zones studied by numerical modeling. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 59(11): 2323–2340. <https://doi.org/10.1016/j.jmps.2011.08.002>
29. Tikhotsky S.A., Tatevosyan R.E., Rebetsky Yu.L., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S. **2023**. The 2023 Kahramanmaraş earthquakes in Turkey: Seismic movements along conjugated faults. *Doklady Earth Sciences*, 511: 703–709. <https://doi.org/10.1134/s1028334x23600974>
30. Rebetsky Yu.L., Dobrynina A.A., Sankov V.A. **2024**. Tectonophysical zoning of active faults of the Baikal Rift System. *Geodynamics & Tectonophysics*, 15(4): 0775. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2024-15-4-0775>; EDN: LSSFVG

Об авторах

Ребецкий Юрий Леонидович (<https://orcid.org/0000-0003-3492-2452>), доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией тектонофизики, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, reb@ifz.ru

Сычева Найля Абдулловна (<https://orcid.org/0000-0003-0386-3752>), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, ivtran@mail.ru

Поступила 05.11.2024

Принята к публикации 12.12.2024

About the Authors

Rebetsky, Yuri L. (<https://orcid.org/0000-0003-3492-2452>), Doctor of Physics and Mathematics, Head of the Laboratory of tectonophysics, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, reb@ifz.ru

Sycheva, Naylya A. (<https://orcid.org/0000-0003-0386-3752>), Candidate of Sciences (Physics and Mathematics), Senior Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, ivtran@mail.ru

Received 5 November 2024

Accepted 12 December 2024



Тектонические напряжения юго-восточной части Горного Алтая

А. В. Маринин[@], Л. А. Сим

^{@E-mail:} marinin@ifz.ru

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

Резюме. Полевыми тектонофизическими методами получены данные по напряженно-деформированному состоянию массива горных пород в районе Чуйской и Курайской впадин, расположенных в юго-восточной части Горного Алтая. Полученные в точках полевых наблюдений характеристики локальных стресс-тензоров использованы для определения усредненного регионального поля напряжений, ответственного за формирование региональной тектонической структуры. Тектоническое положение района в сложно построенном узле концентрации разрывных нарушений и различных палеофациальных зон определяет сложный характер единого усредненного поля напряжений. В области Чуйской и Курайской впадин выявлено северо-западное направление максимального горизонтального сжатия. Оно устанавливается на локальном уровне и на уровне усредненного поля напряжений по трем участкам наблюдений. Отклонение от генерального для Горного Алтая субмеридионального направления тектонического стресса и повышенное количество обстановок горизонтального растяжения по сравнению с другими областями Горного Алтая связано, на наш взгляд, со смещением по запад-северо-западным региональным праводвиговым структурам и изменением типа напряженного состояния внутри наложенных кайнозойских впадин. Подобные вариации характеристик поля напряжений отмечаются не только для реконструированных тектонических палеонапряжений, но и для изменений, происходящих в результате развития современных сейсмических процессов и связанных с ними землетрясений в этой активной в сейсмическом отношении области Горного Алтая.

Ключевые слова: Горный Алтай, Чуйская впадина, Курайская впадина, тектонические напряжения, разломная тектоника, разрывы, зеркала скольжения, реконструкция палеонапряжений

Tectonic stress of the southeastern part of the Gorny Altai

Anton V. Marinin[@], Lidiya A. Sim

^{@E-mail:} marinin@ifz.ru

Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia

Abstract. Data on the stress-strain state of the rocks in the area of the Chuya and Kuray depressions located in the southeastern part of the Gorny Altai were obtained using field tectonophysical methods. The characteristics of local stress tensors obtained at the field observation points were used to determine the averaged regional stress field responsible for the formation of the regional tectonic structure. The tectonic position of the area in a complex node of the concentration of faults and various paleofacial zones determines the nature of the single averaged stress field. In the area of the Chuya and Kuray depressions, the maximum horizontal compression was revealed, which is established at the local level and the level of the regional stress field of the three observation sites. The deviation from the submeridional direction of tectonic stress, which is general for the Gorny Altai, and the increased number of stress regimes of horizontal extension compared to other parts of the region are associated, in our opinion, with WSW regional dextral strike-slip structures and a change in the type of stress regime within the superimposed Cenozoic depressions. Such variations in the stress field characteristics are noted not only for paleostress inversion but also for the changes occurring as a result of the development of modern seismic processes and related earthquakes in this seismically active region of the Gorny Altai.

Keywords: Gorny Altai, Chuya depression, Kuray depression, tectonic stress, fault tectonics, slickenside, paleostress reconstruction (paleostress inversion)

Для цитирования: Маринин А.В., Сим Л.А. Тектонические напряжения юго-восточной части Горного Алтая. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 277–297. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.277-297>; <https://www.elibrary.ru/qiryvh>

Финансирование и благодарности

Исследование выполнено в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (№ FMWU-2022-0008).

Авторы выражают искреннюю благодарность своим коллегам, чьи материалы полевых наблюдений использованы при реконструкции тектонических напряжений в этой части Горного Алтая: И.В. Бондарю, Н.А. Гордееву, П.А. Каменеву, А.Р. Лукманову и др., а также Ю.Л. Ребескому, А.Ф. Еманову, А.А. Еманову и Е.В. Деву за помощь в организации полевых исследований на Горном Алтае.

Введение

Наши исследования проведены в пределах юго-восточной части Горного Алтая, где 27.09.2003 г. произошло сильное Чуйское (Алтайское) землетрясение с $M = 7.3$. Тектонические напряжения района неоднократно исследовались различными геологическими методами, в частности с использованием геологических индикаторов палеонапряжений/деформаций [1–4]. Начатыми в 90-х годах прошлого века исследованиями определено основное направление тектонического стресса в регионе ССВ простирания. При этом для Курайской зоны разломов предполагалась эволюция от режима горизонтального сдвига к режиму горизонтального сжатия при сходном направлении стресса [1]. Полученные позднее данные палеостресс-анализа на бортах Чуйской и Курайской впадин установили ССВ направление (для 6 локальных стресс-тензоров) и СЗ направление (для 8 локальных стресс-тензоров) максимального горизонтального сжатия. Причем для ССВ направления устанавливаются обстановки горизонтального сжатия и сдвига, а для СЗ простирания преобладают горизонтальное растяжение и сдвиг [4]. После Чуйского землетрясения активно исследовались сейсмогенные деформации и поля напряжений региона. Отмечаются сходные структурные рисунки на диаграммах трещиноватости и реконструи-

For citation: Marinin A.V., Sim L.A. Tectonic stress of the southeastern part of the Gorny Altai. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 277–297. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.277-297>; <https://www.elibrary.ru/qiryvh>

Funding and Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the state task of the Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS (No. FMWU-2022-0008).

The authors express their sincere gratitude to their colleagues, whose field observation materials were used in the reconstruction of tectonic stress in this part of the Gorny Altai: I.V. Bondar, N.A. Gordeev, P.A. Kamenev, A.R. Lukmanov, etc., as well as Yu.L. Rebetsky, A.F. Emanov, A.A. Emanov, and E.V. Deev for their assistance in organizing field research in the Gorny Altai.

руемые характеристики поля напряжений по замерам в коренных и рыхлых четвертичных отложениях. При этом определяется ССЗ простирание оси сжатия (с вариациями от широтного до меридионального направления) [3]. Проведенными исследованиями с использованием структурно-геоморфологического метода анализа разрывных нарушений в районе Чуйской и Курайской впадин установлено, что на новейшем этапе разломы деформируются при активном ССВ горизонтальном сжатии, при этом подчиненное значение имеют ССЗ и субмеридиональное направления сжатия [5, 6]. Исследование напряженно-деформированного состояния полевыми тектонофизическими методами интересно тем, что по данному региону получены подробные данные с использованием сейсмологических [7–10] и сеймотектонических методов [11]. В этой связи для проводимого исследования важны следующие вопросы: 1) насколько данные о тектонических напряжениях, получаемые на поверхности, соотносятся с данными по механизмам землетрясений; 2) как изменяются характеристики напряженно-деформированного состояния по площади.

Настоящая статья является продолжением работ авторов по изучению тектонических напряжений региона. Проведенные исследования показали существенную изменчивость

в ориентации осей главных напряжений и кинематике малых дизъюнктивов в пределах юго-восточной части Горного Алтая. Изменения типа напряженного состояния и ориентации осей главных напряжений происходят не только в разные тектонические эпохи, как это часто показывается при палеореконструкциях тектонических напряжений, но и в результате развития современных сейсмических процессов и связанных с ними землетрясений. Эти изменения часто обусловлены пространственным положением точки сбора информации, т.е. латеральными изменениями поля тектонических напряжений. Проблема интерпретации при реконструкциях палеонапряжений относительно недавно рассмотрена в статье [12]. В ней показано, что большинство определений, приведенных в работе [4], укладывается в параметры современного поля тектонических напряжений, а также предложен вариант интерпретации, опирающийся на выделение усредненного регионального поля напряжений по полученным локальным стресс-тензорам.

Целью данной работы является проведение реконструкции тектонических напряжений с использованием полевых тектонофизических данных и рассмотрение особенностей их интерпретации. Задачами исследования являлись: 1) определение параметров палеонапряжений по всем собранным в ходе полевых работ измерениям; 2) построение схем с направлением главных осей палеонапряжений, латерального горизонтального сжатия и типов напряженного состояния; 3) выделение сходных для всей исследованной территории характеристик напряженно-деформированного состояния и их сравнение с таковыми прилегающих районов; 4) выделение усредненного поля напряжений на отдельных участках наблюдения. По сравнению с предыдущими публикациями авторов исследование дополнено значительным количеством новых определений локальных стресс-тензоров в пределах Чуйской и Курайской впадин. Особое внимание уделено объединению полученных в локальных точках наблюдения данных о палеострессе в единое региональное поле напряжений.

Геологическое строение района исследований

Район имеет сложное строение с сочленением разновозрастных складчатых и структурно-формационных зон [13]. Исследования проведены в юго-западной части Алтае-Салаиро-Монгольской складчатой области [14] со сложной складчато-блоковой структурой. Палеозойские структурно-формационные зоны представлены на территории исследования сложной мозаикой, объединяющей Ануйско-Чуйскую, Бийско-Катунскую, Уймено-Лебедскую и Телецко-Чулышманскую зоны. На структуры раннепалеозойского складчатого фундамента наложены слабо деформированные (иногда почти не затронутые деформациями) отложения прогибов, впадин и грабенных, которые выполнены преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями палеозойского и кайнозойского возрастов [13]. Наложённые кайнозойские Чуйская и Курайская впадины разделены Чаган-Узунским (или Сукорским) массивом (блоком), сложенным докембрийскими и палеозойскими породами (рис. 1). Впадины ограничены на севере Курайской зоной разломов, а на юге Южно-Чуйским разломом [15].

Материалы и методы исследований

Материал наших исследований собран в районе Чуйской и Курайской впадин Горного Алтая в результате полевых тектонофизических работ 2018 и 2022 гг. Основные участки наблюдения: «Курай», «Чаган-Узун», «Бельтир» и «Джалгиз-Тобе» – расположены на бортах Чуйской и Курайской впадин (рис. 1), которые сложены преимущественно выходами палеозойских и местами допалеозойских образований. Для сравнения рассмотрены участки смежных районов «Акташ», «Бугузун» и «Чаган-Бургазы». Особое внимание было направлено на сбор, анализ и обработку данных по зеркалам скольжения. Основные сведения по ним собраны в породах допалеозойского и палеозойского возраста.

При полевых исследованиях и последующем определении напряженно-деформированного состояния задействованы структурно-парагенетический метод анализа малых дизъюнктивов [16] и метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [17, 18]. По всем собранным данным с определением кинематики зеркал скольжения проведен расчет в программе STRESSgeol [17, 18], использующей алгоритмы МКА разрывных смещений. В результате получены параметры напряженно-деформированного состояния в каждой точке наблюдения: положение осей главных напряжений (минимальных (σ_1), промежуточных (σ_2) и максимальных (σ_3) сжимающих напряжений), направление максимального горизонтального

сжатия, тип напряженного состояния и коэффициент Лоде–Надаи (μ_σ).

Для анализа полученных данных по точкам наблюдения задействован метод нахождения «общих» (усредненных) полей напряжений [19, 20], который основан на данных математического моделирования напряжений вокруг разрыва [21]. Согласно этим данным, на концах разрывов происходит изменение исходного «регионального» поля напряжений (рис. 2 А). В этом случае на стереограмме характер распределения выходов осей главных напряжений, определенных в окрестностях разрыва, можно описать конусом сжатия, в котором присутствуют оси максимального сжатия (σ_3) и не наблюдаются оси растяжений (σ_1)

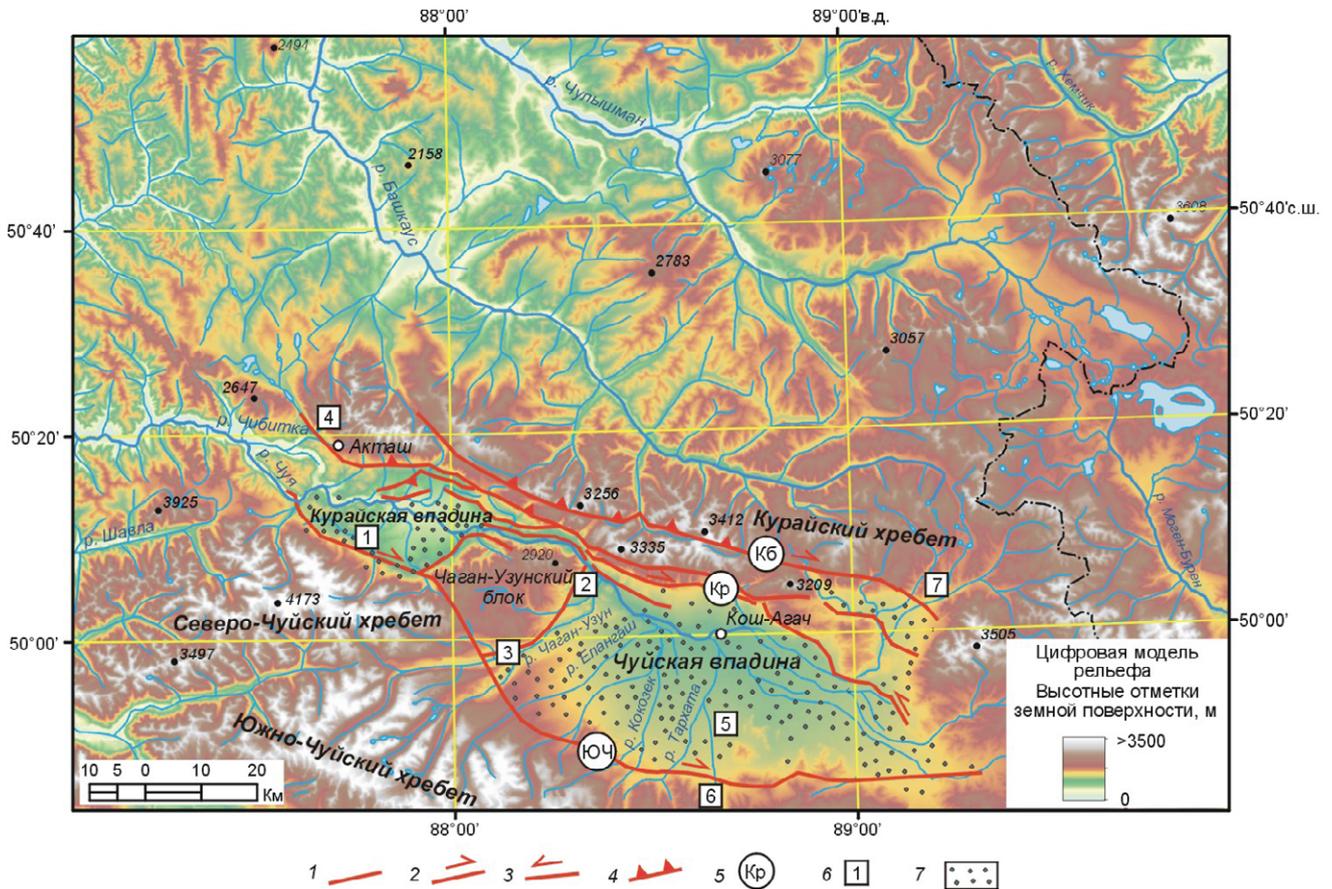


Рис. 1. Схема расположения участков исследований в районе Чуйской и Курайской впадин Горного Алтая. 1–3 – разрывные нарушения (по [15]): неопределенной кинематики (1), правые сдвиги (2), левые сдвиги (3); 4 – взбросы и надвиги; 5 – обозначения разрывных нарушений: К6 – Кубадринский разлом, Кр – Курайская зона разломов, ЮЧ – Южно-Чуйский разлом; 6 – обозначения участков исследований: 1 – «Курай», 2 – «Чаган-Узун», 3 – «Бельтир», 4 – «Акташ», 5 – «Джалгиз-Тобе», 6 – «Чаган-Бургазы», 7 – «Бугузун»; 7 – область выходов кайнозойских отложений.

Fig. 1. The scheme of the research area in the Chuya and Kuray depressions of the Gornyy Altai. 1–3, faults (according to [15]): (1) kinematically indeterminate; (2) dextral strike-slip faults; (3) sinistral strike-slip faults; (4) reverse faults and thrust faults; (5) names of faults: K6, Kubadrinsky fault; Kp, Kuray fault zone; Yuch, Yuzhno-Chuysky fault; (6) names of studied sites: 1, “Kuray”; 2, “Chagan-Uzun”; 3, “Beltir”; 4, “Aktash”; 5, “Dzalgiz-Tobe”; 6, “Chagan-Burgazy”; 7, “Buguzun”; (7) Cenozoic sediment output.

локальных стресс-тензоров, а также конусом растяжения, в котором имеются оси растяжения (σ_1), но нет осей максимального сжатия (σ_3) локальных стресс-тензоров (рис. 2 Б). Формирование этих локальных обстановок происходит в условиях усредненного (для определенного участка) или регионального поля напряжений.

Все локальные вариации напряженного состояния, вызванные смещением по разломам внутри заданного объема и определяемые в виде локальных стресс-тензоров при тектонофизической реконструкции, можно описать двумя конусами с углом при вершине 90° . Оси этих конусов взаимно перпендикулярны, точки их касания являются точками полюсов плоскостей действия максимальных касательных напряжений. Концентрация осей локальных стресс-тензоров в одноименных конусах может свидетельствовать либо о доминировании

обстановки растяжения в исследуемом объеме – если наблюдается в конусе растяжения (значение коэффициента Лоде–Надаи $\mu_\sigma \approx -1$), либо об обстановке сжатия при концентрации осей сжатия локальных стресс-тензоров в одноименном конусе (коэффициент Лоде–Надаи $\mu_\sigma \approx +1$). При относительно равномерном распределении осей локальных стресс-тензоров по площади стереограммы можно говорить на качественном уровне о трехосном напряженном состоянии со значениями коэффициента Лоде–Надаи около нуля (рис. 2 Б).

Результаты определения тектонических напряжений в точках наблюдения

После предварительной обработки и расчета в программе STRESSgeol получены данные по 42 локальным стресс-тензорам

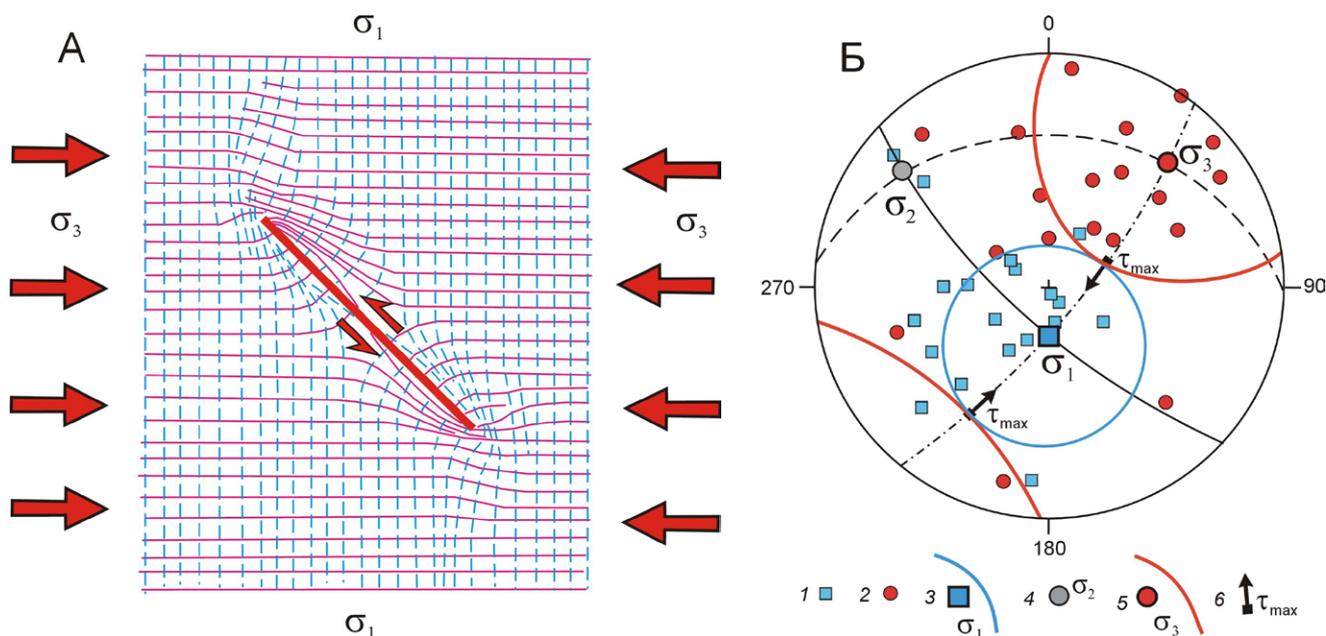


Рис. 2. (А) Траектории осей главных напряжений двумерного поля напряжений в окрестностях разрыва (левый сдвиг) после смещения его бортов. Оси и траектории максимального сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) показаны, соответственно, красным и синим цветом (по данным математического моделирования [21], с изменениями). (Б) Пример нахождения осей главных нормальных напряжений усредненного (регионального) поля напряжений в районе Воронцовского покрова на Западном Кавказе. На диаграмме (стереографическая проекция верхней полусферы) показаны: 1, 2 – оси главных напряжений локальных стресс-тензоров: 1 – минимальных (σ_1), 2 – максимальных (σ_3); 3–5 – положение полученных для усредненного поля напряжений конусов сжатия/растяжения и осей главных напряжений: 3 – минимальных (σ_1), 4 – промежуточных (σ_2), 5 – максимальных (σ_3); 6 – полюсы плоскостей действия максимальных касательных напряжений.

Fig. 2. (A) The trajectories of principal stress axes of the two-dimensional stress field in the vicinity of the rupture (sinistral strike-slip fault) after the displacement of its sides. The axes and trajectories of maximum compression (σ_3) and tension (σ_1) are shown in red and blue, respectively (according to mathematical modeling data [21], with changes). (B) An example of finding the principal stress axes of the averaged (regional) stress field in the area of the Vorontsovsky nappe in the Western Caucasus (B). The stereoplot (stereographic projection of the upper hemisphere) shows: (1, 2) the principal stress axes of local stress tensors: 1, tension (σ_1); 2, compression (σ_3); (3–5) position of compression/tension cones and the principal stress axes obtained for the averaged stress field: 3, tension (σ_1); 4, intermediate (σ_2); 5, compression (σ_3); (6) poles of the planes of maximum tangential stresses.

в 34 точках наблюдения, расположенных в пределах Чуйской и Курайской впадин и их бортов, а также разделяющего их Чаган-Узунского блока (участки «Чаган-Узун», «Бельтир» и «Курай»). Для сравнения приведены данные по расположенному к западу от Курайской впадины участку «Акташ» (район пос. Акташ, где расположена одноименная сейсмостанция). Здесь получено 54 определения локальных стресс-тензоров для 53 точек наблюдения. На смежных участках с севера («Бугузун») и юга («Чаган-Бургазы») сделано 16 и 7 определений соответственно. Результаты реконструкции приведены в таблице (см. приложение). Таблица содержит данные 119 определений по участкам:– «Курай» (1–10), «Чаган-Узун» (11–30), «Бельтир» (31–40), «Джалгиз-Тобе» (41, 42), «Акташ» (43–96), «Бугузун» (97–112) и «Чаган-Бургазы» (113–119). В ряде точек наблюдения выделено несколько этапов деформирования, которые обозначены буквенными индексами (А, Б, В). Выделение этапов в используемой нами для расчетов компьютерной программе STRESSgeol основано на принципе

разделения сколов на однородные выборки, которые определяют фазы квазиоднородного деформирования макрообъема. Принцип подчинен достижению максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз в рамках метода катакластического анализа разрывных смещений [17]. Расположенные в пределах близких обнажений точки наблюдения, имеющие несколько различную географическую привязку (координаты), маркировались одним номером с дополнительным цифровым индексом (см. таблицу, прил.). Измерения в близких пунктах проведены для установления выдержанности/изменчивости параметров напряженно-деформированного состояния в массиве горных пород, определяемых по геологическим стресс-индикаторам.

На построенных нами схемах с проекциями осей главных напряжений, направленными по их погружению (рис. 3 А, Б, В) в пределах рассматриваемого района Чуйской и Курайской впадин, видна значительная изменчивость в их положении. При этом даже в ближайших

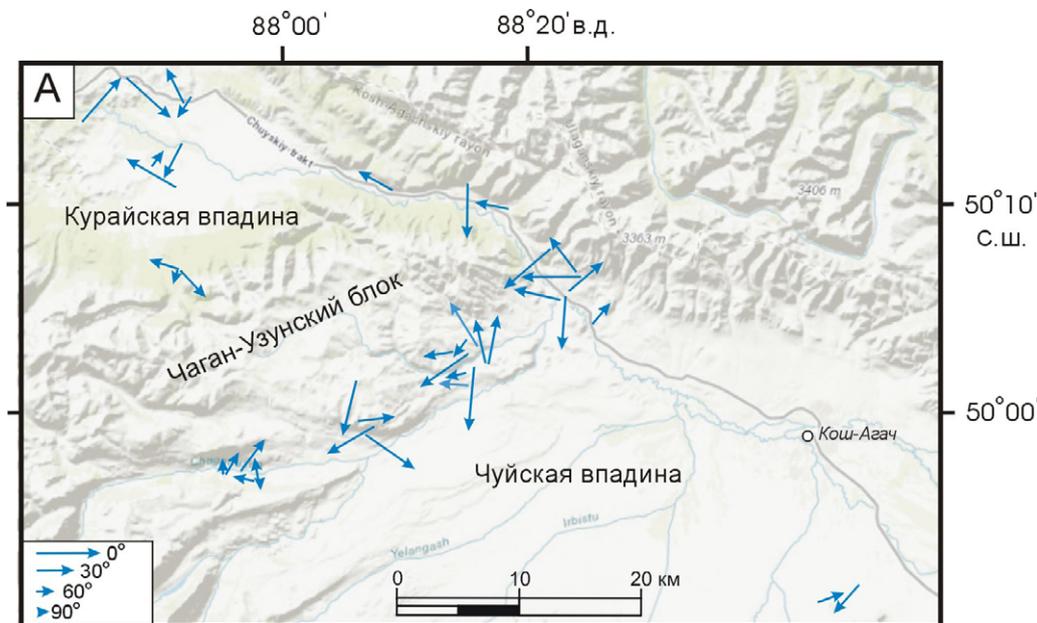


Рис. 3. Оси минимальных сжимающих напряжений (А), промежуточных сжимающих напряжений (Б), максимальных сжимающих напряжений (В) района Чуйской и Курайской впадин. Показаны проекции осей со стрелками в сторону погружения, а их длина указывает на угол наклона оси: на врезке показана длина при наклоне в 0, 30, 60 и 90°. Здесь и на рисунках 4–6 использованы данные Arc GIS Earth для отображения рельефа.

Fig. 3. The axes of tension (A), the axes of intermediate stress (B), and the axes of maximum compression stress (B) in the area of the Chuya and Kuray depressions. Projections of the axes with arrows in the dip direction are shown, and their length indicates the angle of inclination of the axis: the inset shows the length at an inclination of 0, 30, 60, and 90°. In the figures 3–6, the ArcGIS Earth data are used to display the terrain.

друг к другу точках наблюдения (маркированных одним номером) иногда устанавливаются различающиеся положения осей главных напряжений (например, для приведенных в таблице точек наблюдения 22917-1 и 22917-2, 22900-1 и 22900-2).

Оси минимального сжатия (растяжения) погружаются в разных направлениях, с некоторым преобладанием погружения в юж-

ных румбах. Довольно много и осей с большими углами погружения (короткие стрелки на рис. 3 А). Промежуточные оси (σ_2) часто погружаются в широтном направлении, но есть также СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ направления погружения. Характерно, что для изученного района определено относительно немного промежуточных осей с субвертикальным погружением по сравнению с другими районами Горного

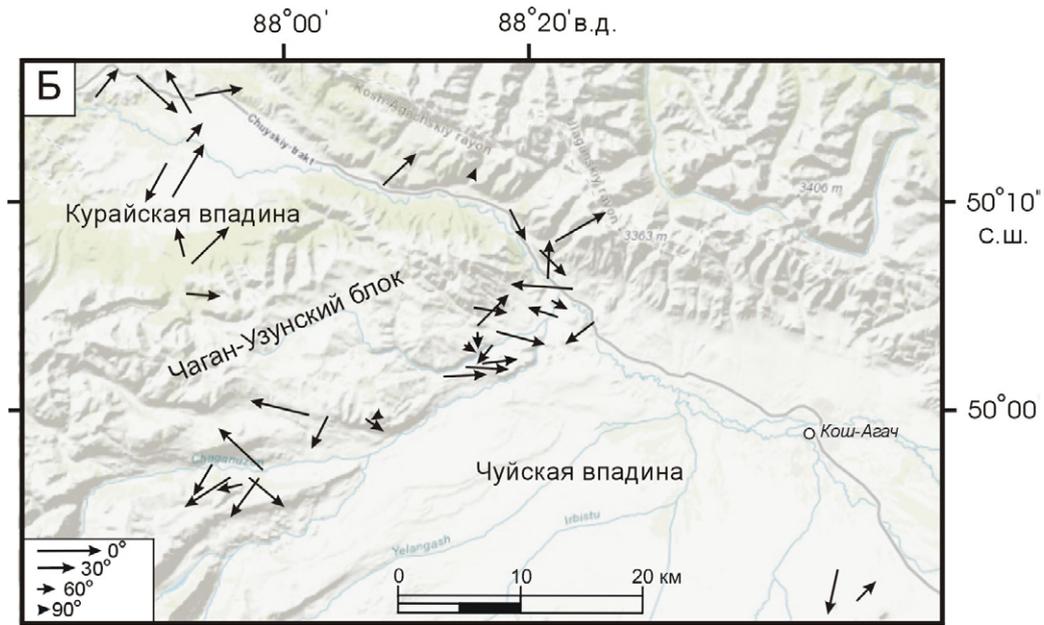


Рис. 3 (продолжение). (Б) Оси промежуточных сжимающих напряжений района Чуйской и Курайской впадин.
 Fig. 3 (continued). (B) The axes of intermediate stress in the area of the Chuya and Kuray depressions.

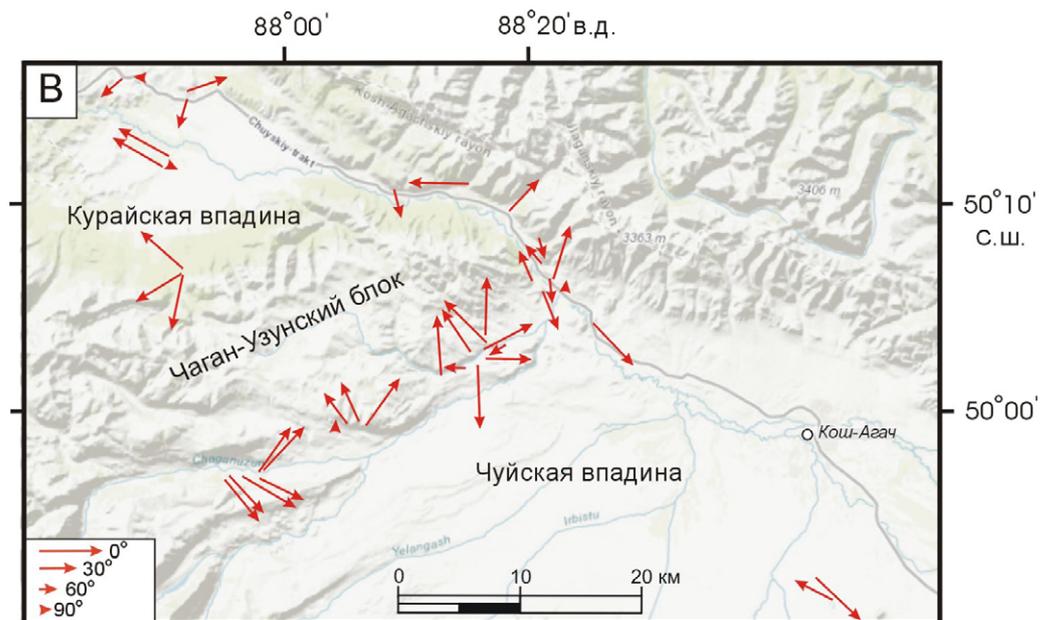


Рис. 3 (продолжение). (В) Оси максимальных сжимающих напряжений района Чуйской и Курайской впадин.
 Fig. 3 (continued). (B) The axes of maximum compression stress in the area of the Chuya and Kuray depressions.

Алтая, в которых устанавливается преобладание обстановок горизонтального сдвига, например для района долины р. Катунь [22]. Для осей максимального сжатия характерны пологие СЗ или ЮВ направления погружения, но также присутствуют СВ, ЮЗ и субмеридиональные направления.

В случае субвертикальной ориентации оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) простираение ее проекции (стрелки на рис. 3 В) может существенно отличаться от простираения максимального горизонтального сжимающего напряжения (максимального горизонтального сжатия), которое по определению горизонтально ориентировано. Поэтому для лучшего понимания латеральной направленности тектонического стресса во всех точках наблюдения в районе Чуйской и Курайской впадин нами рассчитана ориентация оси максимального горизонтального сжатия (рис. 4). По полученным данным преобладает СЗ направление. Кроме того, на розе-диаграмме виден максимум с широтным положением оси, а также менее проявленные в рассматриваемом районе меридиональное и СВ простираение максимального горизонтального сжатия. Для соседнего участка «Акташ», напротив, резко преобладает СВ

направление максимального горизонтального сжатия. Участок расположен в месте пересечения разноплановых тектонических структур, относящихся к разным структурно-фациальным зонам. Полученные здесь определения локальных стресс-тензоров отличаются значительным разбросом, как по ориентации осей главных напряжений, так и по типам напряженного состояния.

Выделенные в пределах рассматриваемого района Чуйской и Курайской впадин на основе метода катакластического анализа этапы деформирования приведены на рис. 5. Каждый рассчитанный этап (А, Б, В) отличается от последующего числом использованных в выборке зеркал скольжения (в сторону уменьшения, см. таблицу). Таким образом, наиболее представительным по количеству наблюдаемых структур (зеркал скольжения) является этап деформирования А. В 6 точках наблюдения выделено по 2 этапа деформирования, а в одной точке – 3 этапа (рис. 5). Во всех подобных точках наблюдения с выделенными этапами в качестве одного из направлений латерального стресса присутствуют локальные стресс-тензоры с СЗ направлением сжатия (6 определений) или широтным (2 определения). Дру-

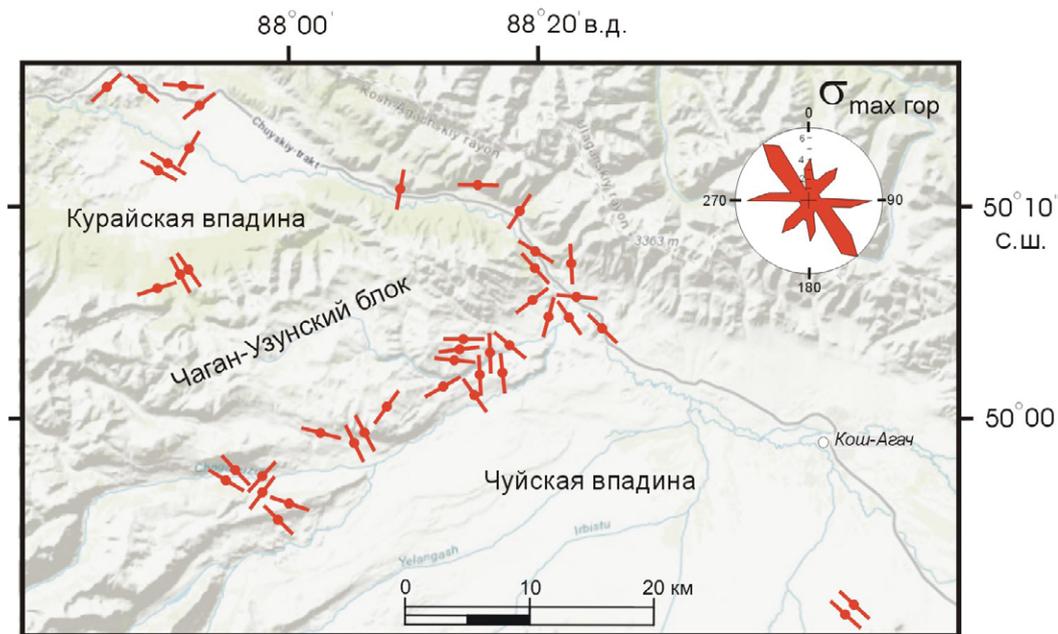


Рис. 4. Ориентировка оси максимального горизонтального сжатия в районе Чуйской и Курайской впадин. В правом верхнем углу роза-диаграмма направлений максимального горизонтального сжатия (по данным расчетов в программе STRESSgeol).

Fig. 4. Orientation of the maximum horizontal stress in the area of the Chuya and Kuray depressions. The rose diagram in the upper right corner shows the directions of maximum horizontal stress (according to calculations in the STRESSgeol program).

гие выделяемые простирания максимального горизонтального сжатия связаны с СВ (5 определений) и меридиональным (2 определения) направлениями. Меридиональное и широтное направления проявлены в 2 точках наблюдения и могут представлять своеобразную вариацию поля напряжений (оба определения оказываются развернутыми относительно большинства осей главных напряжений других стресс-тензоров). Собранных к настоящему времени данных недостаточно для выделения устойчивых структурных парагенезов, которые можно было бы связать с выделенными этапами и тем более определить их хронологическую последовательность. Отметим лишь, что полученные направления тектонического стресса фиксируются разными методами и для современного напряженного состояния.

На двух смежных участках (рис. 1, участки «Бугузун» и «Чаган-Бургазы»), располо-

женных непосредственно к северу от Чуйской впадины (долина р. Бугузун) и к югу от нее (долина р. Чаган-Бургазы), преобладают обстановки горизонтального сдвига (8 определений) и горизонтального сжатия (4 определения) соответственно. Следует отметить, что для участка «Бугузун» характерно ССЗ и реже – ВСВ простирание оси максимального сжатия. На участке «Чаган-Бургазы», как и в районе Чуйской и Курайской впадин, хорошо проявлено СЗ направление максимального сжатия, которое в южной части участка сменяется субширотным (ВСВ), но при этом уже промежуточная ось главных нормальных напряжений приобретает СЗ ориентацию.

Среди типов напряженного состояния практически в равном соотношении представлены обстановки горизонтального сдвига, горизонтального растяжения и горизонтального сжатия (рис. 6). Надо отметить, что в рассма-

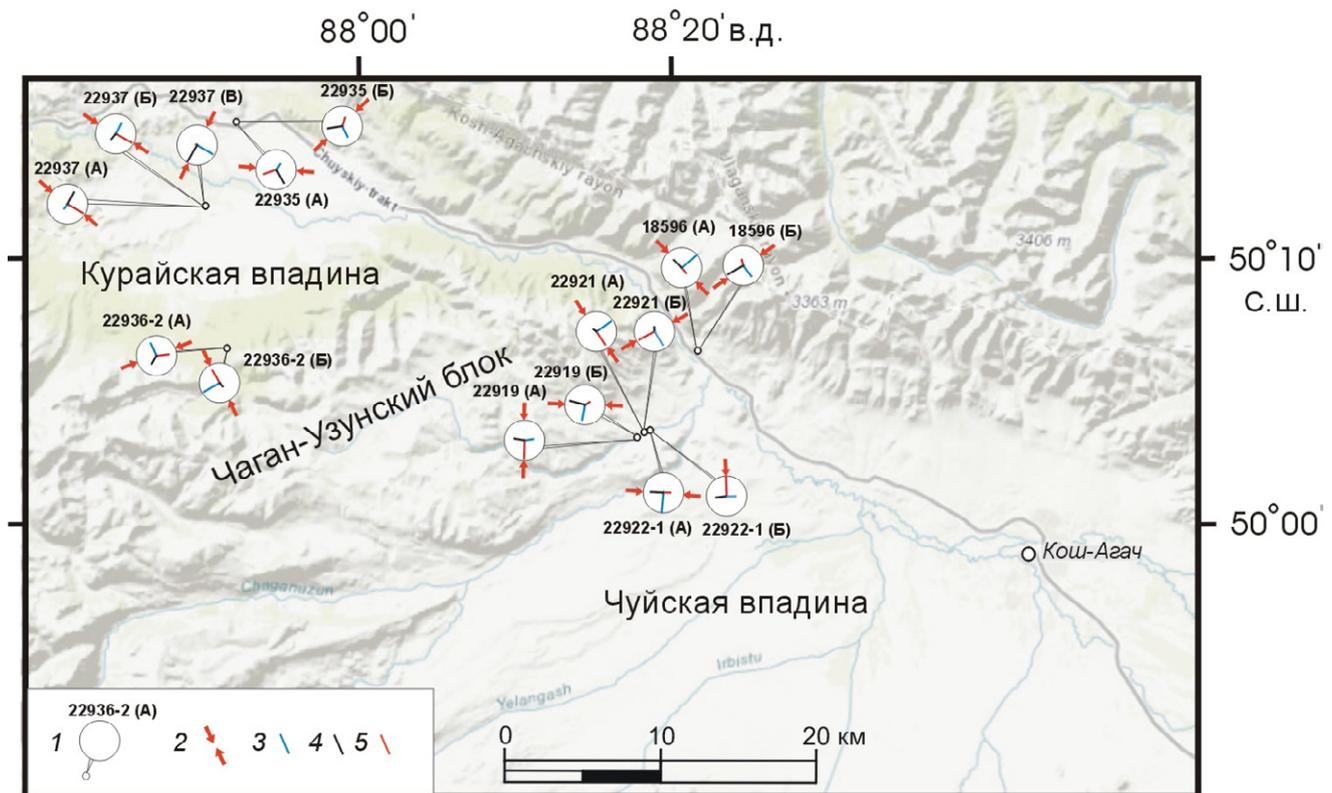


Рис. 5. Точки наблюдения с выделенными этапами деформирования в районе Чуйской и Курайской впадин Горного Алтая. 1 – положение точки наблюдения и выделенные этапы (А, Б и В) на круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу); 2 – направление максимального горизонтального сжатия; 3–5 – оси главных сжимающих напряжений: 3 – минимальных (σ_1), 4 – промежуточных (σ_2), 5 – максимальных (σ_3).

Fig. 5. Observation points with selected deformation stages in the area of the Chuya and Kuray depressions in the Gorny Altai. (1) the position of the observation point and marked stages (A, B, and B) on the stereonet (stereographic projection onto the upper hemisphere); (2) the direction of maximum horizontal stress; (3–5) the principal stress axes: (3) σ_1 , tension; (4) σ_2 , intermediate; (5) σ_3 , compression.

триваемом районе (участки «Курай», «Чаган-Узун» и «Бельтир») существенно выше роль горизонтального растяжения по сравнению с расположенным западнее участком «Акташ», где подавляющая часть обстановок (46 из 54) связана с горизонтальным сдвигом и горизонтальным сжатием (и их сочетаниями). В ближайшем районе к северу (участок «Бугузун») преобладает обстановка горизонтального сдвига. Еще севернее, в долине р. Катунь, установлено более существенное преобладание обстановок горизонтального сдвига [22]. К югу от Чуйской впадины (участок «Чаган-Бургазы») преобладают обстановки горизонтального сжатия и горизонтального растяжения. Можно сделать вывод, что проведенная реконструкция палеонапряжений выявила особенность развития исследуемой области, состоящую в широком распространении горизонтального растяжения в пределах Чуйской и Курайской впадин и непосредственного их обрамления. Чуть в отдалении от этих впадин к югу преобладают

обстановки горизонтального сжатия, а к северу – горизонтального сдвига.

Выявленное соотношение типов напряженного состояния с более существенной (по сравнению с соседними участками) ролью обстановок горизонтального растяжения может отвечать формированию этих крупнейших впадин Горного Алтая – Чуйской и Курайской, что отмечалось для впадин и ранее, при реконструкции тектонических напряжений по сейсмологическим данным [10]. Однако для полученных нами результатов по полевым данным здесь отмечается именно большая представительность этого типа (горизонтального растяжения) по сравнению с другими участками, но обстановки горизонтального сжатия и сдвига также распространены. В то же время по результатам реконструкции тектонических напряжений по сейсмологическим данным во впадинах целиком преобладает горизонтальное растяжение. Это различие может быть объяснено тем, что данные полевых исследований захватывают прилегающие к впадинам области поднятий.

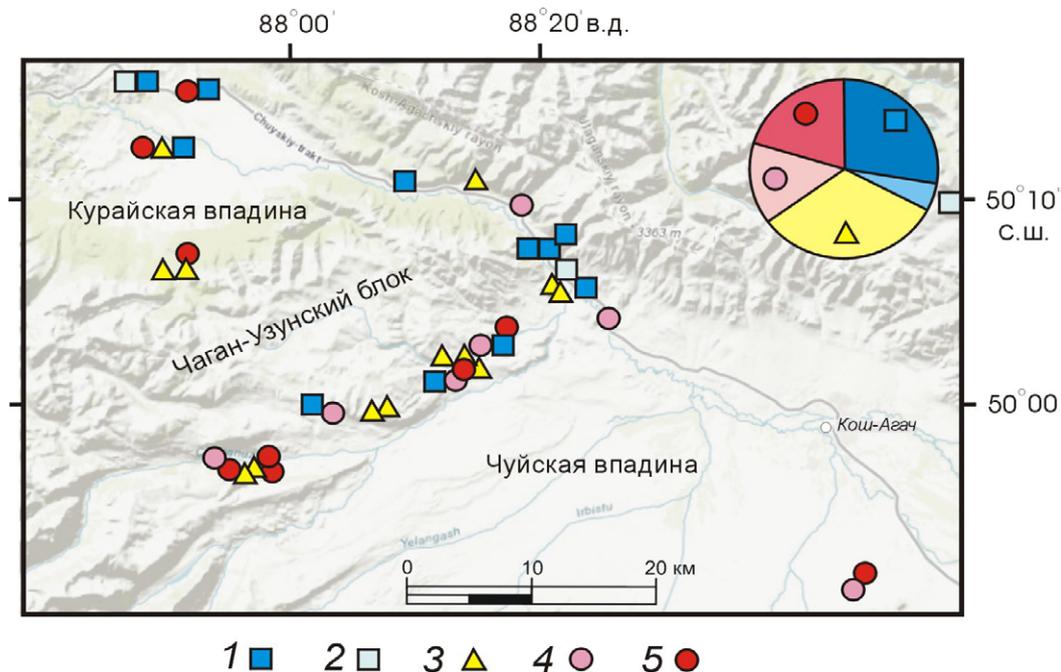


Рис. 6. Распределение типов напряженного состояния в районе Чуйской и Курайской впадин Горного Алтая: 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие. В правом верхнем углу диаграмма соотношения типов напряженного состояния в целом по району.

Fig. 6. Distribution of the stress regimes in the area of the Chuya and Kuray depressions in the Gorny Altai: (1) horizontal extension; (2) horizontal extension with shear; (3) horizontal shear; (4) horizontal compression with shear; (5) horizontal compression. The diagram in the upper right corner indicates the ratio of stress regime types in the whole area.

Полученных к настоящему времени сведений недостаточно, чтобы установить закономерности внутреннего строения Чуйской и Курайской впадин и дифференцировать составляющие их блоки, особенно если учесть, что полевые тектонофизические данные по напряженному состоянию массива горных пород можно получить лишь в бортах и на небольших не перекрытых кайнозойскими осадками выступах этих впадин. Однако следует отметить, что в некоторых районах преобладают обстановки горизонтального сжатия и сдвига – это участок «Бельтир» и южная часть Курайской впадины, а в районе селения Чаган-Узун довольно большая концентрация обстановок горизонтального растяжения.

Установленные характеристики палеообстановок напряженно-деформированного состояния в структурах обрамления Чуйской и Курайской впадин Горного Алтая по ориентации осей главных напряжений (рис. 7) близки к определениям современного поля напряжений локального уровня (для определенных временных интервалов), полученным на

основе сейсмологических данных [7–10, 23]. По многим установленным характеристикам (ориентация осей главных напряжений и тип напряженного состояния) они либо сходны с данными полевых тектонофизических работ [3, 4], либо укладываются в наблюдаемые по нашим данным вариации.

Результаты реконструкции общих (усредненных) тектонических напряжений

Нами предпринята попытка определения усредненных параметров напряжений методом нахождения «общего», или усредненного поля напряжений по данным о локальных стресс-тензорах [19, 20]. Особенностью изучения тектонических напряжений является измерение индикаторов напряжений практически исключительно в палеозойских породах, не дающих возможности расчленять разновозрастные поля напряжений. Определение усредненного регионального поля напряжений также осложняется отмеченным сложным тек-

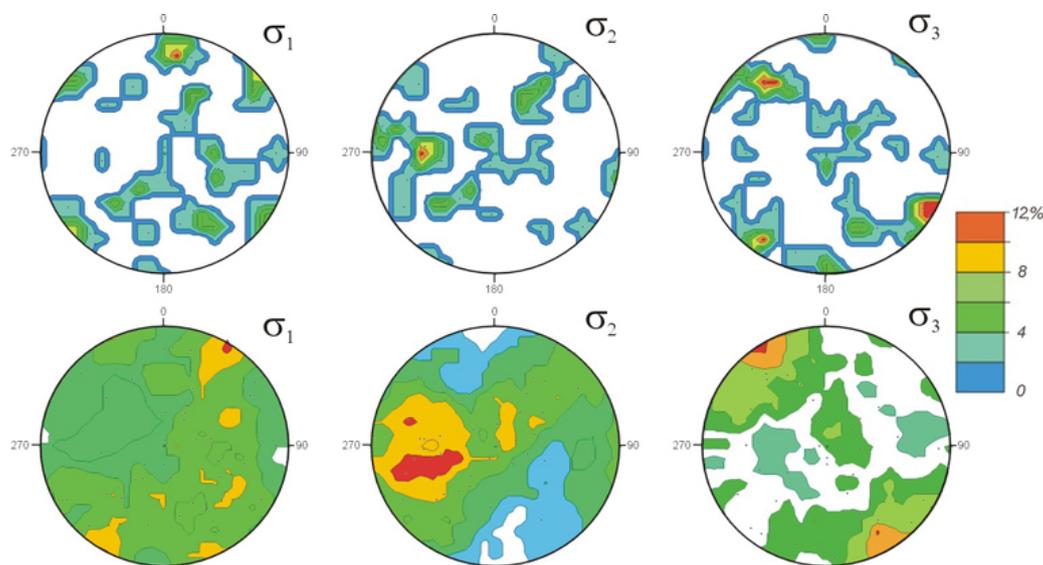


Рис. 7. Ориентировка осей главных напряжений для локальных стресс-тензоров района Чуйской и Курайской впадин (участки «Курай», «Чаган-Узун», «Бельтир» и «Джалгиз-Тобе»). На круговых диаграммах показаны выходы осей главных напряжений (σ_1 – минимальных сжимающих (растяжения), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных сжимающих) с изолиниями плотности выходов на картинную плоскость (в стереографической проекции верхней полусферы; на шкале приведена относительная плотность точек выходов осей). Верхний ряд построен с использованием метода 1% площади, нижний – метода «Камб» (с использованием программы Stereonet).

Fig. 7. Orientation of the principal stress axes of the local stress tensors in the area of the Chuya and Kuray depressions (“Kuray”, “Chagan-Uzun”, “Beltir”, and “Dzalgiz-Tobe”). Stereoplots show the outputs of the principal stress axes: σ_1 , minimum tension; σ_2 , intermediate; and σ_3 , maximum compression, with the isolines of density of the outputs on the picture plane (stereographic projection onto the upper hemisphere; the scale shows the relative density of axes output points). The upper row is built using the 1% area method, the lower row is built using the Kamb method (using the Stereonet program).

тоническим строением региона исследования с концентрацией разных палеофациальных и тектонических зон.

Из-за значительного разнообразия ориентировок главных нормальных напряжений, восстановленных полевыми методами на Горном Алтае [5, 22], при определении осей сжатия и растяжения усредненного регионального поля напряжений в конусах сжатия и растяжения было принято, что ошибка определения осей локальных стресс-тензоров может достигать 10° (в отдельных случаях допускалось

отклонение до 15°). Это означает, что в конус сжатия (растяжения) могут попадать определения осей локальных стресс-тензоров, находящиеся в пределах 10–15° от границ конусов.

В результате реконструированы усредненные характеристики регионального поля напряжений для четырех участков. На рис. 8 приведены диаграммы с усредненными полями напряжений с разной представительностью локальных стресс-тензоров. Наиболее простые определения осей главных нормальных напряжений получены для небольших по

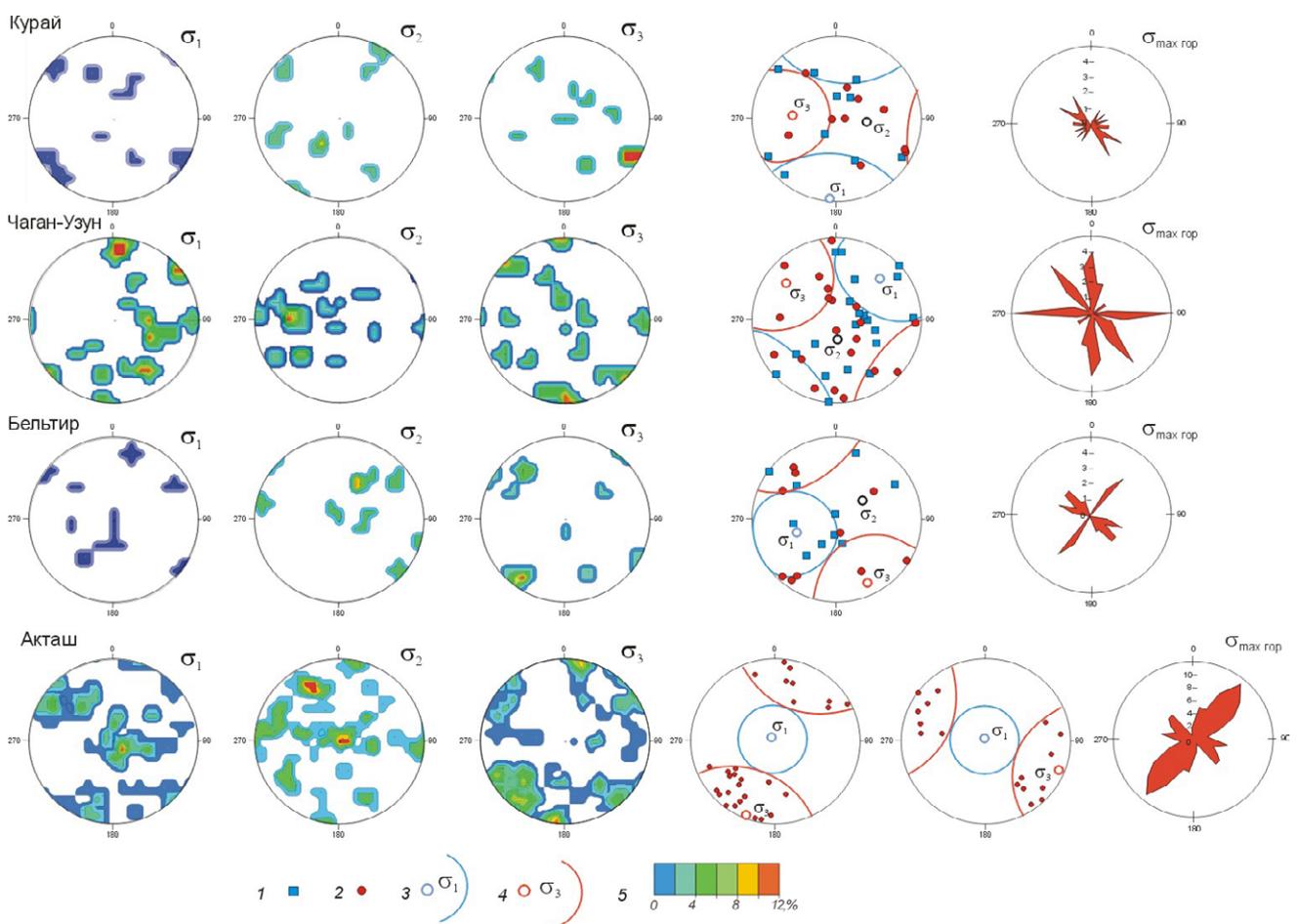


Рис. 8. Тектонические напряжения района Чуйской и Курайской впадин. На круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показаны выходы осей главных напряжений (первые три колонки слева), результаты определения усредненного поля напряжений (четвертая колонка) и розы-диаграммы направлений максимального горизонтального сжатия (пятая колонка). Условные обозначения: 1, 2 – оси главных напряжений локальных стресс-тензоров: (1) σ_1 , растяжения; (2) σ_3 , сжатия; (3, 4) – положение полученных для усредненного поля напряжений конусов сжатия/растяжения и осей сжимающих напряжений: (3) σ_1 , минимальных; (4) σ_3 , максимальных; 5 – шкала относительной плотности точек выходов осей на стереограммах (по методу 1% площади; построено с использованием программы Stereonet).

Fig. 8. Tectonic stress in the area of the Chuya and Kurai depressions. Stereoplots (stereographic projection onto the upper hemisphere) show the outputs of the principal stress axes (the first three columns on the left); the results of determining the average (regional) stress field (fourth column); roses-diagrams of the directions of maximum horizontal stress (fifth column). Symbols: (1, 2) the principal stress axes of local stress tensors: (1) σ_1 , tension; (2) σ_3 , compression; (3, 4) position of compression/tension cones and the principal stress axes of the regional stress field: (3) σ_1 , tension; (4) σ_3 , compression; (5) the scale shows the relative density of axes output points on stereograms (using the 1% area method; built using the Stereonet program).

площади участков, охарактеризованных малым количеством локальных стресс-тензоров. Для участков «Курай» и «Бельтир», имеющих по 10 определений локальных стресс-тензоров, а также для участка «Чаган-Узун» (20 определений локальных стресс-тензоров) конусы сжатия и растяжения определены практически без противоречий. Некоторое исключение из них представляет участок «Бельтир», где одно определение оси растяжения попало в конус растяжения на расстоянии 18° от границы конуса (рис. 8, участки «Бельтир» и «Чаган-Узун»).

Наиболее сложным для интерпретации представляется поле тектонических напряжений участка «Акташ», в котором определено 54 локальных стресс-тензора. На участке при определении усредненного поля напряжений наиболее четко выделяется практически вертикальная ось растяжения (азимут погружения $148/85$). В конус растяжения не попадает ни одно определение оси сжатия локальных стресс-тензоров, а количество осей растяжения составляет 23 из 54 возможных определений (рис. 8). Горизонтальные оси сжатия по площади сменяются горизонтальными промежуточными осями главных напряжений. Смену близких по значению осей главных напряжений неоднократно наблюдали исследователи, в частности, при моделировании складок и разрывов [24].

Значительное количество локальных стресс-тензоров на участке «Акташ» привело к большому числу противоречий в двух вариантах нахождения конусов сжатия. Так, в первом усредненном поле напряжений в конусе сжатия с ССВ ориентировкой (Аз погружения $20/3$) пять осей растяжения противоречат найденной оси сжатия, во втором – в конус сжатия с субширотным направлением (Аз погружения $291/5$) попадают 7 локальных осей растяжения. На участке «Акташ», таким образом, выделяется два региональных поля напряжений по методу выделения усредненного регионального поля напряжений (рис. 8).

В итоге при совместном анализе всех осей сжатия и растяжения региональных тектонических напряжений в районе Чуйской и Ку-

райской впадин, восстановленных полевыми методами, получилось, что доминируют пологие ориентировки осей сжатия СЗ простирания с углами наклона $25-30^\circ$ (3 определения), а также есть ЗСЗ (1 определение) и СВ (1 определение) направления оси сжатия. Ориентация осей растяжения субширотная, образующая поясное распределение, с углами наклона от 10 до 70° . Совместный анализ всех «общих» тектонических напряжений дал возможность определить СЗ ориентацию оси сжатия (азимут погружения $130-135/20-25$) и ось растяжения с погружением на север (под углом 60°).

Используя данные полевых тектонофизических исследований для района долины р. Катунь [22], по 40 определениям локальных стресс-тензоров можно получить усредненное поле напряжений с меридиональной осью сжатия (ССВ $11/22$) и широтной осью растяжения (ЗСЗ $278/12$). Эти результаты близки к региональному полю напряжений, полученному на основе реконструкции по сейсмологическим данным [10].

Согласно работе [8], Чуйское (Алтайское) землетрясение произошло в пределах Чаган-Узунского блока в обстановке горизонтального сдвига с меридиональной осью максимального сжатия. Оси максимального сжатия (σ_3) в Курайской впадине (северо-западный сегмент афтершоковой области) имеют СВ-ЮЗ простирание (ортогонально разрывам) и погружаются на СВ. В Чуйской впадине оси максимального сжатия (σ_3) имеют более крутое погружение. При этом оси σ_3 погружаются на ЮЗ, оси σ_1 на СВ. На локальном уровне довольно многие оси максимального сжатия (σ_3) на территории исследуемого района имеют северо-западную ориентацию [8], которая совпадает с полученной по результатам нашей реконструкции.

Следует также отметить, что проведенные исследования современных деформаций земной коры Горного Алтая по данным ГНСС-наблюдений показывают укорочение в ССВ направлении и удлинение в ЗСЗ-ВЮВ направлении, но имеются отдельные участки региона, где укорочение происходит в СЗ направлении [25, 26].

Заключение

В результате проведенных исследований установлено, что для большинства полученных нами определений в районе Чуйской и Курайской впадин оси максимальных сжимающих напряжений полого погружаются в северо-западном или юго-восточном направлении. Северо-западная ориентация максимального горизонтального сжатия в районе Чуйской и Курайской впадин выявляет себя на локальном уровне как в реконструированных локальных стресс-тензорах, так и в современном напряженном состоянии, полученном по сейсмологическим данным. Для трех участков наблюдения («Курай», «Чаган-Узун» и «Бельтир») северо-западное направление максимального сжатия хорошо соответствует усредненному региональному полю напряжений этих участков. Выделенное направление совпадает с максимумами на плотностных стереограммах выходов осей главных напряжений и розах-диаграммах с простираемением максимального горизонтального сжатия, построенных по участкам наблюдений.

На представленных в работе схемах с ориентировками осей главных напряжений прослеживается их закономерная ориентация в близко расположенных точках наблюдения (плавное изменение азимутов и углов погружения в территориально близких определениях). Встречающиеся разнонаправленные ориентировки, предположительно, свидетельствуют о наложении разных структурных планов, так как изученная область находится на стыке разных тектонических зон.

В области Чуйской и Курайской впадин преобладают обстановки горизонтального сжатия и сдвига, кроме того, большое значение имеют обстановки горизонтального растяжения. Количество последних существенно выше, чем в других областях Горного Алтая. Отметим, что Чуйская и Курайская впадины являются крупнейшими молодыми впадинами Алтая, что и отразилось в обстановках растяжения, восстановленных в пределах этих структур.

Формирование подобной обстановки на этих участках в общей структуре поля напряжений Горного Алтая (характеризующейся

субмеридиональным направлением максимального сжатия) связано, на наш взгляд, со смещением по запад-северо-западным региональным праводвиговым структурам и изменением типа напряженного состояния внутри наложенных кайнозойских впадин.

Список литературы

1. Дельво Д., Тениссен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин Н.А. **1995**. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль. *Геология и геофизика*, 36(10): 31–51.
2. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. **1996**. Meso-Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain Belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes. *International Geology Review*, 38: 430–466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>
3. Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р., Высоцкий Е.М., Еманов А.А. **2006**. Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., Ms = 7.5 (Горный Алтай). *Геотектоника*, 3: 52–69.
4. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. **2013**. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, 602: 194–222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.010>
5. Маринин А.В., Сим Л.А., Мануилова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А. **2022**. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая). *Наука и технологические разработки*, 101(3): 33–52.
6. Сим Л.А., Сычева Н.А., Гордеев Н.А. **2023**. Неотектонические и современные напряжения юго-восточного Алтая. *Геофизические процессы и биосфера*, 22(4): 98–110.
7. Омар Х., Арефьев С.А., Ребецкий Ю.Л. **2012**. Механизмы афтершоков 2004–2005 гг. и напряженное состояние очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. *Геофизические исследования*, 13(3): 56–73. EDN: PEVQLH
8. Лескова Е.В., Еманов А.А. **2013**. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года. *Геология и геофизика*, 54(1): 113–123.
9. Кучай О.А. **2012**. Особенности поля напряжений афтершоковых процессов землетрясений Алтае-Саянской горной области. *Геодинамика и тектонофизика*, 3(1): 59–68. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-1-0062>

10. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. **2013**. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области. *Геология и геофизика*, 54(2): 271–291.
11. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Ларьков А.С. **2021**. Очаг сильного землетрясения как геологический объект. *Геотектоника*, 3: 3–30. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21030073>; EDN: JEOTKR
12. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А. **2019**. Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути ее решения. *Геология и геофизика*, 60(6): 860–880.
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). **2011**. Сер. Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск: Объяснительная записка. Авт.: Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г., Борисов Б.А., Беляев Г.М., Леонтьев Е.М. СПб.: ВСЕГЕИ, 567 с.
14. Тектоническая карта на территорию России, увязанная с материалами по странам СНГ. Масштаб 1:2 500 000. **2008**. Гл. ред. О.В. Петров, Ю.Г. Леонов, ред. С.П. Шокальский. СПб.: ВСЕГЕИ, ВНИИ Океангеология.
15. Деев Е.В., Крживоблоцкая В.Е., Бородовский А.П., Энтин А.Л. **2022**. Активные разломы и поверхностные разрывы позднеголоценовых землетрясений в обрамлении Кокоринской впадины (Горный Алтай, Россия). *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*, 506(1): 299–305. DOI: 10.31857/S2686739722600795; EDN: ECZYKD
16. Расцветаев Л.М. **1987**. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: *Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов*. М.: ГИН АН СССР, ч. 2, с. 173–235.
17. Ребецкий Ю.Л. **2007**. *Тектонические напряжения и прочность горных массивов*. М.: Академкнига, 406 с.
18. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. **2017**. *От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям: Методы и алгоритмы*. М.: ГЕОС, 225 с.
19. Сим Л.А. **1982**. Определение регионального поля по данным о локальных напряжениях на отдельных участках. *Изв. вузов. Геология и разведка*, 4: 35–40.
20. Сим Л.А. **2000**. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы. В кн.: *М.В. Гзовский и развитие тектонофизики*. М.: Наука, с. 326–350.
21. Осокина Д.Н. **1987**. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива. В кн.: *Поля напряжений и деформаций в земной коре*. М.: Наука, с. 120–135.
22. Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В. **2023**. Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным. *Вестн. Московского университета. Сер. 4, Геология*, 1: 46–59.
23. Лескова Е.В. **2013**. *Пространственно-временная структура и поле тектонических напряжений афтершоковой области Чуйского землетрясения 2003 г. (по данным мониторинга 2003–2012 гг.)*: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Новосибирск, 17 с.
24. Михайлова А.В. **2007**. Геодинамические характеристики структур, образовавшихся в слое над активными разломами фундамента (по данным тектонофизического моделирования). В кн.: *Геофизика XXI столетия: Сб. трудов 8-х геофизических чтений им В.В. Федынского, 2–4 марта 2006 г.* М.: ИНТЕК-ГЕОН, с. 111–118.
25. Мансуров А.Н. **2023**. Расчет распределения современных деформаций земной коры для территории Горного Алтая, Саян и Казахской платформ по данным космогеодезических наблюдений. *Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук*, 10(2): 53–58.
26. Мансуров А.Н. **2024**. Согласование каталогов скоростей трех ГНСС сетей Алтая, Саян, Монголии и Восточного Казахстана для расчета распределения тензора скорости деформации земной коры на этой территории. В кн.: *Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов*: Тез. докл. IX Междунар. симпозиума. Бишкек, с. 96–99.

References

1. Delvaux D., Theunissen K., Van der Meer R., Berzin N. **1995**. Dynamics and paleostress of the Cenozoic Kurai-Chuya depression of Gorny Altai (South Siberia): Tectonic and climatic control. *Russian Geology and Geophysics*, 36(10): 26–45.
2. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. **1996**. Meso-Cenozoic tectonics of the Central Asian Mountain Belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes. *International Geology Review*, 38: 430–466. <https://doi.org/10.1080/00206819709465345>
3. Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., et al. **2006**. Seismotectonic deformations and stress fields in the fault zone of the 2003 Chuya earthquake, Ms = 7.5, Gorny Altai. *Geotectonics*, 40(3): 208–224. <https://doi.org/10.1134/S0016852106030058>
4. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. **2013**. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and

- Tien Shan belts in Central Asia. *Tectonophysics*, 602: 194–222. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.010>
5. Marinin A.V., Sim L.A., Manuilova E.A., et al. **2022**. Neotectonic stress state of the Chuya-Kurai depression and adjacent structures (Southeastern Altai Mountains). *Seismic Instruments*, 58(Suppl 2): S345–S355. <https://doi.org/10.3103/S0747923922080096>
 6. Sim L.A., Sycheva N.A., Gordeev N.A. **2023**. Neotectonic and modern stresses of the south-eastern Altai. *Izv., Atmospheric and Oceanic Physics*, 59: 1750–1761. <https://doi.org/10.1134/s0001433823110051>
 7. Omar Kh.M., Arefiev S.S., Rebetskiy Yu.L. **2012**. Mechanisms of aftershocks of 2004–2005 years and stress-state in the source region of Altai, 2003, earthquake. *Geophysical Research*, 13(3): 56–73. (In Russ.).
 8. Leskova E.V., Emanov A.A. **2013**. Hierarchical properties of the tectonic stress field in the source region of the 2003 Chuya earthquake. *Russian Geology and Geophysics*, 54(1): 87–95. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.12.00>
 9. Kuchai O.A. **2012**. Specific features of fields of stresses associated with aftershock processes in the Altai-Sayan mountainous region. *Geodynamics & Tectonophysics*, 3(1): 59–68. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2012-3-1-0062>
 10. Rebetskiy Yu.L., Kuchai O.A., Marinin A.V. **2013**. Stress state and deformations of the Earth's crust in the Altai-Sayan mountain region. *Russian Geology and Geophysics*, 54(2): 206–222. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.01.011>
 11. Rogozhin E.A., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S. **2021**. Source of strong earthquake as a geological object. *Geotectonics*, 55(3): 307–333. <https://doi.org/10.1134/s0016852121030079>
 12. Rebetskiy Yu.L., Marinin A.V., Sim L.A. **2019**. Tectonophysical paleostress reconstructions: Interpretation challenges and possible solutions. *Russian Geology and Geophysics*, 60(6): 675–689. <https://doi.org/10.15372/RGG2019048>
 13. [State Geological map of the Russian Federation]. Scale: 1:1 000 000. **2011**. Ser. Altai–Sayan. Sheet M-45 (Gorno-Altaysk): Explanatory notice. Authors: Fedak S.I., Turkin Yu.A., Gusev A.I., Shokal'skii S.P., Rusanov G.G., Borisov B.A., Belyaev G.M., Leont'ev E.M. Saint Petersburg: VSEGEI, 567 p. (In Russ.).
 14. [Tectonic map of Central Asia and adjacent areas]. Scale: 1:2 500 000. **2008**. Eds: O.V. Petrov, Yu.G. Leonov, and S.P. Shokal'skii. Saint Petersburg: VSEGEI, VNIIOkeangeologiya. (In Russ.).
 15. Deev E.V., Krzhivoblotskaya V.E., Borodovskiy A.P., Entin A.L. **2022**. Active faults and Late Holocene surface rupturing earthquakes in the Kokorya Basin (Gorny Altai, Russia). *Doklady Earth Sciences*, 506(1): 666–670. <https://doi.org/10.1134/s1028334x22700039>
 16. Rastsvetaev L.M. **1987**. [Paragenetic method of structural analysis of disjunctive tectonic faults]. In: [Problems of structural geology and physics of tectonic processes]. Moscow: GIN AN SSSR, 2, p. 173–235 (In Russ.).
 17. Rebetskiy Yu.L. **2007**. *Tectonic stresses and strength of rock massifs*. Moscow: Akademkniga, 406 p.
 18. Rebetskiy Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. **2017**. [From slickensides to tectonic stresses: Methods and algorithms]. Moscow: GEOS, 234 p.
 19. Sim L.A. **1982**. [Determination of the regional field by the data on the local stress in separate areas]. *Izv. vuzov. Geologiya i razvedka = [Geology and exploration]*, 4: 35–40. (In Russ.).
 20. Sim L.A. **2000**. [The influence of global tectogenesis on recent stress state of European platforms]. In: *M.V. Gzovskii i razvitie tektonofiziki = M.V. Gzovskii and the progress in tectonophysics*. Moscow: Nauka, p. 326–350. (In Russ.).
 21. Osokina D.N. **1987**. [The relationship of fault displacement with tectonic stress fields and some issues of massif destruction]. In: [Fields of the Stress and Strain in the Crust]. Moscow: Nauka, p. 120–135. (In Russ.).
 22. Tveritina T.Yu., Marinin A.V., Deev E.V. **2023**. Geodynamics of the Katunsky fault (Gorny Altai) according to structural and kinematic data. *Moscow University Bulletin. Series 4, Geology*, (1): 46–59. (In Russ.). <https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-46-59>
 23. Leskova E.V. **2013**. [Spatiotemporal structure and tectonic stress field of the aftershock region of the 2003 Chuya earthquake according to 2003–2012 monitoring data]: extended abstract of the thesis ... Cand. Sci. (Phys. and Math.). Novosibirsk, 17 p. (In Russ.).
 24. Mikhailova A.V. **2007**. [Geodynamic characteristics of structures formed in the layer above active basement faults (according to tectonophysical modeling)]. In: [Geophysics of the XXI century: Proceedings of the 8th geophysical readings named after V.V. Fedynsky, March 2–4, 2006]. Moscow: INTEK-GEON, p. 111–118. (In Russ.).
 25. Mansurov A.N. **2023**. [Calculation of the distribution of recent deformations of the Earth's crust for the territory of the Gorny Altai, and Sayan and Kazakh platforms according to cosmogeodesic observations]. *Fundamental'nye i prikladnye voprosy gornykh nauk = Fundamental and applied issues of mining*, 10(2): 53–58. (In Russ.).
 26. Mansurov A.N. **2024**. [Coordination of velocity catalogs of three GNSS networks of Altai, Sayan, Mongolia and East Kazakhstan for the calculation of the distribution of the velocity tensor of the Earth's crust deformation in this territory]. In: [Problems of geodynamics and geocology of intracontinental orogens]: Abstracts of the IX Intern. symp. Bishkek, p. 96–99. (In Russ.).

ПРИЛОЖЕНИЕ / APPENDIX

Таблица. Параметры палеонапряженного состояния (локальных стресс-тензоров) в районе Чуйской и Курайской впадин
 Table. Parameters of the paleostress state (local stress tensors) in the area of Chuysa and Kurai depressions

№ п/п	Участок. Номер точки наблюдения	Координаты точек наблюдения		σ_1		σ_2		σ_3		Направление макс. гориз. сжатия	Тип напряженного состояния	μ_0	MM	Md	Mt
		с.ш.	в.д.	Аз	З	Аз	З	Аз	З						
«Курай»															
1	22934-1	50°14.827'	87°52.691'	132	6	38	39	229	51	46	ГР+сдвиг	0,4	18	9	3
2	22934-2	50°14.818'	87°52.384'	42	6	133	9	281	80	311	ГР	-0,38	8	7	1
3	22935 (этап А)	50°14.092'	87°56.797'	212	54	329	19	70	30	274	ГС	-0,33	27	12	1
4	22935 (этап Б)	50°14.092'	87°56.797'	334	34	81	23	197	47	51	ГР	-0,17	27	9	1
5	22936-1	50°06.542'	87°56.687'	182	59	73	16	335	26	325	ГС	-0,04	11	9	0
6	22936-2 (этап А)	50°06.277'	87°56.707'	155	27	32	47	262	30	72	Гор. сдвиг	-0,12	32	20	0
7	22936-2 (этап Б)	50°06.277'	87°56.707'	60	6	316	67	152	22	332	Гор. сдвиг	0,5	32	9	1
8	22937 (этап А)	50°11.191'	87°55.308'	44	65	208	24	300	6	302	ГС	-0,05	49	22	1
9	22937 (этап Б)	50°11.191'	87°55.308'	206	34	39	55	300	6	298	Гор. сдвиг	-0,03	49	13	0
10	22937 (этап В)	50°11.191'	87°55.308'	300	6	210	3	93	83	30	ГР	-0,22	49	10	2
«Чаган-Узун»															
11	18593	50°09.477'	88°18.743'	286	41	154	38	42	27	33	ГС+сдвиг	0,17	11	6	1
12	18594	50°05.897'	88°22.627'	185	11	95	1	0	79	275	ГР	0,42	12	6	2
13	18595	50°06.434'	88°21.745'	270	6	4	36	172	54	357	ГР+сдвиг	0,12	18	9	3
14	18596 (этап А)	50°06.574'	88°21.550'	48	0	138	35	318	55	318	ГР	0,14	21	8	2
15	18596 (этап Б)	50°06.574'	88°21.550'	326	26	59	8	164	63	52	ГР	-0,19	21	7	2
16	18597	50°07.094'	88°21.028'	206	34	96	27	337	44	302	ГР	-0,52	5	4	0
17	18598	50°10.260'	88°10.861'	300	35	47	24	164	46	10	ГР	0,04	4	3	0
18	18599	50°10.547'	88°15.935'	180	12	26	77	271	6	271	Гор. сдвиг	0,17	5	4	0
19	18600	50°04.583'	88°24.529'	39	50	233	39	137	7	315	ГС+сдвиг	0,08	21	9	3
20	22917-1	50°06.006'	88°21.332'	283	23	128	65	17	9	15	Гор. сдвиг	-0,19	12	7	0
21	22917-2	50°05.951'	88°21.250'	49	27	287	45	158	32	325	Гор. сдвиг	-0,29	14	7	2
22	22918	50°03.465'	88°17.662'	217	60	46	30	313	4	310	ГС	-0,46	7	3	0
23	22919 (этап А)	50°02.891'	88°16.424'	261	48	101	41	2	10	358	ГС+сдвиг	-0,01	29	14	0
24	22919 (этап Б)	50°02.891'	88°16.424'	11	22	108	17	234	62	270	ГР	0,21	29	13	0
25	22920	50°02.963'	88°16.562'	348	28	215	52	91	24	83	Гор. сдвиг	-0,25	18	9	3
26	22921 (этап А)	50°03.051'	88°16.732'	234	6	127	72	326	17	325	Гор. сдвиг	0,27	28	12	4

№ п/п	Участок. Номер точки наблюдения	Координаты точек наблюдения		σ ₁		σ ₂		σ ₃		Направление макс. гориз. сжатия	Тип напряженного состояния	μ _σ	MM	Md	Mt
		с.ш.	в.д.	Аз	З	Аз	З	Аз	З						
27	22921 (этап Б)	50°03.051'	88°16.732'	328	17	183	69	61	11	60	Гор. сдвиг	0,36	28	10	1
28	22922-1 (этап А)	50°03.118'	88°16.792'	6	0	96	30	276	60	276	ГР	-0,19	26	14	2
29	22922-1 (этап Б)	50°03.118'	88°16.792'	270	48	82	42	176	4	357	ГС+сдвиг	0,04	26	6	2
30	22922-2	50°03.122'	88°16.816'	258	60	88	30	356	4	354	ГС	0,06	14	14	0
«Бельгир»															
31	22900-1	49°59.763'	88°08.815'	239	12	141	68	337	21	332	Гор. сдвиг	0,05	12	8	1
32	22900-2	49°59.751'	88°08.910'	306	0	216	84	36	6	36	Гор. сдвиг	-0,14	17	12	0
33	22901-1	49°59.779'	88°08.809'	83	36	204	36	232	34	334	ГС+сдвиг	0,22	11	10	0
34	22901-2	49°59.774'	88°08.859'	195	11	104	3	359	73	285	ГР	-0,02	12	12	0
35	22949	49°57.528'	88°02.300'	180	84	311	4	42	5	42	ГС	0,39	17	10	3
36	22950-1	49°57.509'	88°02.123'	348	59	216	22	117	21	289	ГС	-0,05	13	11	0
37	22950-2	49°57.472'	88°02.101'	131	27	284	60	35	12	37	Гор. сдвиг	0,17	9	6	1
38	22950-3	49°57.486'	88°02.149'	38	32	253	53	139	17	315	Гор. сдвиг	0,1	8	7	0
39	22951	49°57.621'	88°01.025'	0	72	234	11	141	14	317	ГС	-0,12	13	7	2
40	22952	49°57.658'	87°59.946'	32	54	210	36	301	1	301	ГС+сдвиг	0,04	17	13	3
«Джалгиз-Тобе»															
41	22912-1	49°52.631'	88°41.124'	70	52	194	23	297	28	313	ГС	-0,16	9	7	0
42	22912-2	49°52.539'	88°41.230'	222	73	42	53	132	0	312	ГС+сдвиг	0,17	9	6	1
«Акташ»															
43	18590	50°21.791'	87°37.941'	289	72	108	19	192	0	18	ГС	-0,25	13	10	0
44	18591	50°21.792'	87°37.978'	342	71	99	9	191	17	18	ГС	-0,34	17	10	4
45	18592	50°25.255'	87°35.437'	120	6	230	72	28	16	30	Гор. сдвиг	-0,36	6	5	0
46	22895	50°25.769'	87°35.285'	12	0	102	36	282	54	282	ГР+сдвиг	-0,3	14	9	2
47	22904	50°15.152'	87°39.206'	117	77	13	3	282	13	280	ГС	-0,03	5	3	0
48	22905	50°14.988'	87°39.140'	180	66	58	13	323	20	318	ГС	-0,03	21	17	0
49	22906-1	50°14.906'	87°39.020'	24	5	114	11	269	78	292	ГР	0,03	12	10	1
50	22906-2	50°14.856'	87°38.946'	189	53	98	1	7	37	5	ВГ	0,12	9	5	1
51	22907-1	50°15.174'	87°41.015'	180	66	81	4	349	24	346	ГС	-0,01	8	7	0
52	22907-2	50°15.239'	87°40.844'	180	54	59	20	318	28	303	ГС	-0,1	16	15	0
53	22907-3	50°15.171'	87°41.033'	132	6	249	77	41	11	42	Гор. сдвиг	-0,36	6	4	1

№ п/п	Участок. Номер точки наблюдения	Координаты точек наблюдения		σ_1		σ_2		σ_3		Направление макс. гориз. сжатия	Тип напряженного состояния	μ_0	MM	Md	Mt
		с.ш.	в.д.	Аз	З	Аз	З	Аз	З						
54	22908-1	50°15.200'	87°40.990'	277	24	96	66	187	0	7	Гор. сдвиг	0,13	9	6	1
55	22908-2	50°15.182'	87°41.050'	142	32	280	50	38	22	44	Гор. сдвиг	-0,04	16	16	0
56	22909	50°14.968'	87°42.644'	198	52	70	26	326	26	314	ГС	-0,05	8	6	0
57	22911	50°15.783'	87°43.862'	228	6	345	78	137	11	318	Гор. сдвиг	0,2	11	9	1
58	22923	50°19.758'	87°37.469'	331	22	150	68	241	0	61	Гор. сдвиг	0,17	8	8	0
59	22924	50°19.875'	87°37.393'	232	35	63	55	326	5	324	Гор. сдвиг	0	8	5	1
60	22925	50°20.064'	87°37.767'	108	11	3	53	206	34	21	Гор. сдвиг	-0,28	11	7	1
61	22926	50°19.885'	87°39.683'	235	30	338	22	98	52	311	ГР	0	10	7	2
62	22927	50°19.885'	87°39.724'	348	28	229	43	99	35	87	Гор. сдвиг	-0,04	26	16	1
63	22928	50°19.985'	87°39.133'	11	22	224	65	106	12	283	Гор. сдвиг	-0,04	15	12	0
64	22929	50°20.022'	87°39.060'	36	6	216	84	126	0	306	Гор. сдвиг	0,28	13	8	2
65	22587	50°19.460'	87°43.975'	122	18	233	48	18	37	26	ГС+сдвиг	-0,03	8	7	0
66	22588	50°19.636'	87°44.288'	56	69	228	21	319	3	320	ГС	-0,29	19	11	2
67	22589	50°20.227'	87°44.855'	158	21	307	66	64	11	67	Гор. сдвиг	-0,61	11	9	1
68	22930	50°13.949'	87°45.488'	150	30	278	47	48	27	47	Гор. сдвиг	0,4	13	6	3
69	22931	50°14.128'	87°45.500'	297	77	187	5	96	13	275	ГС	0,22	14	8	4
70	22932	50°13.607'	87°43.803'	14	65	171	23	265	9	89	ГС	-0,24	35	28	3
71	22933	50°13.611'	87°43.732'	256	65	145	9	51	23	43	ГС	-0,15	17	12	0
72	22938	50°21.913'	87°20.241'	138	37	344	50	238	13	54	ГС+сдвиг	0,14	13	10	0
73	22938-1	50°21.945'	87°20.349'	198	71	44	17	312	8	307	ГС	-0,4	12	8	1
74	22938-2	50°21.926'	87°20.324'	288	47	97	43	192	5	14	ГС+сдвиг	0,05	22	15	3
75	22940	50°19.798'	87°28.082'	120	6	257	82	30	6	30	Гор. сдвиг	0,23	17	11	4
76	22940-1	50°19.824'	87°28.128'	160	31	265	24	26	49	44	ГР	0,4	5	3	2
77	22941	50°19.837'	87°27.914'	80	54	332	13	233	33	34	ГС	-0,09	7	6	0
78	22942-1	50°18.081'	87°30.089'	290	52	160	27	56	25	36	ГС	-0,3	8	6	2
79	22942-2	50°18.224'	87°30.152'	297	77	126	13	36	2	35	ГС	0,1	7	4	3
80	22942-3	50°17.751'	87°30.439'	305	69	159	18	66	12	63	ГС	0,09	12	10	1
81	22943-1	50°17.487'	87°30.833'	260	54	152	13	53	33	43	ГС	0,17	4	4	0
82	22943-2	50°17.469'	87°30.921'	316	73	152	16	60	4	59	ГС	-0,15	9	8	0
83	22944	50°17.654'	87°30.623'	351	53	137	32	237	16	65	ГС	-0,14	5	5	0

№ п/п	Участок. Номер точки наблюдения	Координаты точек наблюдения		σ_1		σ_2		σ_3		Направление макс. гориз. сжатия	Тип напряженного состояния	μ_σ	ММ	Мд	Мт
		с.ш.	в.д.	Аз	З	Аз	З	Аз	З						
84	22945	50°18.908'	87°33.910'	278	42	102	48	10	2	9	ГС+сдвиг	-0,24	14	12	0
85	22946	50°19.227'	87°36.015'	338	57	99	19	198	26	30	ГС	-0,06	27	18	3
86	22947	50°20.447'	87°08.164'	313	11	158	78	44	5	44	Гор. сдвиг	0,02	20	18	1
87	22953	50°19.429'	87°37.280'	343	6	90	72	251	17	73	Гор. сдвиг	-0,62	15	8	3
88	22954	50°19.531'	87°37.388'	0	72	206	16	114	7	292	ГС	-0,06	12	5	1
89	22955	50°19.538'	87°37.348'	258	12	156	45	359	42	352	ГС	0,07	10	8	1
90	22591 (этап А)	50°19.417'	87°37.251'	135	82	274	6	4	6	5	ГС	0,44	20	7	3
91	22591 (этап Б)	50°19.417'	87°37.251'	15	11	112	34	270	54	279	ГР	0,23	20	8	1
92	22593	50°19.300'	87°36.898'	292	34	134	54	29	10	26	Гор. сдвиг	-0,06	13	10	1
93	22594	50°19.227'	87°36.015'	29	22	241	64	124	12	302	Гор. сдвиг	-0,02	9	6	1
94	22595	50°19.294'	87°35.752'	143	21	266	55	42	27	47	Гор. сдвиг	0,03	28	18	1
95	22956	50°20.130'	87°05.910'	318	0	228	84	48	6	48	Гор. сдвиг	-0,05	15	10	0
96	22957	50°23.219'	87°00.101'	128	35	20	24	263	46	62	ГР	0,19	13	6	2
«Бугузун»															
97	18603	50°03.617	89°08.967	32	54	274	18	173	30	337	ГС	-0,13	15	9	3
98	18604	50°03.663	89°08.900	332	11	223	59	68	29	65	Гор. сдвиг	0,22	9	6	2
99	18606	50°02.773	89°10.878	184	4	88	54	277	36	275	ГР+сдвиг	-0,62	7	4	1
100	18608 (этап А)	50°04.686	89°04.210	66	12	223	77	335	5	335	Гор. сдвиг	0,26	14	5	1
101	18608 (этап Б)	50°04.686	89°04.210	142	32	347	56	239	12	55	Гор. сдвиг	-0,25	14	5	0
102	18609	50°04.976	89°04.308	141	50	242	9	340	38	29	ВГ	-0,36	7	5	0
103	18610	50°04.444	89°04.306	270	6	1	6	135	82	359	ГР	0,34	9	6	1
104	18611	50°04.393	89°04.321	213	69	30	22	120	1	301	ГС	-0,27	7	6	0
105	18612	50°03.824	89°06.076	349	15	190	75	81	5	80	Гор. сдвиг	0,28	11	6	1
106	18614	50°03.777	89°11.227	200	31	95	24	334	50	308	ГР	0,15	15	5	2
107	18615	50°02.756	89°10.844	169	5	348	85	79	0	79	Гор. сдвиг	-0,14	11	7	0
108	18616	50°02.728	89°10.794	127	11	3	70	220	16	39	Гор. сдвиг	0,16	7	5	0
109	18618	50°01.604	89°12.965	72	6	314	78	163	11	343	Гор. сдвиг	0,43	9	4	0
110	18619	50°01.663	89°12.471	102	60	232	21	331	21	336	ГС	0,16	9	6	1
111	18620	50°01.138	89°13.074	132	6	249	78	41	11	42	Гор. сдвиг	0,1	14	11	1
112	18621	50°03.162	89°15.029	286	41	39	24	151	40	339	ВГ	0,53	5	4	0

№ п/п	Участок. Номер точки наблюдения	Координаты точек наблюдения		σ_1		σ_2		σ_3		Направление макс. гориз. сжатия	Тип напряженного состояния	μ_0	MM	Md	Mt
		с.ш.	в.д.	Аз	Д	Аз	Д	Аз	Д						
«Чаган-Бургазы»															
113	22913-1	49°40.772	88°41.113	207	63	336	18	72	20	79	ГС	-0,02	12	8	1
114	22913-2	49°40.797	88°41.114	64	23	333	3	236	67	338	ГР	0,33	16	14	1
115	22914	49°41.008	88°41.273	192	59	327	23	66	19	69	ГС	0,34	26	23	1
116	22915	49°41.417	88°41.211	4	4	100	54	271	36	273	ГР+сдвиг	-0,12	6	5	0
117	22916-1	49°42.228	88°40.309	180	72	54	11	321	14	313	ГС	-0,45	8	5	2
118	22916-2 (Этап А)	49°42.089	88°40.280	141	50	256	19	359	34	26	ГС	-0,28	22	9	3
119	22916-2 (Этап Б)	49°42.089	88°40.280	346	34	87	16	198	52	53	ГР	0,18	22	9	1

Примечания. Реконструированные ориентировки осей главных напряжений: σ_1 – минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 – промежуточных, σ_3 – максимальных сжимающих напряжений. Типы напряженного состояния: ГР – горизонтальное растяжение, ГР+сдвиг – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом, Гор. сдвиг – горизонтальный сдвиг, ГС – горизонтальное сжатие, ГС+сдвиг – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом, ВГ – сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости; μ_0 – коэффициент Лодэ–Надаи, MM – количество измеренных зеркал скольжения в точке наблюдения; Md и Mt количество зеркал скольжения при расчете в программе STRESSgeol, отлично (Md) и хорошо (Mt) удовлетворяющих условиям алгоритма метода катакластического анализа разрывных смещений. Точки наблюдения находятся в поле выходов протерозойско-палеозойских (участки «Курай» и «Акташ»), протерозойских и девонских (участок «Чаган-Узун»), нижнепалеозойских (участок «Чаган-Бургазы») и девонских (участки «Бельгир», «Джалгиз-Тобе» и «Бугузун») образований.

Notes. The reconstructed orientations (azimuths and dip angles) of the principal stress axes: σ_1 , minimum (deviatoric tension), σ_2 , intermediate, and σ_3 , maximum compressive stress. The type of stress regime: ГР, horizontal extension; ГР+сдвиг, horizontal extension with shear; Гор. сдвиг, horizontal shear; ГС, horizontal compression; ГС+сдвиг, horizontal compression with shear; ВГ, vertical shear. μ_0 indicates the Lode–Nadai coefficient. MM indicates the number of measured slickensides at the observation point; Md and Mt are the number of slickensides used in the calculation in the STRESSgeol program (excellent (Md) and good (Mt) results satisfying the algorithm conditions of the method of cataclastic analysis of fault slips). The observation points are located in the areas of Proterozoic-Paleozoic (“Kuray” and “Aktash” sites), Proterozoic and Devonian (“Chagan-Uzun” site), Lower Paleozoic (“Chagan-Burgazy” site), and Devonian (“Belgir”, “Dzhalgiz-Tobe”, and “Buguzun” sites) formations.

Об авторах

Маринин Антон Витальевич (<https://orcid.org/0000-0002-1099-6492>), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, marinin@ifz.ru

Сим Лидия Андреевна (<https://orcid.org/0000-0003-0267-2241>), доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, sim@ifz.ru

About the Authors

Marinin, Anton V. (<https://orcid.org/0000-0002-1099-6492>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, marinin@ifz.ru

Sim, Lydia A. (<https://orcid.org/0000-0003-0267-2241>), Doctor Sci. (Geological and Mineralogical), Leading Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, sim@ifz.ru

Поступила 03.11.2024

Принята к публикации 06.12.2024

Received 3 November 2024

Accepted 6 December 2024

© Авторы, 2024 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Authors, 2024.
Content is available under Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 528:629.783+551.24

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.298-312>
<https://www.elibrary.ru/gutfzv>

Тектонические движения и деформации в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (Северный Тянь-Шань) по данным многолетних космогеодезических наблюдений

С. И. Кузиков[@], О. А. Прохоров

^{@E-mail:} ksi@gdirc.ru

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия

Резюме. Проведено исследование поля скорости современных движений земной коры в пределах Бишкекской локальной сети (Северный Тянь-Шань) за 1997–2021 гг. повторных космогеодезических измерений. Показано закономерное уменьшение северной компоненты скорости от южного блока палеозойских пород на северном склоне Киргизского хребта, через срединный блок кайнозойских образований и до северного блока четвертичных отложений в Чуйской долине. На основе векторов скорости построены поля разных видов скорости деформации, которые свидетельствуют о концентрации повышенных значений деформации до $1.4 \cdot 10^{-7}$ /год в пределах срединного кайнозойского блока. Причем высокий уровень скорости деформаций не концентрируется в разломных зонах и рассредоточен по площади кайнозойского тектонического блока, который находится в области сочленения северных отрогов Киргизского хребта и Чуйской депрессии.

Ключевые слова: Северный Тянь-Шань, ГНСС-измерения, современные движения, деформации, геологическая структура

Tectonic movements and deformations within the Bishkek local GPS network (Northern Tien Shan) based on long-term space geodetic observations

Sergey I. Kuzikov[@], Oleg A. Prokhorov

^{@E-mail:} ksi@gdirc.ru

Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek city, Kyrgyzstan

Abstract. The velocity field of modern crustal movements within the Bishkek local GPS network (the Northern Tien Shan) was studied for the years 1997–2021 of repeated space geodetic measurements. A regular decrease in the northern velocity component was shown from the southern block of Paleozoic rocks on the northern slope of the Kyrgyz Ala-Too Range through the middle block of Cenozoic formations and to the northern block of Quaternary deposits in the Chu Valley. Based on the velocity vectors, fields of different types of strain rates were constructed, which indicate a concentration of increased strain values up to $1.4 \cdot 10^{-7}$ /year within the middle Cenozoic block. Moreover, the high strain rate is not concentrated in fault zones and is dispersed over the area of the Cenozoic tectonic block, which is located at the junction of the northern spurs of the Kyrgyz Range and the Chu depression.

Keywords: Northern Tien Shan, GNSS measurements, modern movements, deformations, geological structure

Для цитирования: Кузиков С.И., Прохоров О.А. Тектонические движения и деформации в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (Северный Тянь-Шань) по данным многолетних космогеодезических наблюдений. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 298–312. <https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.298-312>; <https://www.elibrary.ru/gutfzv>

For citation: Kuzikov S.I., Prokhorov O.A. Tectonic movements and deformations within the Bishkek local GPS network (Northern Tien Shan) based on long-term space geodetic observations. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 298–312. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.298-312>; <https://www.elibrary.ru/gutfzv>

Финансирование

Работа проведена в рамках выполнения государственного задания Научной станции РАН в г. Бишкеке (№ 1021052806451-5-1.5.1).

Funding

The work was carried out within the framework of the state task of the Research Station of the RAS in Bishkek (No. 1021052806451-5-1.5.1).

Введение

Причины глобальных тектонических деформаций Азиатского континента исследователи связывают с длительной (десятки миллионов лет) историей дрейфа Индийской плиты на север и ее столкновением с Азиатским материком [1]. Развитие методов высокоточного GPS (Global Positioning System) позиционирования позволило создать Центрально-Азиатскую сеть наблюдений за современными движениями земной коры с охватом Тянь-Шаня и прилегающих территорий. Эти работы выполнялись большой международной группой ученых на базе Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН). По результатам этих GPS-измерений, скорость сокращения земной коры на Тянь-Шане составила ~ 20 мм/год с юга на север. Это дало основание оценить здесь ширину зоны смятия и сокращения земной коры на ~ 200 км [2, 3]. Но эта зона составляет лишь небольшую часть от общей зоны деформации между Индией и Азией шириной 2000–3000 км, в которой расположены горные массивы Гималаев, Гиндукуша, Тибета, Кунь-луня, Памира, Тянь-Шаня и др. [4]. В наши дни между северными равнинными окраинами Индийского континента и южными частями Казахской платформы продолжается меридиональное сокращение пространства со скоростью ~ 3.5 см/год [5], которое сопровождается современными процессами складчатости и разрывов в литосфере (рис. 1).

При детальном исследовании процесса коллизии Индийской и Азиатской плит возникает вопрос о современном характере распределения интенсивности движений и деформаций в зоне горного пояса между двумя континентами. По одному варианту представлений, в зоне коллизии основные смещения реализуются по разрывам между блоками. При этом блоки разных размеров деформируются минимально и выжимаются (перемещаются)

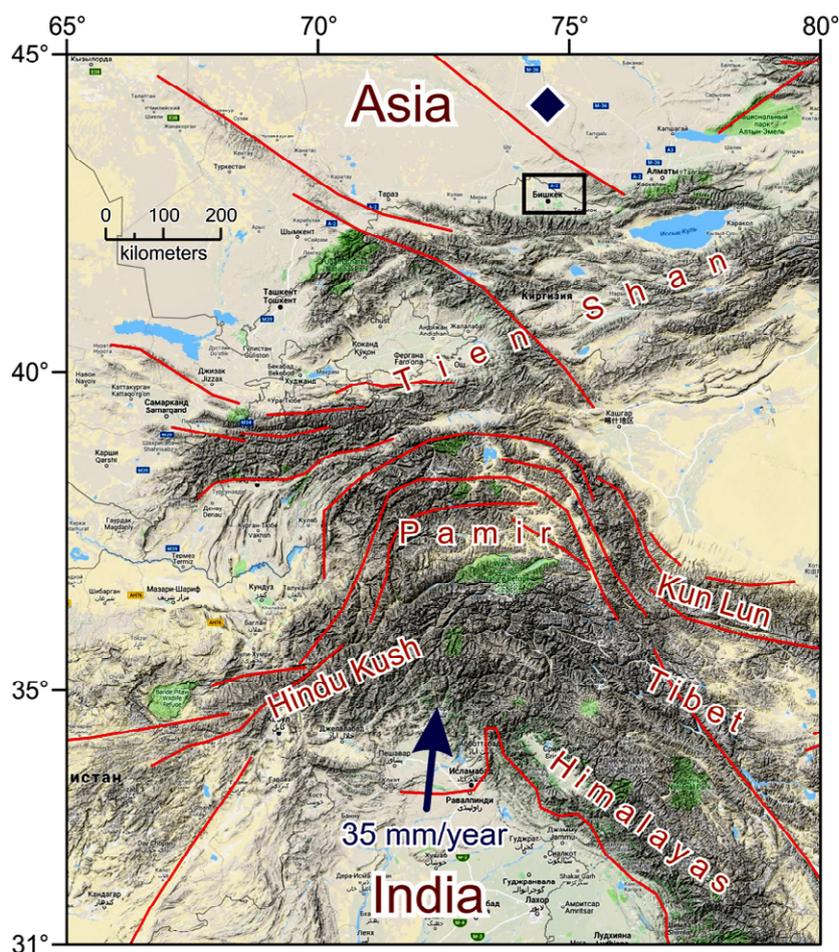


Рис. 1. Горизонтальная скорость движения северной части Индийской плиты относительно наблюдателя, расположенного в южной части Азиатского континента (ромбик), на основе GPS-измерений за 2007–2015 гг. (по [4, 5]). Прямоугольник – Бишкекская локальная GPS-сеть.

Fig. 1. Horizontal movement velocity of the northern part of Indian Plate relative to an observer located in the southern part of Asia (diamond) based on GPS measurements for 2007–2015 according to [4, 5]. Rectangle denotes Bishkek local GPS network.

в направлениях восток–запад, чем объясняется общее меридиональное укорочение земной коры [6]. Другое представление опирается на минимальные смещения по разломам и на максимальное распределение деформации по объему блоков, в результате чего мы наблюдаем укорочение в направлении север–юг и утолщение литосферы по глубине [7].

При исследовании характера движений по данным о скорости >300 пунктов Центрально-Азиатской GPS-сети за 1995–2005 гг. наблюдений были выделены квазижесткие домены на территории Тянь-Шаня и Казахского Щита [8]. При этом в поле скоростей выделено до 30 разных по размеру жестких доменов, содержащих от 3 до 17 векторов скорости, отклоняющихся от критерия жесткости не более 1.0 мм/год. Эти домены и пространства между ними не имеют четкой привязки к геологическим блокам и кайнозойским разломам. Но междоменные зоны характеризуются повышенными скоростями смещений и статистически имеют такие же направления простирания, как и поздние разломы земной коры в этом регионе. Причем совпадают не только 4 основные направления простираний, но и направления смещений по отношению к этим простираниям. Таким образом, наиболее поздняя геологическая структура блоков и разломов как бы застыла по отношению к структуре современных движений земной коры Центральной Азии. Но при этом характер деформирования продолжает сохраняться на современном этапе, т.е. с течением времени продолжает действовать один и тот же фактор воздействия на земную кору в этом регионе.

Помимо региональных площадных повторных космогеодезических измерений ИС РАН уже более 25 лет проводит регулярные наблюдения в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (БЛГС). В этом случае интерес представляет сравнение современных движений и деформаций земной коры с геологической структурой на локальном уровне.

Сеть, методика GPS-измерений и обработки данных

В границах Центрально-Азиатской GPS-сети (60–90° E, 35–55° N), в районе столицы Киргизии г. Бишкек и его пригородов, рас-

полагается БЛГС. На пунктах этой сети начиная с 1997 г. 4 раза в год проводятся GPS-измерения, на основе которых изучаются современные движения земной коры в пределах самой густонаселенной территории Киргизской Республики.

Сначала здесь были установлены первые 25 пунктов эпизодических GPS-измерений, с 2000 по 2002 г. в ее состав было включено еще 22 пункта. Но с течением времени часть пунктов космогеодезических наблюдений была уничтожена или прекращены измерения на них по причинам невозможности круглогодичного подъезда к ним. За последние годы регулярно измеряются 36 точек, которые по сети триангуляции удалены друг от друга в среднем на ~9 км, при максимальном удалении до ~19 км (рис. 2).

Места установки пунктов космогеодезических измерений региональной Центрально-Азиатской сети и БЛГС выбирались таким образом, чтобы исключить влияние экзогенных факторов на движение этих пунктов. Таким образом, нас интересует оценка современных движений только сравнительно больших блоков земной коры, в зависимости от масштаба организуемой сети наблюдения. Практически на каждом таком пункте устанавливается 2-3 марки на скальных обнажениях пород или железобетонном фундаменте в слабосцементированных породах кайнозойского возраста. Распределение пунктов по сети измерения планировалось по возможности равномерным, с учетом структурно-геологической ситуации. При этом учитывалось наличие круглый год подъездных дорог и максимально открытого неба, отсутствие рядом объектов, способных вносить переотражение и искажение спутникового навигационного сигнала [9].

За последние 20 лет наблюдений на БЛГС ежегодно проводятся 4 цикла GPS-опроса всех пунктов этой сети. Продолжительность измерительной сессии на каждом пункте составляет не менее 36 ч, частота записи данных от созвездия навигационных спутников составляет стандартные 30 с. Для измерений использовались приемники Topcon Legacy-E, способные фиксировать сигналы GPS и ГЛОНАСС. Но программное обеспечение приемника

Торсон Legacy-E не позволяло вести запись данных со всех спутников ГЛОНАСС, поэтому основной навигационной системой была GPS [9]. Полученные данные размещаются в структурированном цифровом архиве, верифицируются и подготавливаются для дальнейшей обработки. Вся необходимая для обработки и анализа информация об измерениях пунктов БЛГС размещена в электронной базе метаданных.

Для получения высокоточных временных рядов координат и векторов скорости нами уже около 30 лет используется программный комплекс GAMIT/GLOBK [10]. Это одна из самых первых и передовых программ расчета высокоточных позиций и векторов скорости для целей геодинимического исследования. Программный комплекс GAMIT/GLOBK постоянно совершенствуется авторами из Массачусетского технологического института. Эта программа достаточ-

но сложная и имеет многоэтапную обработку входных данных от Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), но при соблюдении всех необходимых требований можно добиться точности расчета координат пункта до 1-2 мм [9, 11].

После сложного процесса обработки данных GPS-измерений за 1997–2021 гг. для пунктов БЛГС в системе отсчета EURA2014 были получены временные ряды координат и векторы скорости. Временные ряды координат пункта могут содержать отдельные определения его позиции с явными отклонениями от многолетнего тренда движения этого пункта. В таких случаях будут происходить искажения значений вектора скорости исследуемого пункта. Поэтому для всех полученных нами временных рядов координат для пунктов наблюдения проведены анализ и очистка от статистически значимых отклонений позиции от линейного тренда.

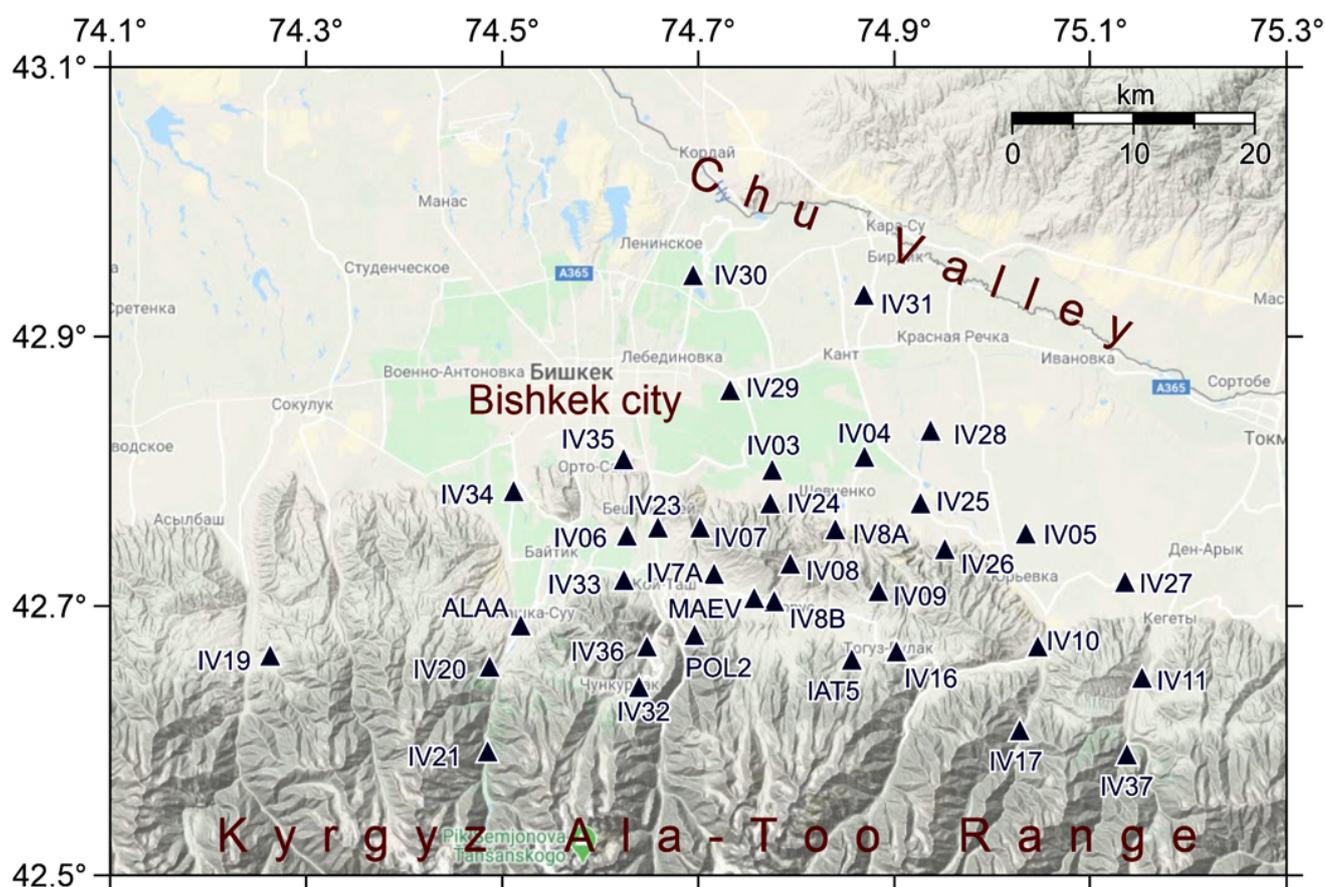


Рис. 2. Расположение пунктов Бишкекской локальной GPS-сети в районе сочленения склонов Кыргызского хребта и Чуйской впадины, недалеко от г. Бишкек. Эпизодические измерения на GPS-пунктах ведутся с 1997 г.

Fig. 2. The location of the Bishkek local GPS network sites at the junction of the slopes of the Kyrgyz Ala-Too Range and the Chu Valley near Bishkek city. Episodic measurements at GPS sites have been conducted since 1997.

Геологическая структура района исследований

Основная задача этой работы заключается в попытке оценить современный характер распределения движений и деформаций на территории БЛГС, где в течение более 20 лет проводятся регулярные эпизодические GPS-наблюдения на пунктах со средним удалением друг от друга до 10 км. При этом представляет интерес распределение современных деформаций относительно основных геологических структур, сформированных за миллионы или тысячи лет до космогеодезических измерений. С учетом указанных задач и приоритетов, условий и размера территории Бишкекской локальной сети, а также наличия доступных картографических материалов, наиболее подходящей является Геологическая

карта Киргизской Республики масштаба 1:500 000, 2008 г. (http://neotec.ginras.ru/neomaps/M005_Kyrgyzstan_2008_Geology.jpg). Фрагмент этой карты в рамках границ БЛГС показан на рис. 3.

Учитывая площадной охват территории исследования, неравномерное распределение пунктов GPS-измерения и структурно-геологические условия, можно выделить 3 блока для исследования (рис. 3). Здесь блок Q представляет собой разрез от среднечетвертичных до голоценовых речных отложений Чуйской долины с высотами 500–900 м н.у.м. С юга по Иссyk-Атинскому разлому (IA) на блок Q надвинут блок KZ с превышением ближайших вершин холмов до 1000 м над долинными отложениями Q. В поле KZ преобладают отложения с возрастным диапазоном от позднего палеогена до

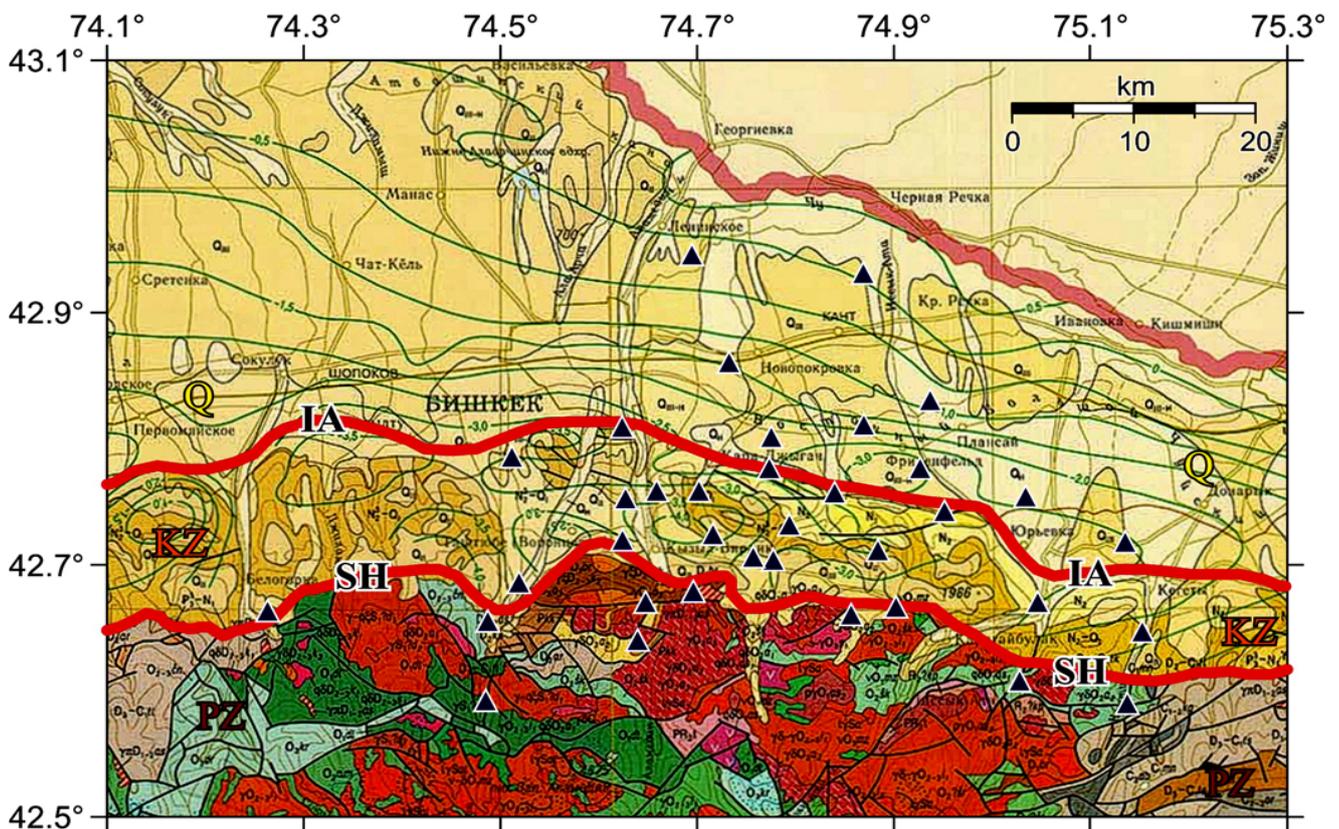


Рис. 3. Фрагмент Геологической карты Киргизской Республики масштаба 1:500 000, 2008 г. Треугольники – пункты GPS-измерений. Здесь и на рис. 4, 6–9: IA – структурная линия, совпадающая с Иссyk-Атинским взбросом и разделяющая блок преимущественного развития четвертичных отложений (Q) и блок развития кайнозойских пород (KZ). SH – структурная линия, в значительной мере совпадающая с простираем Шамсинского взброса и разделяющая блок развития кайнозойских пород (KZ) и блок палеозойских пород (PZ).

Fig. 3. Fragment of the Geological Map of the Kyrgyz Republic, scale 1:500,000, 2008. Triangles indicate GPS measurement sites. Here and on the Figures 4, 6–9: IA denotes a structural line that coincides with the Issyk-Ata reverse fault and separates the block of predominant development of Quaternary deposits (Q) from the block of development of Cenozoic rocks (KZ). SH indicates a structural line that largely coincides with the Shamsinsky reverse fault and separates the block of development of Cenozoic rocks (KZ) from the block of Paleozoic rocks (PZ).

ранних четвертичных образований. Верхний высотный предел KZ-блока до 2000 м н.у.м. Далее с юга на KZ-блок взброшен блок PZ по системе разрывных нарушений, в восточной половине эта структура совпадает с Шамсинским взбросом (SH). Блок PZ представлен скальными выходами пород осадочного и магматического генезиса и ордовик-силурийского возраста. Породы PZ-блока встречаются на высотах от 1600 м на отрогах и до 4800 м н.у.м. на водоразделе Киргизского хребта.

При такой достаточно обобщенной схеме геолого-тектонического строения территории локальных пунктов GPS-наблюдений возникает вопрос – в каких участках концентрируются движения и деформации? Распределены ли движения земной коры равномерно по площади всей этой территории, по отдельным блокам или сконцентрированы в зонах разрывов земной коры?

Результаты анализа векторного поля скоростей и тектонической структуры

В системе отсчета EURA2014 горизонтальные векторы скорости для пунктов БЛГС за 1997–2021 гг. представлены на рис. 4.

Чтобы иметь представление о характере повторяемости при определении горизонтальных позиций и о достоверности расчета векторов скорости для пунктов БЛГС, приведем графики временных рядов исследуемых координат для пункта IV08, расположенного в срединной части сети наблюдения (рис. 5).

Для анализа группы векторов скорости важно знать их систему отсчета и временной интервал наблюдений [8, 9]. Ранее в пределах этих же блоков проводилось сравнение статистических параметров распределения векторов скорости, но за 1997–2014 гг., с мень-

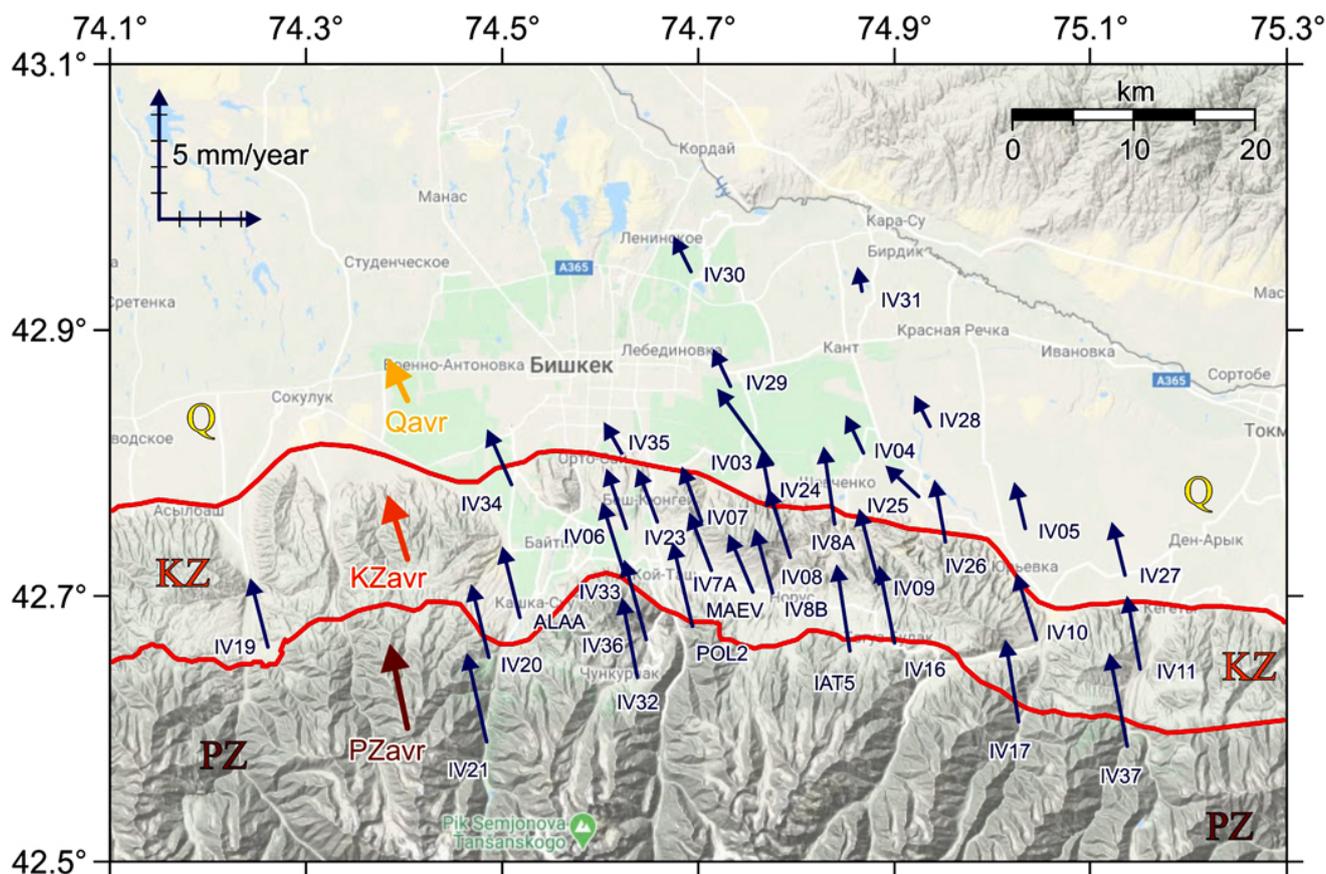


Рис. 4. Горизонтальные векторы скорости в системе отсчета EURA2014 с кодовыми названиями GPS-пунктов сети за 1997–2021 гг., с оценками ошибок до 1 (в среднем 0.4) мм/год. Q_{avr} , KZ_{avr} , PZ_{avr} – средние векторы скорости для соответствующих блоков преимущественного развития разновозрастных пород.

Fig. 4. Horizontal velocity vectors in the EURA2014 reference frame with code names of GPS network sites for 1997–2021 with error estimates of up to 1 (average 0.4) mm/year. Q_{avr} , KZ_{avr} , and PZ_{avr} indicate mean velocity vectors for the corresponding blocks of predominant development of different age rocks.

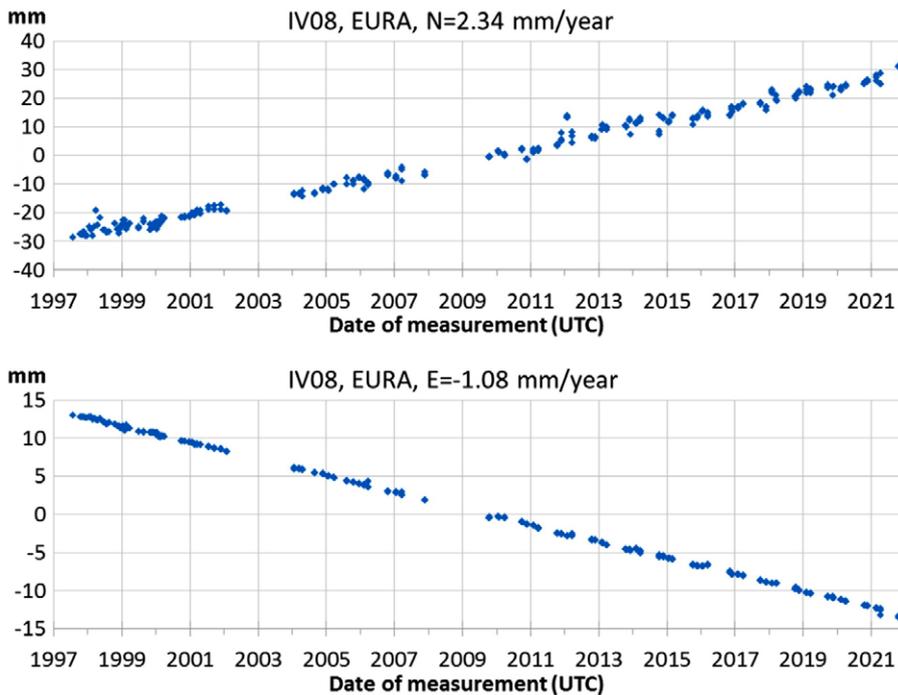


Рис. 5. Временные ряды горизонтальных топоцентрических координат и соответствующие им компоненты скорости (N – северная, E – восточная) в системе отсчета EURA2014 для пункта IV08 за 1997–2021 гг.

Fig. 5. Time series of horizontal topocentric coordinates and the corresponding velocity components (N, north; E, east) in the EURA2014 reference frame for the site IV08 for 1997–2021.

шим числом векторов и при системе отсчета EURA2008 [5]. Таким образом, на текущий момент добавлены данные еще за 7 лет наблюдений на территории БЛГС и сменилась система отсчета при расчете векторов скорости.

Статистические параметры для векторов скорости по разным блокам и разным интер-

статических параметров для векторов скорости по разным блокам исследуемой территории. В этом случае восточная компонента для средних значений скорости по блокам Q, KZ и PZ (рис. 4 и табл. 1) изменяется незначительно (–1.00, –0.99 и –0.89). Но при этом увеличиваются значения западного направления от

валам наблюдений сведены в табл. 1.

Из данных табл. 1 следует, что уровни значений по компонентам скорости (E – восточная, N – северная) за 1997–2021 гг. при EURA2014 в среднем выше по модулю на 0.9 мм/год более ранних расчетов за 1997–2014 гг. при EURA2008 [5]. Но относительные превышения средних скоростей от блока к блоку примерно одинаковы для двух вариантов расчетов. Это сравнение свидетельствует о качестве измерений, точности расчетов и устойчивости векторов скорости с течением времени.

В конечном счете нас интересует последний наиболее полный вариант (1997–2021 гг., EURA2014)

Таблица 1. Статистические характеристики для наборов горизонтальных векторов скорости (мм/год) в пределах всей Бишкекской локальной сети (*n* – количество пунктов) и отдельных ее блоков в разные интервалы наблюдения, с разными системами отсчета

Table 1. Statistical characteristics for the sets of horizontal velocity vectors (mm/year) within the entire Bishkek local GPS network and its individual blocks (*n*, number of sites) at different observation intervals with different reference frames

Территория, блок	1997–2014 гг., EURA2008 [5]				1997–2021 гг., EURA2014			
	<i>n</i>	<i>Min</i>	<i>Avr</i>	<i>Max</i>	<i>n</i>	<i>Min</i>	<i>Avr</i>	<i>Max</i>
БЛГС	31	–2.39	–0.86	–0.17	36	–2.89	–0.97	–0.24
	31	0.02	1.50	2.73	36	0.89	2.34	3.47
Q	10	–2.39	–1.00	–0.17	11	–2.89	–1.00	–0.24
	10	0.02	0.67	1.93	11	0.89	1.56	2.91
KZ	12	–1.17	–0.80	–0.40	16	–1.24	–0.99	–0.53
	12	1.15	1.64	2.16	16	2.02	2.44	2.94
PZ	9	–1.18	–0.79	–0.35	9	–1.17	–0.89	–0.65
	9	1.78	2.23	2.73	9	2.72	3.12	3.47

Примечание. В верхней строке восточная компонента скорости (E), в нижней – северная (N).

Note. The top line is the eastern velocity component (E), the bottom line is northern component (N).

PZ-блока к блоку Q. Северная компонента для средних значений скорости по блокам Q, KZ и PZ меняется более заметно (1.56, 2.44, 3.12) с уменьшением с юга на север.

Из вышеприведенных данных следует, что от южного PZ-блока к северному Q, на каждой из двух разрывных границ или внутри блока теряется ~ 0.8 мм/год в значениях северной компоненты скорости. Это может быть объяснено взбросовыми смещениями по разломам долготного простирания (запад–восток). И если учитывать изменения по средним значениям восточной компоненты скорости, то к взбросовому характеру движений на разломах может быть добавлен и левосторонний сдвиг.

Методика и результаты деформационного анализа на основе векторов скорости

Следует отметить, что вертикальная компонента скорости для пунктов БЛГС в настоящее время имеет оценку точности до 2 мм/год, что в 2 раза хуже точности определения горизонтальных компонент скорости. Кроме того, доступные нам алгоритмы расчета скорости деформации не предусматривают использование вертикальной компоненты. Авторская же версия программы 3-мерных расчетов деформации находится на стадии разработки.

В этой работе использована методика расчета скорости деформации по З.К. Шену [12], которая основана на подборке тензора горизонтальной деформации, где модельные и наблюдаемые векторы максимально должны совпадать друг с другом. Для произвольного узла сетки (x, y) находятся компоненты горизонтальной скорости (u_x, u_y) , компоненты тензора скорости деформации $(\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy})$ и скорость вращения (ω) . Такие параметры каждого узла сетки будут зависеть от расположения учитываемых пунктов GPS-наблюдения $(X_i, Y_i, i = 1, 2, \dots, n)$, от их скорости и ошибок $(U_{xi} \pm \varepsilon_{xi}, U_{yi} \pm \varepsilon_{yi})$ и от приращений координат от рассчитываемого узла сетки до GPS-станций $(\Delta_{xi} = x - X_i, \Delta_{yi} = y - Y_i)$. Узлы сетки строятся с выбранным шагом по осям координат.

Критерий L_i контролирует влияние каждого GPS-пункта на тензор деформации в узле расчета. Если необходимо получить более вы-

сокое разрешение результата интерполяции, то параметр L_i строится на основе функции Гаусса для взвешивания скорости этого пункта наблюдения. В том случае, если скорости достаточно неоднородны или редки, L_i рассчитывается на квадратичной функции для обеспечения более сглаженного деформационного решения. Также в этой методике расчета тензора деформации используется параметр сглаживания D , который для каждого узла подбирается индивидуально на основе суммы весовых коэффициентов, при этом часть граничных параметров задается пользователем.

Для исключения отрицательного влияния острых угловых секторов при неравномерно распределенных пунктах наблюдения вблизи текущего узла осуществляется дополнительный расчет азимутальной весовой функции (Z_i) . В этом случае учитывается равномерность распределения и влияние ближайших пунктов наблюдения не только по дальности, но и по азимутальному кругу [13].

С учетом вышеизложенного подходим к расчету собственно деформационных параметров. На основе горизонтальных компонент тензора $(\tau_{xx}, \tau_{xy}, \tau_{yy})$ рассчитываются главные оси $(\varepsilon_{max}, \varepsilon_{min})$ скорости деформации [14]. Далее приступаем к вычислению максимальной скорости сдвига (τ_{max}) , скорости дилатансии $(dilat)$ и второго инварианта $(secinv)$ тензора скорости деформации [15].

На основе данных 36 векторов скорости для БЛГС за 1997–2021 гг. по вышеописанной методике были рассчитаны деформационные параметры. Для получения сглаженной и в то же время достаточно детальной картины горизонтальной деформации алгоритм выбрал весовой коэффициент сглаживания $D \leq 20$ км. Это значит, что от узла расчета деформации учитывались векторы скорости не дальше 20 км, и чем дальше пункт GPS-наблюдения – тем меньше его вес влияния на деформацию узла [13]. Расчет разных видов деформации осуществлялся в узлах равномерной сетки с шагом 0.04° по направлениям север–юг (~ 4.45 км) и запад–восток (~ 3.26 км) внутри территории, ограниченной пунктами GPS-наблюдений. На рис. 6 для территории БЛГС в 126 узлах расчета показаны главные оси горизонтальной скорости деформации.

При общем рассмотрении всех узлов на рис. 6 выделяется наиболее значимый фактор – это околосредирональное направление деформационных осей скорости укорочения и, соответственно, запад-восточная ориентация осей скорости преимущественного удлинения. При этом субдолготные оси имеют максимальные значения за счет преобладающих положительных значений деформации (удлинения, ϵ_{max}). Вдоль субмеридиональных направлений располагаются оси минимальных отрицательных значений (укорочения, ϵ_{min}), которые более чем на порядок превышают по модулю значения ϵ_{max} . Полученные в этом разделе деформационные параметры за 1997–2021 гг. в общих чертах согласуются с результатами расчетов за меньшие интервалы наблюдений, на 5–15 лет, в более ранних работах [16, 17].

В центральной части БЛГС, в блоке KZ-отложений, отмечается аномальный пово-

рот оси скорости укорочения на С-СВ (или Ю-ЮЗ). Также здесь визуально отмечается тенденция уменьшения абсолютных значений ϵ_{min} и увеличения по модулю значений ϵ_{max} с юга на север, от блока палеозойских образований (PZ) к блоку четвертичных отложений (Q). Причем в самых северных узлах расчета деформаций значения ϵ_{max} по модулю почти достигают уровня абсолютных значений ϵ_{min} . Более детальные статистические параметры по главным осям горизонтальной скорости деформации для всех узлов в пределах всей локальной сети и по отдельным блокам и зонам сведены в табл. 2.

Минимальные (min), средние (avr) и максимальные (max) значения по главным осям скорости горизонтальной деформации в табл. 2 в общих чертах подтверждают визуальное восприятие рис. 6. Особенностью здесь являются более высокие значения скорости

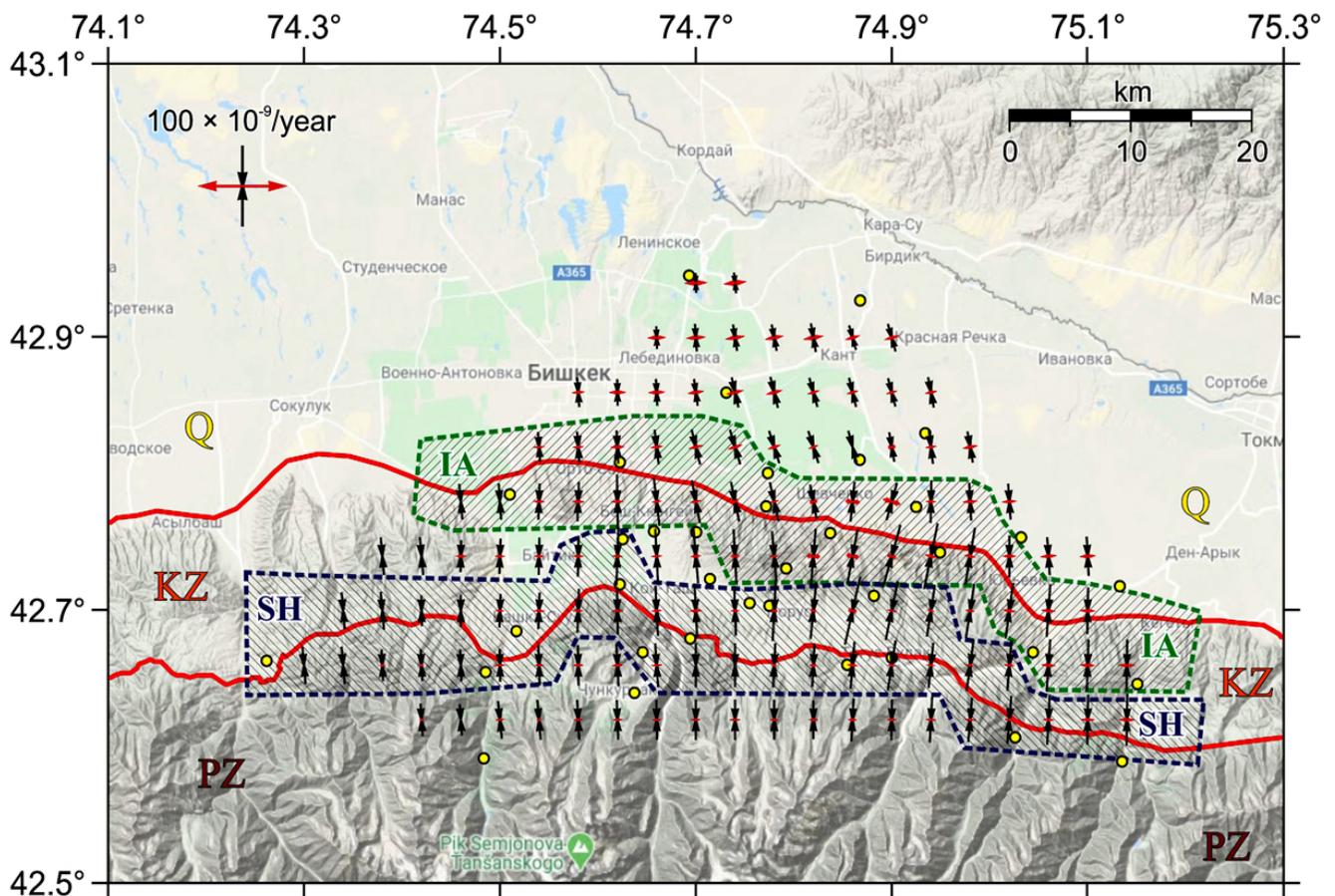


Рис. 6. Главные оси горизонтальной скорости деформации в узлах сетки через 0.04° , рассчитанные по векторам скорости для пунктов БЛГС (желтые кружки) за 1997–2021 гг.

Fig. 6. Principal axes of horizontal strain rate at 0.04° grid nodes calculated from velocity vectors for the Bishkek local GPS network sites (yellow circles) for 1997–2021.

Таблица 2. Статистические характеристики по главным осям горизонтальной скорости деформации для узлов в пределах БЛГС, отдельных блоков и зон

Table 2. Statistical characteristics for the principal axes of horizontal strain rate for nodes within the Bishkek local GPS network, individual blocks, and zones

Блок, зона	Число узлов	$\epsilon_{max}, \times 10^{-9}/\text{год}$			$\epsilon_{min}, \times 10^{-9}/\text{год}$			Азимут $\epsilon_{min}, ^\circ$		
		Min	Avr	Max	Min	Avr	Max	Min	Avr	Max
БЛГС	126	-35.9	5.7	32.4	-140.4	-82.4	-40.0	162.1	178.4	196.5
Q	43	-35.9	11.5	32.4	-105.9	-66.2	-40.0	162.1	173.2	196.5
IA	34	-35.9	2.8	17.9	-135.5	-90.7	-60.8	163.7	179.7	196.5
KZ	48	-26.8	2.8	17.9	-140.4	-97.2	-62.1	168.0	181.9	196.1
SH	40	-16.7	2.4	17.0	-140.4	-91.1	-62.1	175.5	182.0	193.1
PZ	35	-1.6	2.5	7.0	-102.2	-82.1	-63.9	174.7	180.1	189.0

субмеридионального укорочения в кайнозойском блоке (KZ) относительно других выделенных участков БЛГС. Причем даже обрамляющие KZ-блок зоны разрывных нарушений (IA и SH) имеют меньший уровень скорости укорочения. Это значит, что повышенные скорости укорочения не сосредоточены только в пограничных взбросовых зонах Иссык-Атинского и Шамсинского разломов, а в большей мере распределены

по всему блоку KZ. Что может свидетельствовать о возможности реализации по всему KZ-блоку пластической деформации (или смятия).

Рассмотрим сдвиговую форму скорости деформации в пределах БЛГС (рис. 7).

При общем охвате данных о скорости деформации сдвига на рис. 7 выделяется область повышенных значений, в границах KZ-блока и в пределах 74.5–75.3° Е. Сразу за границами

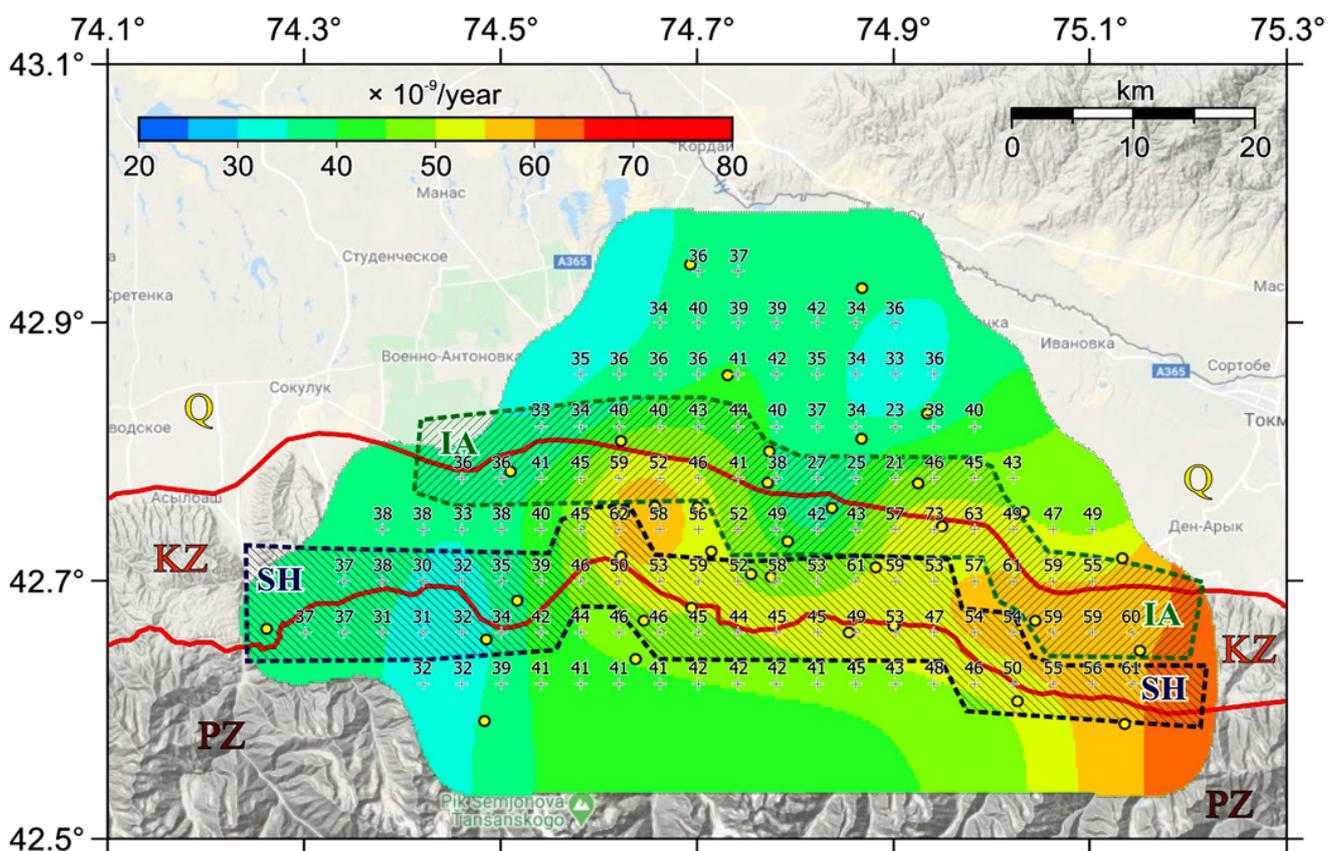


Рис. 7. Значения скорости горизонтальной деформации сдвига в узлах сетки (0.04°), рассчитанные по векторам скорости БЛГС (желтые кружки) за 1997–2021 гг.

Fig. 7. Horizontal shear strain rate values at grid nodes (0.04°) calculated from velocity vectors of the Bishkek local GPS network (yellow circles) for 1997–2021.

Таблица 3. Статистические характеристики для скорости горизонтальной деформации сдвига и дилатансии, второго инварианта, $\times 10^{-9}/\text{год}$

Table 3. Statistical characteristics for horizontal shear and dilatation strain rate, second invariant, $10^{-9}/\text{year}$

Блок, зона	Число узлов	Сдвиг			Дилатансия			Второй инвариант		
		Min	Avr	Max	Min	Avr	Max	Min	Avr	Max
БЛГС	126	21.0	44.1	73.4	-157.1	-76.7	-7.9	51.2	83.5	141.4
Q	43	21.0	38.9	59.8	-113.8	-54.6	-7.9	51.2	68.8	106.8
IA	34	21.0	46.8	73.4	-148.0	-88.0	-53.2	61.1	91.9	136.0
KZ	48	30.8	50.0	73.4	-157.1	-94.5	-61.8	62.1	97.6	141.4
SH	40	30.8	46.7	62.2	-157.1	-88.7	-62.6	62.1	91.3	141.4
PZ	35	31.1	42.3	53.0	-98.4	-79.6	-62.7	63.9	82.2	102.3

указанной территории уровень значений скорости сдвига заметно уменьшается. Очевидно, что повышенные скорости деформации не приурочены к узким линиям разрыва земной коры, а рассредоточены по центральной и восточной площади KZ-блока.

Статистические характеристики распределения скорости деформации сдвига по блокам и зонам БЛГС сведены в табл. 3. Самые

минимальные значения скорости сдвига лежат в поле развития Q, несколько более высокие средние параметры сдвига характерны для PZ-блока. Еще более высокие параметры скорости сдвига имеют разломные зоны IA и SH, но все эти площади уступают по уровню статистических характеристик KZ-блоку (табл. 3).

Рассмотрим скорость объемной деформации или дилатансии в горизонтальном плане (рис. 8).

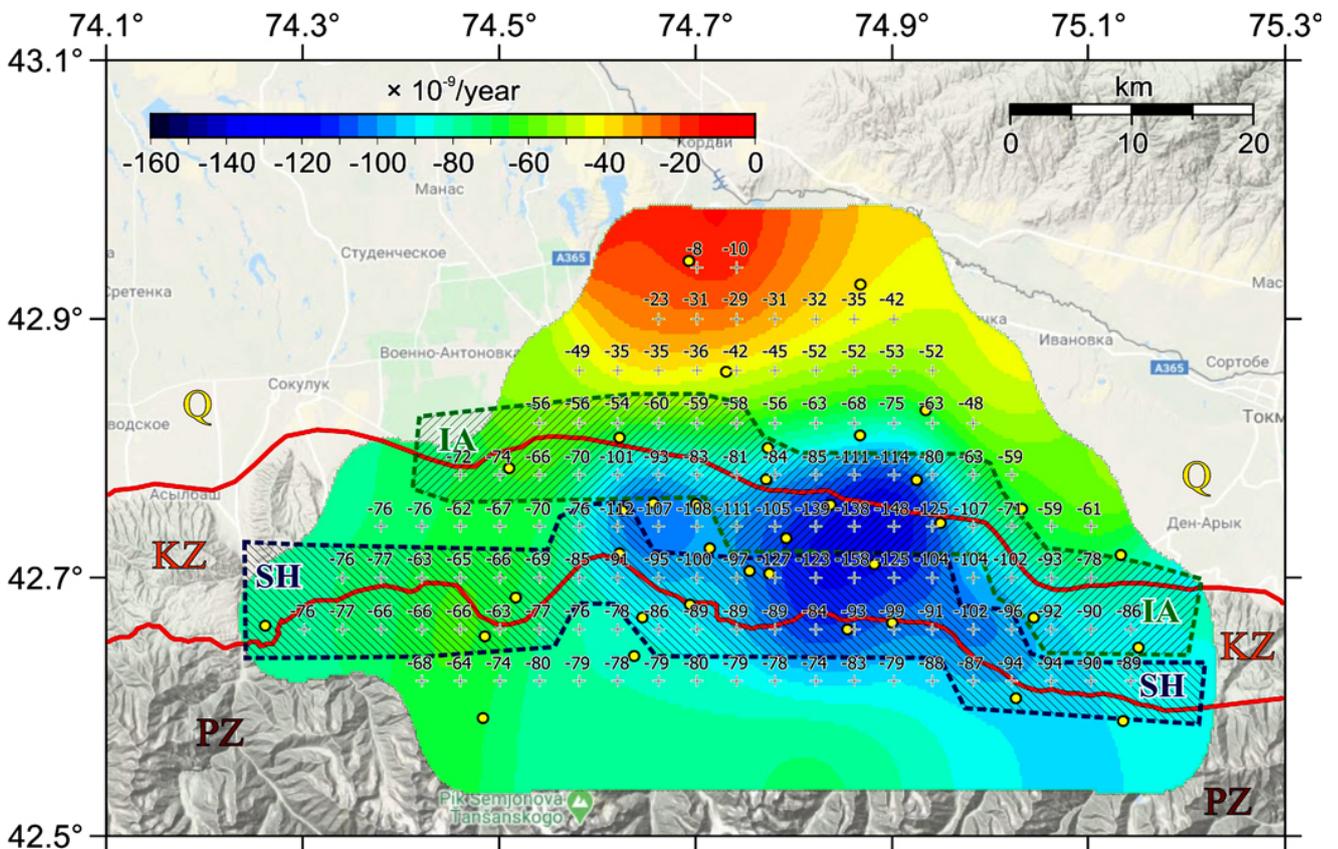


Рис. 8. Значения скорости горизонтальной дилатансии (деформации площади по сетке 0.04°) на основе векторов скорости БЛГС за 1997–2021 гг.

Fig. 8. Horizontal dilatation rate values (area deformation by grid 0.04°) based on velocity vectors of the Bishkek local GPS network for 1997–2021.

Первое, что обращает на себя внимание на рис. 8, это полностью отрицательное поле значений для скорости горизонтальной дилатансии. Это значит, что на всей исследуемой территории наблюдается сокращение площади. Максимальные по модулю значения скорости дилатансии также лежат в пределах KZ-блока, особенно выделяется его центральная часть между $74.6-75.0^\circ$ E. Из табл. 3 следует, что самые минимальные по модулю средние значения скорости дилатансии лежат в блоке Q, более высокие средние параметры изменения площади имеет блок PZ. Зоны разломов IA и SH имеют примерно равный уровень дилатансии, который больше значений в PZ-блоке. Больше всех уровень площадной деформации в KZ-блоке.

Еще одним видом скорости горизонтальной деформации по методике З.К. Шена [12, 13] является так называемый второй инвариант тензора деформации. Этот параметр может

характеризовать скорость общих линейных и угловых деформаций (рис. 9; табл. 3).

На рис. 9 распределение скорости общей деформации имеет аналогичную структуру по отношению к другим видам скорости деформации (рис. 7 и 8). Здесь скорость общей деформации больше $100 \times 10^{-9}/\text{год}$ сосредоточена восточнее 74.6° E только в KZ-блоке, за исключением 2 приграничных узлов (рис. 9). Максимальные значения второго инварианта тензора скорости деформации достигают $(120-141) \times 10^{-9}/\text{год}$ и располагаются в самом центре KZ-блока между $74.8-75.0^\circ$ E. Согласно табл. 3, ограничивающие KZ-блок разломные зоны IA и SH имеют примерно одинаковые (91.9 и 91.3) средние значения общей скорости деформации, которые уступают среднему значению KZ-блока – $97.6 (\times 10^{-9}/\text{год})$. Периферийный с юга PZ-блок имеет среднюю скорость общей деформации 82.2, а северный Q-блок – самое низкое значение этого параметра $68.8 (\times 10^{-9}/\text{год})$.

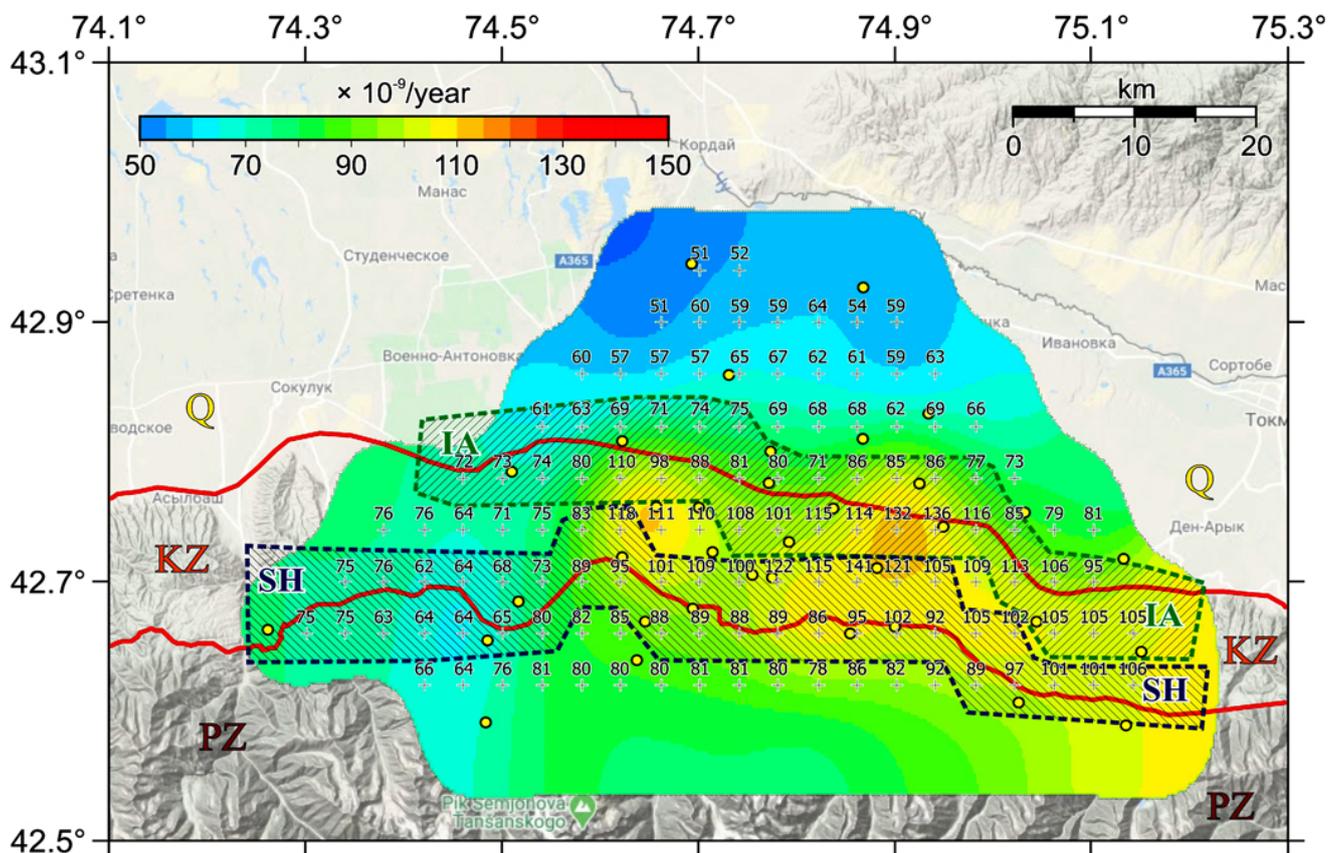


Рис. 9. Второй инвариант тензора скорости горизонтальной деформации (по сетке 0.04°) на основе векторов скорости БЛГС за 1997–2021 гг.

Fig. 9. The second invariant of the horizontal strain rate tensor (0.04° grid) based on velocity vectors of the Bishkek local GPS network for 1997–2021.

Заключение

По данным как минимум 72 циклов эпизодических измерений за 1997–2021 гг. наблюдений, на 36 пунктах Бишкекской локальной GPS-сети посредством программы GAMIT/GLOBK рассчитаны горизонтальные векторы скорости в системе отсчета EURA2014 с ошибками до 1 мм/год. Такая система векторов скорости позволила провести оценку распределения современных кинематических и деформационных параметров по отношению к обобщенной геологической структуре этого района. На территории БЛГС выделяется 3 блока с преимущественным развитием четвертичных Q, кайнозойских KZ и палеозойских PZ пород. Эти блоки разделяются обобщенными линиями разрывного взбросового происхождения и субдолготного простирания.

В системе отсчета EURA2014 восточная компонента скорости от южного PZ-блока, через средний KZ-блок, к северному Q-блоку меняется в среднем незначительно: от -0.9 до -1.0 мм/год. При субдолготной протяженности линий разрыва это может обеспечивать им небольшой левосторонний сдвиг. При этом северная компонента для средних скоростей от PZ к Q блоку меняется с 3.1 до 1.6 мм/год, уменьшаясь примерно в равных долях от одного блока к другому. Это может интерпретироваться как реализация взбросов по граничным линиям между блоками или как равномерное распределение уменьшения северной компоненты скорости с юга на север по всему объему пород. Что может свидетельствовать о надвигании пород Киргизского хребта на Чуйскую депрессию.

На основе вышеописанных векторов скорости в пределах БЛГС по методу З.К. Шена рассчитаны параметры тензора горизонтальной деформации. Это параметры скорости деформации по главным осям, сдвигу, дилатансии и второму инварианту тензора.

На всей территории БЛГС ось скорости укорочения направлена в субмеридиональном направлении, $(-40... -140) \times 10^{-9}$ /год, а ось скорости удлинения – в субдолготном направлении, $(-35... +32) \times 10^{-9}$ /год. При-

чем абсолютные значения по оси укорочения в среднем на порядок превышают абсолютные показатели удлинения. С юга на север значения скорости удлинения имеют тенденцию увеличиваться.

Скорость деформации максимального сдвига варьирует здесь в пределах $(21-73) \times 10^{-9}$ /год. Скорость дилатансии на всей исследуемой территории имеет отрицательные значения $(-8... -157) \times 10^{-9}$ /год. Это свидетельствует о всеобщем сокращении площади всех блоков. Скорость общей деформации (второй инвариант тензора) изменяется в пределах $(51-141) \times 10^{-9}$ /год.

Общей закономерностью для всех видов скорости деформации являются повышенные показатели в KZ-блоке, особенно высокий уровень значений отмечается восточнее 74.6° E. Граничные с кайнозойским блоком разломные зоны имеют меньшие деформационные показатели, еще меньший уровень скорости деформации присущ блоку палеозойских пород, а поле четвертичных отложений имеет самый низкий уровень по всем видам скорости деформации.

Список литературы

1. Molnar P., Tapponnier P. **1975**. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419–426.
2. Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaevll K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T. et al. **1996**. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Letters to Nature*, 384: 450–453.
3. Zubovich A.V., Wang X.-Q., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., et al. **2010**. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. *Tectonics*, 29(TC6014). <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>
4. Ischuk A., Bendick R., Rybin A., Molnar P., Khan S., Kuzikov S., Mohadjer S., Saydullaev U., Ilyasova Z., Schelochkov G. et al. **2013**. Kinematics of the Pamir and Hindu Kush regions from GPS geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118: 2408–2416. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50185>
5. Kuzikov S.I. **2019**. The ratio of tectonic structure and modern movements of the crust in area of geodynamic proving ground in Bishkek. *IOP Conference Se-*

- ries: *Earth and Environmental Science*, 324(012011). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/324/1/012011>
6. Replumaz A., Tapponnier P. **2003**. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *Journal of Geophysical Research*, 108(2285). <https://doi.org/10.1029/2001JB000661>
 7. Flesch L.M., Haines A.J., Holt W.E. **2001**. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 106: 16435–16460.
 8. Кузиков С.И., Мухамедиев Ш.А. **2010**. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети. *Физика Земли*, 7: 33–51.
 9. Кузиков С.И. **2014**. Методические задачи и проблемы точности GPS-наблюдений (на примере Бишкекского геодинимического полигона). *Физика Земли*, 6: 55–69. <https://doi.org/10.7868/S0002333714060039>
 10. Herring T.A., King R.W., Floyd M.A., McClusky S.C. **2010**. *Introduction to GAMIT/GLOBK: Release 10.7*. Massachusetts Institute of Technology, 54 p.
 11. Kuzikov S., Kenigsberg D.V., Salamatina Yu., Prokhorov O.A. **2023**. Comparison of methods for computing highly accurate daily GNSS positions. *Civil Engineering Journal*, 9(02): 305–318. <https://doi.org/10.28991/CEJ-2023-09-02-04>
 12. Shen Z.K., Jackson D.D. **1996**. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles Basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, 101(B12): 27957–27980.
 13. Shen Z.K., Jackson D.D. **2015**. Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(4): 2117–2127. <https://doi.org/10.1785/0120140247>
 14. Седов Л.И. **1970**. *Механика сплошной среды*. Т. 1. М.: Наука, 492 с.
 15. Каргин В.Р., Каргин Б.В. **2015**. *Механика сплошных сред*. Ч. 1. Самара: Изд-во СГАУ, 76 с.
 16. Костюк А.Д., Sagiya T., Zubovich A.V. **2006**. Сравнение распределения сейсмичности и поля деформации в Северном Тянь-Шане. *Вестник КРСУ*, 6(3): 64–70.
 17. Сычева Н.А., Мансуров А.Н. **2017**. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинимического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных. *Geodynamics & Tectonophysics*, 8(4): 809–825. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0318>
 2. Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T. et al. **1996**. Relatively construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Letters to Nature*, 384: 450–453.
 3. Zubovich A.V., Wang X.-Q., Scherba Y.G., Schelochkov G.G., Reilinger R., Reigber C., Mosienko O.I., Molnar P., Michajljow W., Makarov V.I., et al. **2010**. GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions. *Tectonics*, 29(TC6014). <https://doi.org/10.1029/2010TC002772>
 4. Ischuk A., Bendick R., Rybin A., Molnar P., Khan S., Kuzikov S., Mohadjer S., Saydullaev U., Ilyasova Z., Schelochkov G. et al. **2013**. Kinematics of the Pamir and Hindu Kush regions from GPS geodesy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118: 2408–2416. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50185>
 5. Kuzikov S.I. **2019**. The ratio of tectonic structure and modern movements of the crust in area of geodynamic proving ground in Bishkek. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 324(012011). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/324/1/012011>
 6. Replumaz A., Tapponnier P. **2003**. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *Journal of Geophysical Research*, 108(2285). <https://doi.org/10.1029/2001JB000661>
 7. Flesch L.M., Haines A.J., Holt W.E. **2001**. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. *Journal of Geophysical Research*, 106: 16435–16460.
 8. Kuzikov S.I., Mukhamediev S.A. **2010**. Structure of the present-day velocity field of the crust in the area of the Central-Asian GPS network. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 46(7): 584–601. <https://doi.org/10.1134/S1069351310070037>
 9. Kuzikov S.I. **2014**. Methodical questions and accuracy problems of GPS observations by the example of the geodynamic proving ground in Bishkek. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 50(6): 770–784. <https://doi.org/10.1134/S1069351314060032>
 10. Herring T.A., King R.W., Floyd M.A., McClusky S.C. **2010**. *Introduction to GAMIT/GLOBK: Release 10.7*. Technical report. Massachusetts Institute of Technology, 54 p. URL: http://geoweb.mit.edu/gg/Intro_GG.pdf (дата обращения 10.09.20).
 11. Kuzikov S., Kenigsberg D.V., Salamatina Yu., Prokhorov O.A. **2023**. Comparison of methods for computing highly accurate daily GNSS positions. *Civil Engineering Journal*, 9(02): 305–318. <https://doi.org/10.28991/CEJ-2023-09-02-04>
 12. Shen Z.K., Jackson D.D. **1996**. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles Basin from geodetic measurements. *Journal of Geophysical Research*, 101(B12): 27957–27980.

References

1. Molnar P., Tapponnier P. **1975**. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419–426.

- cal Research*, 101(B12): 27957–27980. <https://doi.org/10.1029/96jb02544>
13. Shen Z.K., Jackson D.D. **2015**. Optimal interpolation of spatially discretized geodetic data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(4): 2117–2127. <https://doi.org/10.1785/0120140247>
 14. Sedov L.I. **1970**. [*Continuum mechanics*]. Book 1. Moscow: Nauka, 492 p. (In Russ.).
 15. Kargin V.R., Kargin B.V. **2015**. *Continuum mechanics*. Part 1. Samara: SSAU Publ. House, 76 p. (In Russ.).
 16. Kostyuk A.D., Sagiya T., Zubovich A.V. **2006**. Comparison of seismicity distribution and deformation field. *Vestnik Kyrgyzsko-Rossiyskogo Slavyanskogo universiteta*, 6(3): 64–70. (In Russ.).
 17. Sycheva N.A., Mansurov A.N. **2017**. Comparison of crustal deformation rates estimated from seismic and GPS data on the Bishkek geodynamic polygon. *Geodynamics & Tectonophysics*, 8(4): 809–825. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2017-8-4-0318>

Об авторах

Кузиков Сергей Иванович (<https://orcid.org/0000-0002-7300-0314>), кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, руководитель лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия, ksi@gdirc.ru

Прохоров Олег Александрович (<https://orcid.org/0000-0001-9408-453X>), младший научный сотрудник лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия, helgpro@yandex.ru

About the Authors

Kuzikov, Sergey I. (<https://orcid.org/0000-0002-7300-0314>), Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Leading Researcher, Leader of the Laboratory of studying modern movements of the Earth's crust by space geodesy, Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek city, Kyrgyzstan, ksi@gdirc.ru

Prokhorov, Oleg A. (<https://orcid.org/0000-0001-9408-453X>), Junior Researcher of the Laboratory of studying modern movements of the Earth's crust by space geodesy, Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek city, Kyrgyzstan, helgpro@yandex.ru

Поступила 19.08.2024

Принята к публикации 20.10.2024

Received 19 August 2024

Accepted 20 October 2024



Тектонофизическая модель очага тектонического землетрясения

С. А. Борняков¹*, А. А. Добрынина¹, И. А. Пантелеев², В. А. Саньков^{1,3},
Д. В. Салко¹, Г. В. Встовский⁴, А. И. Мирошниченко¹, А. Н. Шагун¹,
А. Е. Синцов⁵, А. А. Каримова^{1,3}

*E-mail: bornyak@crust.irk.ru

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия

³Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

⁴ЗАО «ЦНИИПСК им. Мельникова», Москва, Россия

⁵АО ВО «Безопасность», Москва, Россия

Резюме. На основе опубликованных и авторских результатов физического моделирования процессов формирования зон разломов выявлены общие закономерности их структурно-динамического развития. Эти закономерности положены в основу авторской тектонофизической модели очага землетрясения, с вытекающим из нее предвестником. В качестве такого предвестника выступает процесс деформационной самоорганизации активных сегментов в очаге готовящегося землетрясения. Показано, что этот процесс поддается превентивной диагностике по данным деформационного и сейсмического мониторинга. Он проявляется в виде низкочастотных автоволновых колебаний непосредственно перед сейсмическим событием во временном интервале от первых дней до первых часов, что позволяет отнести его к краткосрочным.

Ключевые слова: зона разлома, сегментация, тектонофизическая модель, очаг тектонического землетрясения, самоорганизация, предвестники

Tectonophysical model of the tectonic earthquake focus

Sergey A. Bornyakov¹*, Anna A. Dobrynina¹, Ivan A. Panteleev², Vladimir A. Sankov^{1,3},
Denis V. Salko¹, Grigory V. Vstovsky⁴, Andrey I. Miroshnichenko¹, Artem N. Shagun¹,
Artem E. Sintsov⁵, Anastasia A. Karimova^{1,3}

*E-mail: bornyak@crust.irk.ru

¹Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the RAS, Irkutsk, Russia

²Institute of Continuum Mechanics of the Ural Branch of the RAS, Perm, Russia

³Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

⁴ANO "Center for Industrial and Environmental Expertise", Moscow, Russia

⁵JSC VO "Safety", Moscow, Russia

Abstract. Based on the results of physical modeling of the processes of fault zone formation, general regularities of their structural and dynamic development were revealed. These regularities were used as the basis of the author's tectonophysical model of the tectonic earthquake focus, with a precursor resulting from it. Such a precursor is the self-organization of the deformation process of active segments in the focus of an impending earthquake. It was shown that this process can be diagnosed preventively using the deformation and seismic monitoring data and manifests itself in the form of low-frequency self-oscillations immediately before the seismic event in the time interval from the first days to the first hours. The stable manifestation of this precursor allows us to classify it as short-term.

Keywords: fault zone, segmentation, tectonophysical model, tectonic earthquake focus, self-organization, precursors

Для цитирования: Борняков С.А., Добрынина А.А., Пантелеев И.А., Саньков В.А., Салко Д.В., Встовский Г.В., Миросниченко А.И., Шагун А.Н., Синцов А.Е., Каримова А.А. Тектонофизическая модель очага тектонического землетрясения. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 313–327. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.313-327>; <https://www.elibrary.ru/xhqjfo>

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук на 2021–2025 гг. (проект № FWEF-2021-0009).

Введение

Проблема краткосрочного прогноза землетрясений в настоящее время остается нерешенной, несмотря на более чем полувековое привлечение к ее решению передовых интеллектуальных и технических мировых ресурсов. Системные исследования этой проблемы в нашей стране начались во второй половине прошлого века после серии разрушительных землетрясений. Сначала они были направлены на изучение «сейсмических швов», однако после смерти идеолога этого направления академика Г.А. Гамбурцева были переориентированы на сбор информации по предвестникам землетрясений [1, 2]. Бытовало твердое убеждение, что достаточно собрать по ним необходимую оригинальную базу и проблема будет решена. Предвестниковый оптимизм 1970-х годов постепенно начал спадать в 80-х – начале 90-х годов и сменился затем публичным признанием невозможности краткосрочного прогноза землетрясений [3, 4 и др.]. Несмотря на то что в последующие годы перечень видов предвестников существенно пополнился и количество их возросло, состояние проблемы осталось прежним и скептические настроения относительно краткосрочного прогноза по-прежнему сохраняются [5–7].

Потенциальная возможность решения любой научной проблемы определяется уровнем развития науки и техники. К примеру, та же погода до определенного момента считалась непредсказуемой, но с накоплением знаний о механизмах ее формирования и появлением компьютеров прогноз погоды стал явлением

For citation: Bornyakov S.A., Dobrynina A.A., Panteleev I.A., Sankov V.A., Salko D.V., Vstovsky G.V., Mirosnichenko A.I., Shagun A.N., Sintsov A.E., Karimova A.A. Tectonophysical model of the tectonic earthquake focus. *Geosistemy perednykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 313–327. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.313-327>; <https://www.elibrary.ru/xhqjfo>

Funding

The work was carried out within the framework of the state task of the Institute of the Earth's Crust of the SB RAS (No. FWEF-2021-0009).

обыденным. Что касается проблемы краткосрочного прогноза землетрясений, то можно констатировать, что научно-технический уровень 80–90-х годов был еще недостаточным для ее решения, поэтому неутешительный вывод о невозможности реализации такого прогноза был вполне правомерен.

За последнюю четверть века в науках о Земле в целом и в науке о землетрясениях в частности произошли существенные изменения.

Постепенно меняются представления об общих принципах эволюции геологических систем под влиянием идей современной термодинамики, синергетики, фрактальной геометрии и теории катастроф [8–11]. На смену детерминистским представлениям о геофизической среде как линейном континууме пришли представления о ней как о нелинейной, дискретной системе с фрактальными свойствами и сложным хаотическим поведением в обычном состоянии и детерминированным в критическом, переходном состоянии [12–16].

Аналогичные изменения происходят и в представлениях о физике очага тектонического землетрясения. Анализ существующих его моделей в историческом контексте показывает, что начиная со второй половины 1980-х годов формируется представление о нем как о сложной открытой нелинейной динамической системе, способной к самоорганизации в критическом предсейсмогенном состоянии [17–21 и др.].

Существенный прогресс произошел и в технике. Бурное развитие регистрирующей

аппаратуры и компьютерной техники существенно расширило возможности инструментального мониторинга для получения и комплексной обработки больших массивов оригинальных цифровых данных по геофизическим и другим параметрам с высокими разрешениями и точностью. Это позволяет фиксировать ранее не поддававшиеся регистрации явления в очаге землетрясения на завершающей стадии его подготовки как в природе, так и в его аналоге, воспроизводимом в моделях в лабораторных экспериментах.

Все это вместе взятое позволяет подойти к решению проблемы краткосрочного прогноза землетрясений на качественно новом концептуальном и техническом уровнях. На такой подход опираются прогнозные исследования авторов настоящей статьи, совокупный результат которых представлен в виде тектонофизической модели очага тектонического землетрясения (ТМОТЗ).

1. Концептуальные предпосылки тектонофизической модели очага землетрясения

Как правило, в основе прогноза малоизученного явления лежит его теоретическая модель. Для очага тектонического землетрясения (ОТЗ) существует более десяти моделей, предложенных в разное время (см. краткий обзор в работах [22, 23]). Не останавливаясь на их характеристике, отметим, что, несмотря на различные подходы к объяснению физических причин формирования ОТЗ, они, в большинстве своем, едины в трактовке самого акта сейсмогенерации и связывают его с сейсмогенной подвижкой по уже существующему или новообразованному разлому. При этом все модели представляют разлом в виде упрощенной геометрической плоскости, не учитывая ни его внутреннее строение, ни нелинейный характер деформационной динамики [23, 24]. Необходимость рассмотрения в прогнозных исследованиях разлома как объемной, трехмерной разрывной структуры неоднократно отмечалась в публикациях [25–30 и др.]. Кроме того, эти модели не учитывают активно развивающиеся представления о зонах разломов и вмещающей их литосфере как об открытых

нелинейных динамических системах с проявлением в них процессов самоорганизации в критическом состоянии [15, 16, 19, 20, 31–38].

Невозможность прямого наблюдения процесса подготовки ОТЗ в природе стимулировала воспроизведение его в лабораторных условиях с целью регистрации сопутствующих деформированию моделей явлений, рассматриваемых в качестве возможных предвестников. В большинстве случаев моделировался процесс прерывистого скольжения по готовому разлому (stick-slip) [39], за который принималась контактная плоскость между смещающимися относительно друг друга блоками, изготовленными из горных пород или искусственных материалов. Были получены многочисленные результаты, способствующие лучшему пониманию механизма подготовки импульсного смещения по модельному разлому и предшествующих ему физических явлений. Отметим два из этих результатов, имеющие прямое отношение к декларируемой авторской тектонофизической модели.

Первый отражает особенности пространственной динамики деформационного процесса в модели, выявленные по анализу мониторинга акустической эмиссии, и показывает, что при подготовке импульсного смещения по модельному разлому в деформацию вовлекается значительная часть приразломного объема модели [40, 41], что согласуется с приведенной выше информацией о необходимости рассмотрения разлома, вмещающего очаг землетрясения, как объемной структуры.

Второй результат лежит в русле отмеченных выше синергетических представлений о зонах разломов и вмещающей их литосфере. Он показывает особенности развития деформационного процесса в критическом состоянии нагруженной модели [42, 43]. Рассмотрим его детальнее.

В цитируемых экспериментах, выполненных на сервоуправляемой нагрузочной установке, в моделях, изготовленных из гранита, воспроизводился процесс прерывистого скольжения stick-slip по готовому разлому с изгибом. Совокупным результатом выполненных экспериментов явилась детализация деформационного процесса в критическом, «предсей-

могенном» состоянии. Было показано, что этот процесс развивается стадийно, что проявляется в изменении средней сдвиговой нагрузки во времени (рис. 1).

График (рис. 1) показывает вариации нагрузки на штампе прессы и характеризует деформационную динамику модельного разлома на временном интервале от 660 до 700 с, предваряющем реализацию сдвиговой импульсной подвижки по нему. На врезке этот момент показан серым квадратом. На отрезке N–O (рис. 1) фиксируется отклонение графика от линейности. В точке O достигается максимальное значение нагрузки на штампе прессы и система переходит в метастабильное состояние, сохраняющееся до точки A. На отрезке AB₂ реализуется метанестабильное состояние, подразделяющееся на подстадии ранней (отрезок AB₁) и поздней (отрезок B₁B₂) метанестабильности. За точкой B₂ развивается динамическая неустойчивость в виде импульсной подвижки. На первой, метастабильной стадии стартует и развивается в квазикриповом стационарном режиме процесс относительного смещения блоков с медленной релаксацией накопленных на межблоковом контакте напряжений, что обусловлено зарождением на нем микроочагов разрушения в виде небольших активизированных сегментов. В подстадию ранней метанестабильности продолжается медленный спад

напряжений за счет постепенного увеличения изолированных сегментов в плоскости разрыва. В подстадию поздней метанестабильности, именуемую также подстадией ускоренного синергизма, реализация деформаций нарастает и ускоряется. Синергизм проявляется непосредственно перед трансформацией квазистатического состояния в динамическое благодаря кооперативному поведению всех активизированных сегментов, т.е. их самоорганизации. При этом следует отметить, что в публикациях [42, 43] не поясняется суть этого процесса и как он может быть диагностирован.

Резюмируя приведенную выше информацию, еще раз подчеркнем два базовых экспериментальных результата, которые следует учитывать при построении модели ОТЗ, а именно:

- ОТЗ представляет собой объемную, трехмерную деформационную структуру, формирующуюся в зоне разлома;
- предвестником землетрясения является критическое динамическое состояние его очага, индикатором которого служит процесс самоорганизации первичных микроочагов разрушения в плоскости сместителя разлома непосредственно перед его сейсмогенным всплыванием.

2. Основные закономерности структурно-динамического развития зоны разлома, положенные в основу ТМОТЗ

Для понимания деталей формирования ОТЗ, а также механизма его подготовки и последующей реализации необходимо иметь представление об общих закономерностях структурно-динамического развития вмещающей его зоны разлома. Такие закономерности выявлены авторами на основе результатов многолетних экспериментальных исследований процессов формирования зон разломов в упруговязкопластичных моделях литосферы [44–48]. Остановимся на характеристике двух закономерностей, имеющих прямое отношение к созданию ТМОТЗ.

Первая закономерность связана с вариациями ширины зоны разлома в процессе его структурной эволюции. Зона разлома

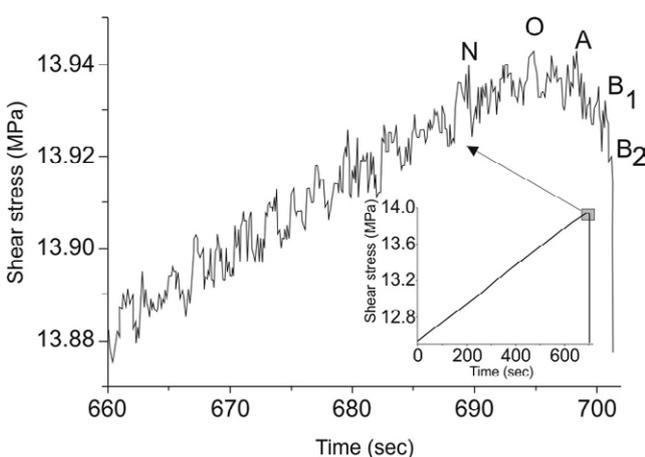


Рис. 1. График изменения сдвигового напряжения во времени перед импульсной подвижкой (малый график) и его увеличенный фрагмент в критической точке, показанной маленьким серым квадратом (по [43]).

Fig. 1. Plot of change in shear stress in time before impulse displacement (small plot) and its enlarged fragment at the critical point shown by a small gray square (according to [43]).

представляет собой стадийно развивающееся объемное тело с определенным структурно-вещественным наполнением [48–52]. Для характеристики максимальной ширины этой зоны предложено понятие «область активного динамического влияния разлома» (ОАДВР) [48, 49].

По определению ОАДВР представляет собой трехмерную область, в которой проявляются остаточные разрывные деформации, связанные с формированием разлома и последующими подвижками по нему (рис. 2). Наблюдения за формированием зон крупных разломов разных морфолого-генетических типов в упруговязкопластичных моделях литосферы показали, что ОАДВР достигает максимальной ширины (M) к концу первой стадии развития разломов [44, 50, 51], описываемой уравнением:

$$M = C_1 \cdot H + C_2 \cdot \lg \eta + C_3 \cdot \lg V - K, \quad (1)$$

где H , η , V – толщина модели, ее вязкость и скорость нагружения соответственно; C_1 , C_2 , C_3 , K – коэффициенты, определяемые морфолого-генетическим типом разломной зоны.

Параметр M отражает максимальную ширину ОАДВР. В ходе дальнейшей эволюции зоны разлома процесс разрывообразования локализуется во все более узкой области. Для характеристики этой области введено понятие «область активного структурообразования разлома» (ОАСР) (рис. 2) и предложено уравнение оценки ее ширины M_a [53]:

$$M_a = 0.9525 H - 0.02701 A - 0.0758 \lg \eta + 0.4161 \lg V + 4.4924, \quad (2)$$

где A – амплитуда смещения крыльев зоны разлома.

Из уравнения (2) следует, что параметр M_a в основном определяется толщиной разрушаемого слоя (H) и амплитудой смещения крыльев разлома (A), при незначительном влиянии его вязкости (η) и скорости деформирования (V). При этом параметры H и A выполняют разные функции. Если первый из них определяет максимально возможное значение M_a , в пределе равное M , то второй контролирует его последующие изменения по мере развития

деформационного процесса. ОАСР достигает минимальной величины, когда сформируется один крупный магистральный разрыв, а все другие разрывы меньшего масштабного ранга в зоне разлома перейдут в пассивное состояние (рис. 3 А).

В случае прекращения смещений на каком-то участке магистрального разрыва в условиях продолжающегося смещения крыльев разломной зоны, т.е. в случае появления на нем замкнутого пассивного сегмента, в пределах последнего начинается рост напряжений с соответствующим реверсивным расширением ОАСР за счет активизации ранее пассивных разрывов (рис. 3 Б). В случае большой протяженности замкнутого сегмента пределом такого расширения является ширина ОАДВР.

Вторая закономерность связана с сегментным механизмом активности разрывов, составляющих внутреннюю структуру зоны разлома [44–46]. Как показано в цитируемых работах, активные разрывы в зоне разлома всегда представлены чередующимися по их простиранию активными и пассивными сегментами. Наглядный пример сегментной активности разрывов приведен на рис. 4. На нем представлены схемы

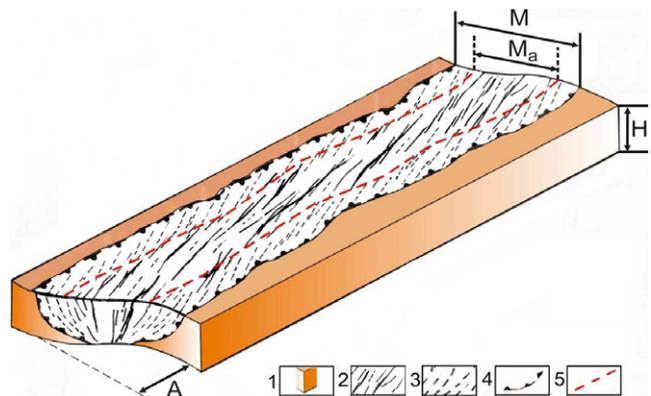


Рис. 2. Иллюстративная схема области активного динамического влияния и области активного структурообразования сдвиговой зоны в модели. H – толщина модели; A – амплитуда смещения крыльев зоны разлома; M – ширина ОАДВР; M_a – ширина ОАСР. 1 – модель, 2 – активные разрывы, 3 – пассивные разрывы, 4 – граница ОАДВР, 5 – граница ОАСР..

Fig. 2. Illustrative scheme of the Active Dynamic Influence Area (ADIA) and the Active Structure Formation Area (ASFA) of the shear zone in the model.

H is the thickness of the model; A is the displacement amplitude of the wings of the shear zone; M is the width of the ADIA; M_a is the width of the ASFA. (1) model, (2) active fractures, (3) passive fractures, (4) the boundary of the ADIA, (5) the boundary of the ASFA.

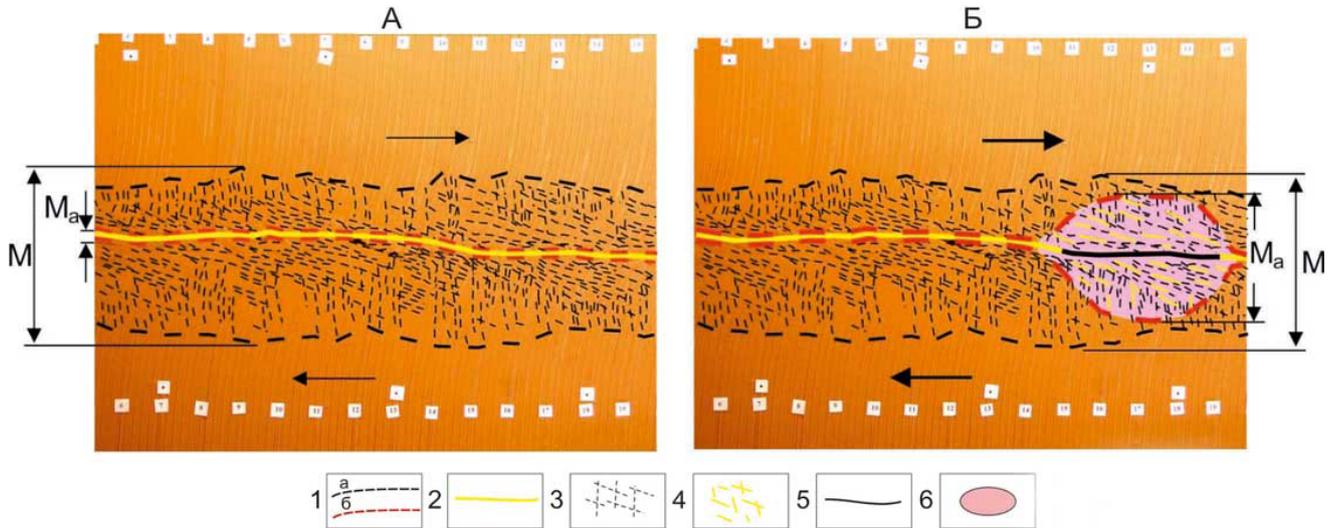


Рис. 3. Фрагмент области сдвиговой зоны в модели с полностью активным (А) и частично замкнутым (Б) магистральным разрывом. 1 – границы ОАДВР (а) и ОАСР (б) сдвиговой зоны; 2 – активный магистральный разрыв; 3 – пассивные разрывы; 4 – активные разрывы; 5 – замкнутый участок магистрального разрыва; 6 – вовлеченная в активизацию область в окрестностях замкнутого участка магистрального разрыва.

Fig. 3. Fragment of the shear zone area in a model with a fully active (A) and partially closed (B) main fracture. (1) boundaries of the ADIA (a) and ASFA (б) of the shear zone; (2) active main fracture; (3) passive fractures; (4) active fractures; (5) closed section of the main fracture; (6) the area involved in the activation in the vicinity of the closed section of the main fracture.

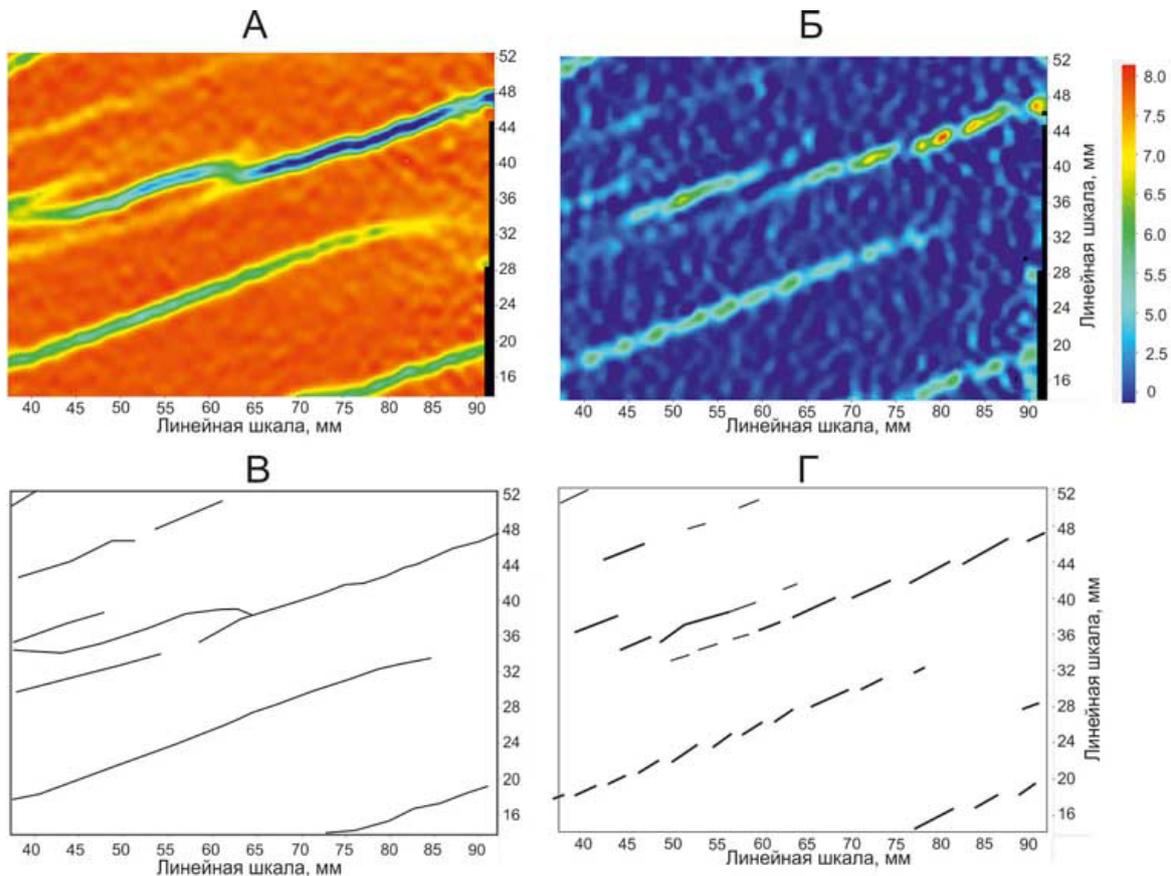


Рис. 4. Схемы распределения деформации сдвига, полученные при интегральном (А) и дифференциальном (Б) сценарии расчета и составленные по ним схемы активных разрывов (В) и их активных сегментов (Г).

Fig. 4. Schemes of the shear strain distribution obtained under the integral (A) and differential (B) calculation scenarios and schemes of active fractures (В) and their active segments (Г) compiled on the basis of schemes.

распределения деформаций сдвига на фрагменте сдвиговой зоны в модели, полученные методом корреляции цифровых изображений [47]. Рис. 4 А демонстрирует результаты расчета деформации по интегральному сценарию и отражает суммарный деформационный эффект, накопленный на момент фотофиксации моделируемого процесса. В отличие от него, расчет по дифференциальному сценарию (рис. 4 Б) показывает приращение деформации за контрольный интервал времени. На нем отчетливо прослеживается сегментная активность протяженных разрывов.

Наблюдения за эволюцией сегментной структуры разрывов во времени показали, что они мобильны по простиранию разрывов, и их количество и средняя длина определяются уровнем накопленных в зоне разлома

напряжений. Наглядно направленность эволюции сегментной структуры прослеживается при периодической «сейсмогенной» активизации единичного разрыва в зоне разлома (рис. 5) [45]. Из представленных схем видно, что после первой активизации (рис. 5 А, А') напряжения на плоскости разрыва снижаются и смещения на нем происходят фрагментарно на нескольких относительно крупных сегментах (рис. 5 Б, Б'). В последующих временных интервалах на фоне возрастающих напряжений крупные сегменты дробятся на серию более мелких, что выражается в увеличении их количества с сокращением их средней и суммарной длины (рис. 5 В'–Ж', рис. 6). Перед очередной полной активизацией, когда напряжение на плоскости разрыва достигает значений, сопоставимых с ее прочностью, процесс

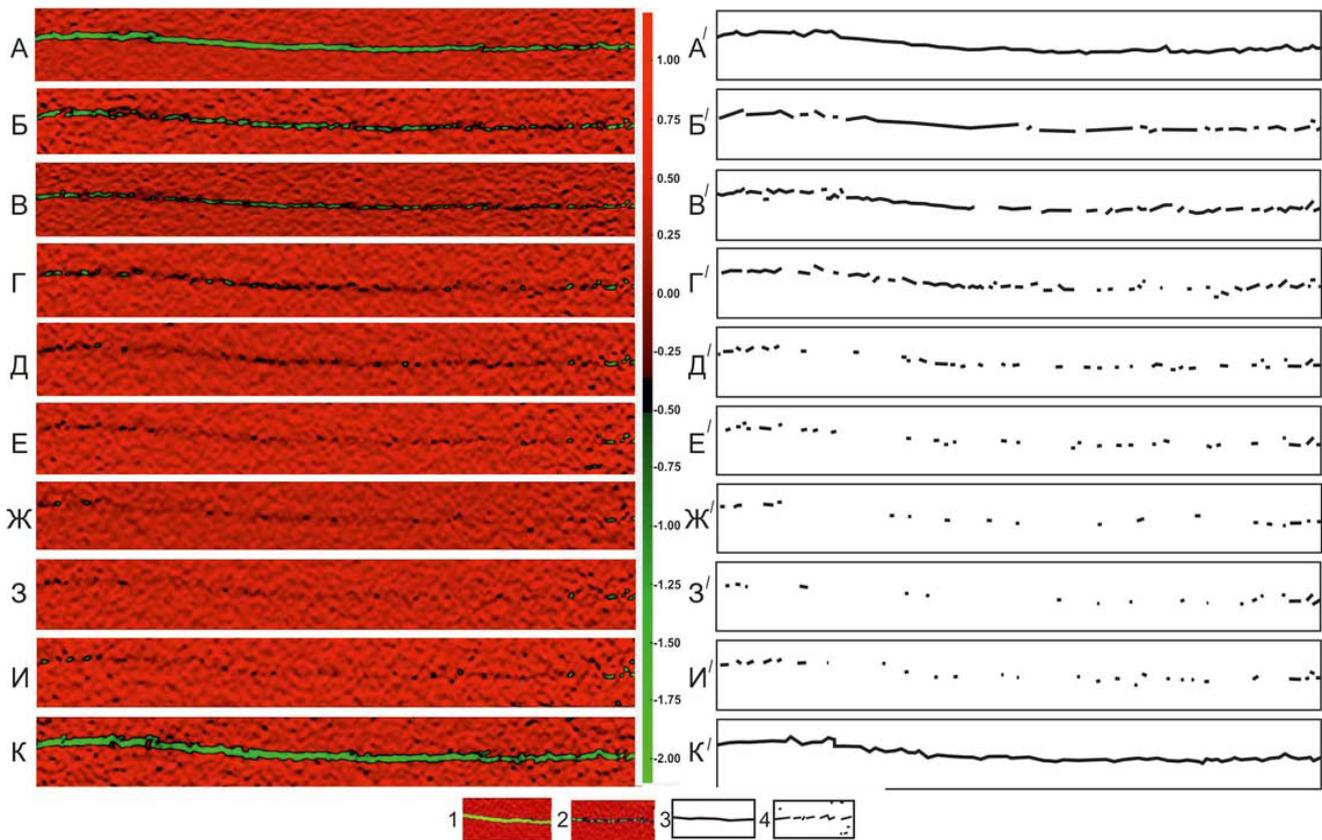


Рис. 5. Эволюция структуры активных сегментов разрыва в модели между двумя его полными активизациями по результатам обработки методом корреляции цифровых изображений (слева) и их структурные схемы (справа). 1 – полностью активизированный и 2 – сегментарно активный разрыв на схемах распределения деформации сдвига, полученных методом корреляции цифровых изображений; 3 – полностью активизированный и 4 – сегментарно активный разрыв на структурных схемах.

Fig. 5. Evolution of the structure of active fracture segments in the model between its two full activations according to the results of processing by the method of digital image correlation (on the left) and their structural schemes (on the right). (1) fully activated and (2) segmentally active fracture in the shear strain distribution schemes obtained by digital image correlation; (3) fully activated and (4) segmentally active fracture in structural schemes.

сегментации стабилизируется (рис. 5 З, З'), затем приобретает обратную направленность за счет образования новых сегментов и их выборочного разрастания, с изменением перечисленных выше параметров в противоположную сторону (рис. 5 И, И', рис. 6).

При подготовке активизации разрыва в деформацию вовлекается широкая область в

его крыльях. На рис. 7 представлен фрагмент рис. 5 К, отчетливо показывающий наличие многочисленных сопряженных пластических микросдвигов двух простираний в этой области, проявленных в виде локализованных линейных максимумов деформации сдвига. Сопоставление одноименных параметров сегментов разрыва и микросдвигов показывает, что их вариации совпадают по количеству (рис. 6 А) и отличаются по суммарной и средней длине (рис. 6 Б, В). Это указывает на то, что развитие деформационных процессов на самом разрыве и в окружающей его области протекает по-разному.

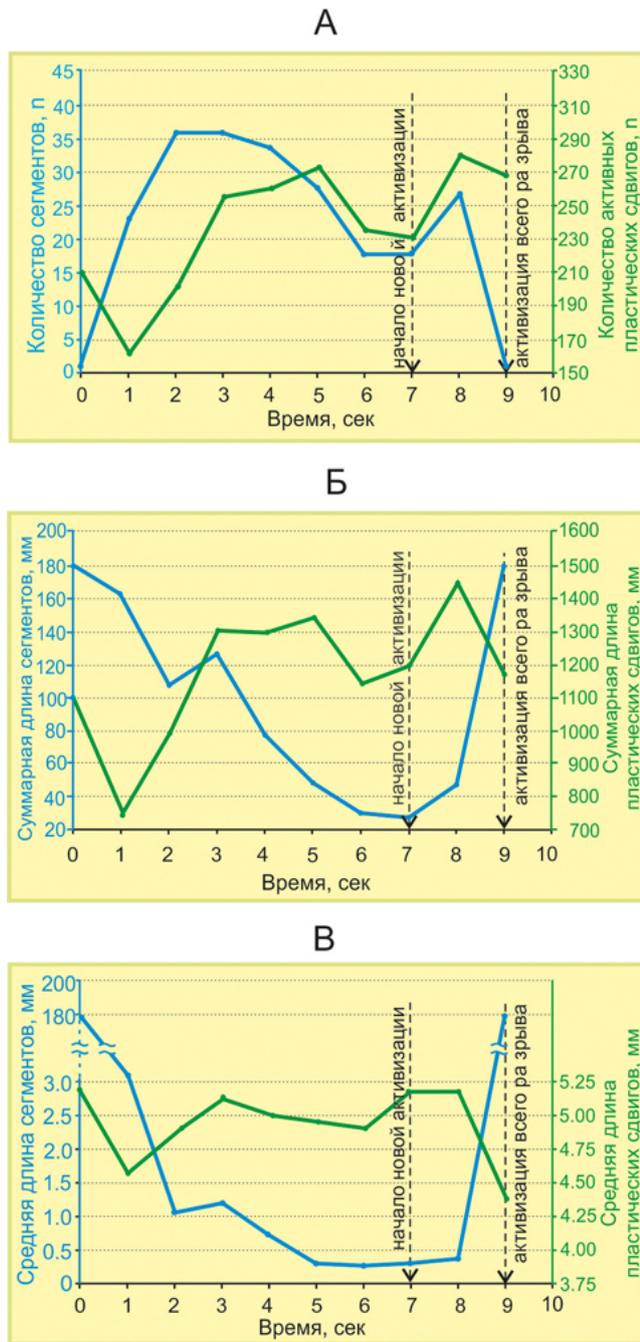


Рис. 6. Изменение параметров активных сегментов во времени: количества (А), суммарной (Б) и средней длины (В).

Fig. 6. Change in the parameters of active segments over time: number (А), total length (Б) and average length (В).

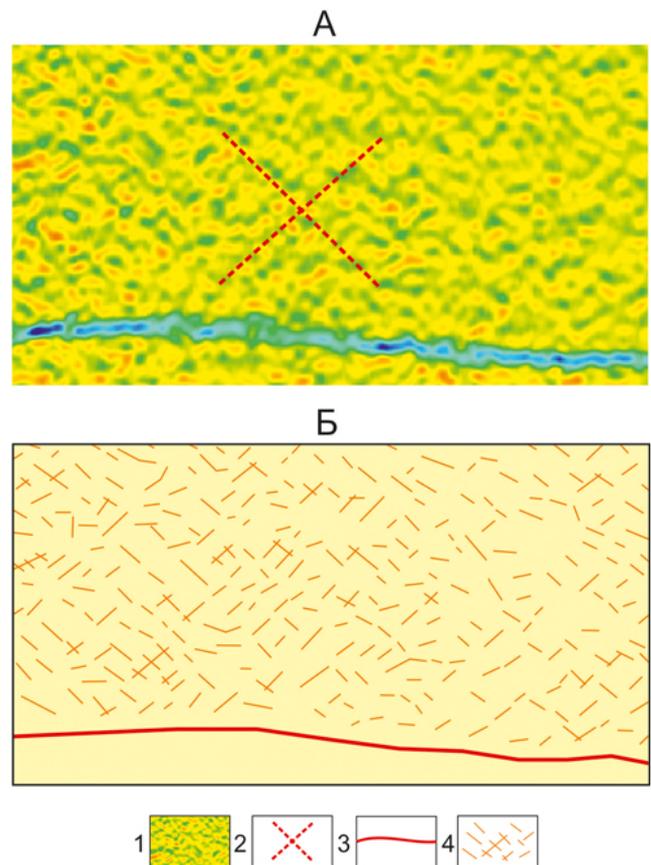


Рис. 7. Пластические микросдвиги в крыле разрыва в модели по результатам обработки методом корреляции цифровых изображений (А) и их структурная схема (Б). 1 – полосовидные максимумы значений деформации сдвига, соответствующие пластическим микросдвигам; 2 – два основных простирания микросдвигов; 3 – разрыв и 4 – пластические микросдвиги на структурной схеме.

Fig. 7. Plastic microshears in the wing of the fracture in the model based on the results of processing by the method of digital image correlation (А) and their structural scheme (Б). (1) ribbon-like maxima of shear strain values corresponding to plastic microshears; (2) two main strikes of microshears; (3) fracture, and (4) plastic microshears on the structural scheme.

3. Тектонофизическая модель очага тектонического землетрясения

В основу ТМОТЗ положены описанные выше закономерности структурно-динамического развития зоны разлома, а также синергетические представления о кооперативном поведении элементов открытой системы в критическом, сильно неравновесном состоянии. Суть модели, схематично представленной на рис. 8, сводится к следующему.

Формирование очага землетрясения начинается с появления замкнутого участка на активном магистральном разрыве разломной зоны. Его постепенный переход в пассивное состояние осуществляется в соответствии с выше описанным экспериментальным сценарием сегментации (рис. 5) – от нескольких крупных активных сегментов к многочисленным мелким с последующим их вырождением, сменяющимся образованием новых сегментов при возникновении на этом замкнутом участке напряжений, достаточных для его сейсмогенной активизации.

Рост напряжений на замкнутом участке разрыва сопровождается их ростом в окружающей его области (очаговая область) с активизацией в ее пределах преимущественно крупных, ранее пассивных разрывов. Последние, по мере дальнейшего роста напряжений, также подвержены направленной сегментации, как и основной разрыв (рис. 5), однако деформационный процесс в их пределах, как следует из графиков рис. 6, отличается от такового на разрыве (очаге готовящегося землетрясения).

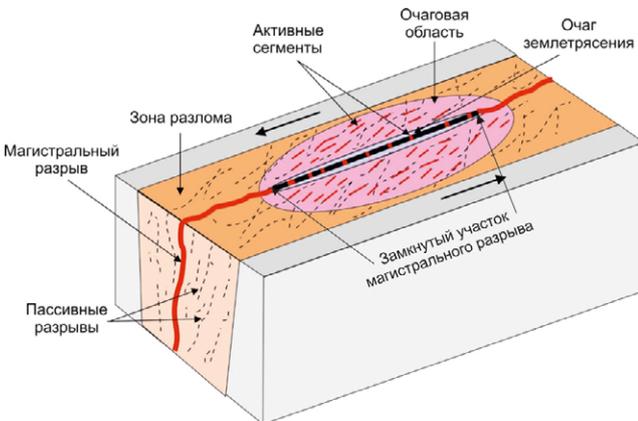


Рис. 8. Тектонофизическая модель очага землетрясения.
Fig. 8. Tectonophysical model of the earthquake focus.

В преддверии активизации, в метастабильную стадию деформационного процесса [43], замкнутый участок представлен совокупностью активных сегментов с разнонаправленными, треморподобными смещениями их крыльев (рис. 9 А). Деформационная динамика сегментов меняется за счет их самоорганизации при переходе деформационного процесса в метанестабильную стадию. Результатом такой самоорганизации является наличие кооперативного согласованного смещения на всех сегментах (рис. 9 Б, В). Периодическая смена направления треморподобных смещений на сегментах порождает автоволновой деформационный процесс в очаге землетрясения в его предсейсмогенном состоянии. Именно этот автоволновой процесс является его устойчиво проявляющимся краткосрочным предвестником.

Из отмеченного выше различия в протекании деформационных процессов в очаге зем-

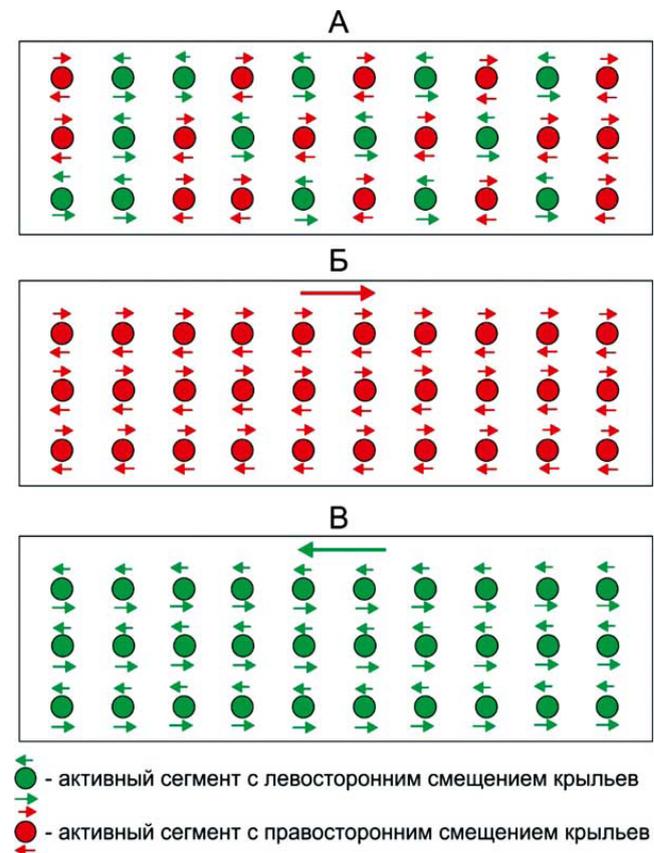


Рис. 9. Модельная схема смещений по активизированным сегментам разрыва до (А) и после (Б, В) их самоорганизации.

Fig. 9. Model diagram of displacements along the activated segments of the fracture before (A) and after (Б, В) of their self-organization.

летрясения и в его очаговой области следует вывод о том, что последняя может быть только источником долго- и среднесрочных предвестников, что следует учитывать при прогнозных построениях.

4. Верификация тектонофизической модели очага тектонического землетрясения

Предложенная ТМОТЗ находит подтверждение в результатах обработки данных деформационного мониторинга пород и сейсмичности перед последними сильными землетрясениями в Южном Прибайкалье, а также перед ледовыми ударами в ледовом покрове оз. Байкал. Методические вопросы мониторинга, методы обработки полученных данных и результаты детально описаны в серии авторских публикаций [45, 54–58].

Основным подтверждением адекватности ТМОТЗ природному процессу подготовки землетрясения является наличие предшествующей ему деформационной самоорганизации и порождаемого ею низкочастотного тремор-подобного автоволнового процесса. В цитируемых работах показано, что такая самоорганизация имела место как перед землетрясениями (Култукским, 2008 г., Быстринским, 2020 г. и Кударинским, 2020 г.), так и перед ледовыми ударами [45, 54].

Так, по результатам обработки сейсмологических данных с разных широкополосных региональных сейсмостанций Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС было выявлено возникновение низкочастотных автоволновых колебаний (0.1–0.01 Гц) за 14 ч до Кударинского землетрясения. Поляризационный анализ показал, что источником этих автоколебаний являлся очаг землетрясения [58]. Отметим, что при анализе микросейсмических шумов (МСШ) перед землетрясением нами анализировались также данные метеостанций, расположенных вблизи упомянутых сейсмических станций. Согласно проведенному анализу, влиянием метеофакторов на амплитудно-частотный состав МСШ в выбранные промежутки времени можно пренебречь.

В качестве подтверждения выявленного авторами эффекта приведем результаты неза-

висимого исследования, выполненного коллегами из Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН для поиска предвестников землетрясений Байкальского региона методом машинного обучения. Было выбрано 40 событий на расстояниях до 150 км от широкополосной сейсмической станции Куяда в разные сезоны. По их результатам, для 90 % близких событий за 10–12 ч до основного толчка также наблюдается увеличение уровня МСШ в указанном выше диапазоне частот по сравнению со спокойным фоном [59].

Дополнительным аргументом могут быть аналогичные результаты, полученные для ледовых ударов. Они также показывают наличие перед каждым ледовым ударом предшествующих ему низкочастотных автоволновых колебаний с частотой 0.1 Гц, источником которых является станова трещина, генерирующая этот ледовый удар [57].

Заключение

На основе результатов физического моделирования процессов формирования зон разломов выявлены общие закономерности их структурно динамического развития. Эти закономерности положены в основу авторской тектонофизической модели очага тектонического землетрясения, с вытекающим из нее его предвестником. В качестве такого предвестника выступает деформационная самоорганизация активных сегментов в очаге готовящегося землетрясения. Показано, что этот процесс проявляется в виде низкочастотных автоволновых колебаний непосредственно перед сейсмическим событием во временном интервале от первых дней до первых часов, что позволяет рассматривать его как краткосрочный. Он поддается диагностике по данным деформационного и сейсмического мониторинга.

Список литературы

1. Гамбурцев Г.А. 1955. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. *Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР*, 1: 7–14.
2. Певнев А.К. 2015. Прогноз землетрясений возможен (о месте геодезических исследований в решении проблемы прогноза землетрясений). Ч. 1. Г.А. Гамбурцев и возможность прогнозирования землетрясений. *Пространство и время*, 4 (22): 195–201.

3. Geller R.J., Jackson D.D., Kagan Y.Y., Mulargia F. **1997**. Earthquakes cannot be predicted. *Science*, 275(5306): 1616–1619. <https://doi.org/10.1126/science.275.5306.1616>
4. Wyss M. et al. **1997**. Cannot earthquakes be predicted? *Science*, 278: 487–488. <https://doi.org/10.1126/science.278.5337.487>
5. Богомолов Л.М., Сычева Н.А. **2022**. Прогноз землетрясений в XXI веке: предыстория и концепции, предвестники и проблемы. *Геосистемы переходных зон*, 6(3): 145–182. <https://doi.org/10.30730/grtz.2022.6.3.145-164.164-182>; <https://www.elibrary.ru/nhwrt>
6. Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. **2019**. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? *Вестн. Московского ун-та. Серия 4, Геология*, 3: 3–12. <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2019-3-3-12>
7. Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J. **2009**. A systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics*, 476: 371–396. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.008>
8. Кондепуди Д., Пригожин И. **2002**. *Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур*. М.: Мир, 460 с. (Пер. с англ.).
9. Хакен Г. **1980**. *Синергетика*. М.: Мир, 404 с.
10. Mandelbrot B.B. **1982**. *The fractal geometry nature*. N. Y.: Freeman, 480 p.
11. Шустер Г. **1988**. *Детерминированный хаос. Введение*. М.: Мир, 240 с
12. *Нелинейная геодинамика*. **1994**. Под. ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 192 с.
13. Пушаровский Ю.М. **1998**. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов. *Геотектоника*, 1: 3–14.
14. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г. Писаренко В.Ф. **1982**. О свойстве дискретности горных пород. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 12: 3–18.
15. Crampin S., Gao Y. **2013**. The new geophysics. *Terra Nova*, 25(3): 173–180. <https://doi.org/10.1111/ter.12030>
16. Kagan Y.Y. **1994**. Observational evidence for earthquakes as nonlinear dynamic process. *Physica D*, 77(4): 160–192.
17. Bak P., Tang C. **1989**. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *Journal of Geophysical Research*, 94(B11): 15635–15637. <https://doi.org/10.1029/JB094iB11p15635>
18. Ito K., Matsuzaki M. **1990**. Earthquakes as self-organized critical phenomena. *Journal of Geophysical Research*, 95(B5): 6853–6860. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p06853>
19. Olami Z., Feder S., Christensen K. **1992**. Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automaton modeling earthquakes. *Physical Review Letters*, 68(8): 1244–1247. <https://doi.org/10.1103/physrevlett.68.1244>
20. Sornette D. **2000**. *Critical phenomena in natural sciences. Chaos, fractals, self-organization and disorder: Concepts and tools*. Heidelberg: Springer-Verlag, 423 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04174-1> (Springer Ser. Synerg.).
21. Zöller G., Hainzl S., Kurths J. **2001**. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106: 2167–2176. <https://doi.org/10.1029/2000jb900379>
22. Литовченко И.Н. **2021**. *О типах очагов землетрясений, их модели и формирование*. URL: <http://sciteclibrary.ru/texts/rus/stat/st4977.pdf>
23. Пантелеев И.А., Наймарк О.Б. **2014**. Современные тенденции в области механики тектонических землетрясений. *Вестник Пермского научного центра*, 3: 44–62.
24. Гольдин С.В. **2005**. Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения. *Физическая мезомеханика*, 8(1): 5–14. EDN: NQTWHN
25. Гзовский М.В. **1957**. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. *Изв. АН СССР. Сер. геофизическая*, 2: 141–160.
26. Горшков Г.П. **1984**. *Региональная сейсмотектоника территории юга СССР (Альпийский пояс)*. М.: Наука, 272 с.
27. Тулиани Л.И. **1999**. *Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы*. М.: Научный мир, 216 с.
28. Ребецкий Ю.Л. **2007**. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода. *Геофизический журнал*, 29(4): 92–110.
29. Шерман С.И. **2014**. *Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция*. Новосибирск: Гео, 359 с.
30. Bath M., Duda S.J. **1964**. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities. *Annals of Geophysics*, 17(3): 353–368. <https://doi.org/10.4401/ag-5213>
31. Дещеревский А.В., Лукк А.А., Сидорин А.Я. **2003**. Флуктуация геофизических полей и прогноз землетрясений. *Физика Земли*, 4: 3–20.
32. Кочарян Г.Г. **2010**. Разломная зона как нелинейная механическая система. *Физическая мезомеханика*, 13 (Спец. вып.): 5–17. EDN: NQXHWN
33. Кузнецов О.Л. **1981**. Нелинейная геофизика. В кн.: *Вопросы нелинейной геофизики*. М.: ВНИИЯГТ, с. 3–14.
34. Кузнецов О.Л. (ред.). **1981**. *Вопросы нелинейной геофизики*. М.: ВНИИЯГТ, 187 с.

35. Пантелеев И.А., Плехов О.А., Наймарк О.Б. **2011**. Некоторые автомодельные закономерности развития поврежденности при квазихрупком разрушении твердых тел. *Вычислительная механика сплошных сред*, 4(1): 90–100.
36. Родкин М.В. **2011**. Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, возникающих на множестве метастабильных подсистем. *Физика Земли*, 11: 18–26. EDN: OJGOOR
37. Соболев Г.А., Пономарев А.В. **2003**. *Физика землетрясений и предвестники*. М.: Наука, 269 с.
38. Тюпкин Ю.С. **2004**. Формирование потенциального очага землетрясения: аналогия с фазовым переходом. *Вычислительная сейсмология*, 35: 296–311.
39. Brace W.F., Byerlee J.D. **1966**. Stick-slip as a mechanism for earthquake. *Science*, 153: 990–992. <https://doi.org/10.1126/science.153.3739.990>
40. Goebel T.H.W., Becker T.W., Schorlemmer D., Stanchits S., Sammis C., Rybacki E., Dresen G. **2012**. Identifying fault heterogeneity through mapping spatial anomalies in acoustic emission statistics. *Journal of Geophysical Research*, 117(B03310). <https://doi.org/10.1029/2011JB008763>
41. Goebel T.H.W., Candela T., Sammis C.G., Becker T.W., Dresen G., Schorlemmer D. **2014**. Seismic event distributions and off-fault damage during frictional sliding of saw-cut surfaces with pre-defined roughness. *Geophysical Journal International*, 196: 612–625. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt401>
42. Jin M.J., Sherman S.I., Guo Y.S. **2012**. Identification of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5° bending fault. *Science China Earth Sciences*, 55: 869–881. <https://doi.org/10.1007/s11430-012-4423-2>
43. Дзинь М., Яншуань Г., Шерман С.И. **2014**. Ускоренный синергизм вдоль разлома: возможный индикатор неизбежного крупного землетрясения. *Геодинамика и тектонофизика*, 5(2): 387–399.
44. Борняков С.А., Семинский К.Ж., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И., Черемных А.В., Черемных А.С., Тарасова А.А. **2014**. Основные закономерности разломообразования и их прикладные следствия: по результатам физического моделирования. *Геодинамика и тектонофизика*, 4: 823–861.
45. Борняков С.А., Пантелеев И.А., Черемных А.В., Каримова А.А. **2018**. Экспериментальное исследование периодической активизации разлома в сейсмической зоне. *Геодинамика и тектонофизика*, 9(3): 653–670. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0366>
46. Каримова А.А., Борняков С.А. **2020**. Эволюция разрывной структуры сдвиговой зоны как периодический процесс (по результатам физического моделирования). *Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле*, 33: 44–52. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.44>
47. Sutton M.A., Ortu J.J., Schreier H.W. **2009**. *Image correlation for shape, motion and deformation measurements: Basic concepts, theory and applications*. Springer, 316 p.
48. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. **1983**. *Области динамического влияния разломов (результаты моделирования)*. Новосибирск: Наука, 112 с.
49. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. **1991**. *Разломообразование в литосфере: зоны сдвига*. Новосибирск: Наука, 261 с.
50. Семинский К.Ж. **2003**. *Внутренняя структура континентальных разрывных зон: тектонофизический аспект*. Новосибирск: ГЕО, 244 с.
51. Ребецкий Ю.Л. **2007**. Состояние и проблемы теории прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминистского подхода. *Геофизический журнал*, 29(4): 92–110. <https://disk.yandex.ru/d/SMrTgPXpqS744Q>
52. Ребецкий Ю.Л. **2007**. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения. *Геофизический журнал*, 29(6): 92–110.
53. Борняков С.А. **1990**. Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов. *Геология и геофизика*, 10: 34–42.
54. Борняков С.А., Встовский Г.В. **2010**. Первый опыт сейсмодинамического мониторинга Байкальской рифтовой зоны (на примере Южно-Байкальского землетрясения 27 августа 2008 г.). *Доклады РАН*, 431(4): 537–541. EDN: LOKDND
55. Борняков С.А., Мирошниченко А.И., Встовский Г.В., Синцов А.Е., Салко Д.В. **2022**. Новый подход к прогнозу сильных землетрясений в Южном Прибайкалье на основе данных мониторинга деформаций горных пород: методология и результаты. *Geodynamics & Tectonophysics*, 13(2): 0588. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0588>
56. Борняков С.А., Добрынина А.А., Семинский К.Ж., Саньков В.А., Радзиминович Н.А., Салко Д.В., Шагун А.Н. **2021**. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020 г., Mw = 5.4): общая характеристика, основные параметры и деформационные признаки перехода очага в метанестабильное состояние. *Доклады РАН. Науки о Земле*, 498(1): 86–90. <https://doi.org/10.31857/S2686739721050042>
57. Борняков С.А., Добрынина А.А., Шагун А.Н., Саньков В.А., Салко Д.В., Мирошниченко А.И., Встовский Г.В., Синцов А.Е. **2023**. О подобии деформационных процессов перед ледовыми ударами и тектоническими землетрясениями. *Доклады РАН. Науки о Земле*, 509(2): 243–249 <https://doi.org/10.31857/S2686739722602903>

58. Добрынина А.А., Саньков В.А., Борняков С.А., Король С.А., Саньков А.В. **2023**. Аномалии микро-сейсмических шумов в связи с Кударинским землетрясением 9 декабря 2020 г. с $M_w = 5.6$ в Байкальской впадине. *Доклады РАН. Науки о Земле*, 509(1): 74–80. <https://doi.org/10.31857/S2686739722602733>
59. Braginskaya L.P., Grigoryuk A.P., Kim M. **2024**. Application of machine learning methods to the problem of identifying earthquake precursors in the Baikal Region. In: *Marchuk Scientific Readings: Theses of the International Conference, October 7–11, 2024*. Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, p. 121.
- ## References
- Gamburtsev G.A. **1955**. [Status and prospects of works in the field of earthquake forecasting]. *Bull. Soveta po seysmologii AN SSSR*, 1: 7–14. (In Russ.).
 - Pevnev A.K. **2015**. Earthquake forecasting is possible (on the place of geodetic research in solving the problem of earthquake forecasting). Pt 1. Grigory A. Gamburtsev and possibility of earthquake prediction. *Prostranstvo i Vremya = Space and Time*, 4(22): 195–201. (In Russ.).
 - Geller R.J., Jackson D.D., Kagan Y.Y., Mulargia F. **1997**. Earthquakes cannot be predicted. *Science*, 275(5306): 1616–1619. <https://doi.org/10.1126/science.275.5306.1616>
 - Wyss M. et al. **1997**. Cannot earthquakes be predicted? *Science*, 278: 487–488. <https://doi.org/10.1126/science.278.5337.487>
 - Bogomolov L.M., Sycheva N.A. **2022**. Earthquake predictions in XXI century: prehistory and concepts, precursors and problems. *Geosistemy perexodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 6(3): 145–182. <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.3.145-164.164-182>
 - Koronovsky N.V., Zakharov V.S., Naimark A.A. **2019**. The short-term forecast of earthquakes: reality, scientific perspective or the project-phantom? *Moscow University Bulletin. Series 4, Geology*, 3: 3–12. (In Russ.). <https://doi.org/10.33623/0579-9406-2019-3-3-12>
 - Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J. **2009**. A systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics*, 476: 371–396. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.008>
 - Kondepudi D., Prigogin I. **1998**. *Modern thermodynamics: From heat engines to dissipative structures*. Chichester, UK: Wiley, 486p.
 - Haken H. **1980**. *Synergetics*. Moscow: Mir, 404 p. (In Russ.).
 - Mandelbrot B.B. **1982**. *The fractal geometry nature*. N.Y.: Freeman, 480 p.
 - Shuster G. **1988**. *Deterministic chaos. An introduction*. Weinheim: VCH, 270 p.
 - Pushcharovsky Yu.M. (Ed.) **1994**. *Nonlinear geodynamics*. Moscow: Nauka, 192 p.
 - Pushcharovsky Yu.M. **1998**. Geologic expression of nonlinear geodynamic processes. *Geotectonics*, 32 (1): 3–14. (In Russ.)
 - Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F. **1982**. On the discrete property of rocks. *Izvestia AN SSSR, Physics of the Earth*, 12: 3–18. (In Russ.).
 - Crampin S., Gao Y. **2013**. The new geophysics. *Terra Nova*, 25(3): 173–180. <https://doi.org/10.1111/ter.12030>
 - Kagan Y.Y. **1994**. Observational evidence for earthquakes as nonlinear dynamic process. *Physica D*, 77(4): 160–192.
 - Bak P., Tang C. **1989**. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. *Journal of Geophysical Research*, 94(B11): 15635–15637. <https://doi.org/10.1029/JB094iB11p15635>
 - Ito K., Matsuzaki M. **1990**. Earthquakes as self-organized critical phenomena. *Journal of Geophysical Research*, 95(B5): 6853–6860. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p06853>
 - Olami Z., Feder S., Christensen K. **1992**. Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automaton modeling earthquakes. *Physical Review Letters*, 68(8): 1244–1247. <https://doi.org/10.1103/physrevlett.68.1244>
 - Sornette D. **2000**. *Critical phenomena in natural sciences. Chaos, fractals, self-organization and disorder: Concepts and tools*. Heidelberg: Springer-Verlag, 423 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04174-1> (Springer Ser. Synerg.).
 - Zöller G., Hainzl S., Kurths J. **2001**. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106: 2167–2176. <https://doi.org/10.1029/2000jb900379>
 - Litovchenko I.N. **2021**. *On the types of earthquake sources, their models and formation*. (In Russ.). URL: <http://www.sciteclibrary.ru/texts/rus/stat/st4977.pdf>
 - Panteleev I.A., Naimark O.B. **2014**. Modern trends in mechanics of tectonic earthquakes. *Perm Federal Research Center J.*, 3: 44–62. (In Russ.). EDN: TDURFP
 - Goldin S.V. **2005**. Macro- and mesostructures of the earthquake focal region. *Fizicheskaya mezomekhanika = Physical Mesomechanics*, 8(1): 5–14. (In Russ.).
 - Gzovsky M.V. **1957**. [Tectonophysical substantiation of geological criteria of seismicity]. *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geofiz.*, 2: 141–160. (In Russ.).
 - Gorshkov G.P. **1984**. *Regional seismotectonics of the southern territory of the USSR. Alpine Belt*. Moscow: Nauka, 272 p. (In Russ.).
 - Tuliani L.I. **1999**. [Seismicity and seismic hazard: based on thermodynamic and rheological parameters of the tectonosphere]. Moscow: Scientific World, 216 p. (In Russ.).

28. Rebetsky Y.L. **2007**. Problems of earthquake prediction theory: Analysis of fundamentals from the perspective of a deterministic approach. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29(4): 92–110. (In Russ.).
29. Sherman S.I. **2014**. *Seismic process and the forecast of earthquakes: tectonophysical conception*. Novosibirsk: Geo, 359 p. (In Russ.).
30. Bath M., Duda S.J. **1964**. Earthquake volume, fault plane area, seismic energy, strain, deformation and related quantities. *Annals of Geophysics*, 17(3): 353–368. <https://doi.org/10.4401/ag-5213>
31. Deshcherevsky A.V., Lukk A.A., Sidorin A.Ya. **2003**. Fluctuations of geophysical fields and earthquake prediction. *Physics of the Earth*, 4: 3–20. (In Russ.).
32. Kocharyan G.G. **2010**. Fault zone as a nonlinear mechanical system. *Fizicheskaya mezomekhanika = Physical Mesomechanics*, 13 (Spec. Iss.): 5–17. (In Russ.). EDN: NQXHWN
33. Kuznetsov O.L. **1981**. Nonlinear Geophysics. In: [*Problems of nonlinear geophysics*]. Moscow: VNIYaGG, p. 3–14. (In Russ.).
34. Kuznetsov O.L. (Ed.) **1981**. [*Problems of nonlinear geophysics*]. Moscow: VNIYaGG, 187 p. (In Russ.).
35. Pantelev I.A., Plekhov O.A., Naymark O.B. **2011**. Selfsimilarity mechanisms of damage growth in solids experiencing quasi-brittle fracture. *Computational Continuum Mechanics*, 4(1): 90–100. (In Russ.).
36. Rodkin M.V. **2011**. Alternative to soc concept-model of seismic regime as a set of episodes of random avalanche-like releases occurring on a set of metastable subsystems. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47(11): 966–973.
37. Sobolev G.A., Ponomarev A.V. **2003**. *Earthquake physics and precursors*. Moscow: Nauka, 270 p. (In Russ.).
38. Tyupkin Yu.S. **2004**. Formation of potential earthquake focus: an analogy with phase transition. *Computational Seismology*, 35: 296–311. (In Russ.).
39. Brace W.F., Byerlee J.D. **1966**. Stick-slip as a mechanism for earthquake. *Science*, 153: 990–992. <https://doi.org/10.1126/science.153.3739.990>
40. Goebel T.H.W., Becker T.W., Schorlemmer D., Stanchits S., Sammis C., Rybacki E., Dresen G. **2012**. Identifying fault heterogeneity through mapping spatial anomalies in acoustic emission statistics. *Journal of Geophysical Research*, 117(B3). <https://doi.org/10.1029/2011JB008763>
41. Goebel T.H.W., Candela T., Sammis C.G., Becker T.W., Dresen G., Schorlemmer D. **2014**. Seismic event distributions and off-fault damage during frictional sliding of saw-cut surfaces with pre-defined roughness. *Geophysical Journal International*, 196: 612–625. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt401>
42. Jin M.J., Sherman S.I., Guo Y.S. **2012**. Identification of meta-unstable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on a 5° bending fault. *Science China Earth Sciences*, 55: 869–881. <https://doi.org/10.1007/s11430-012-4423-2>
43. Jin M., Yanshuang G., Sherman S.I. **2014**. Accelerated synergism along a fault: A possible indicator for an impending major earthquake. *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(2): 387–399. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0134>
44. Borneyakov S.A., Seminsky K.Zh., Buddo V.Yu., Miroshnichenko A.I., Cheremnykh A.V., Cheremnykh A.S., Tarasova A.A. **2014**. Main regularities of faulting in lithosphere and their application (based on physical modelling results). *Geodynamics & Tectonophysics*, 5(4): 823–861. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0159>
45. Borneyakov S.A., Pantelev I.A., Cheremnykh A.V., Karimova A.A. **2018**. Physical modeling experiments to study periodic activation of faults in seismic zones. *Geodynamics & Tectonophysics*, 9(3): 653–670. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2018-9-3-0366>
46. Karimova A.A., Borneyakov S.A. **2020**. The evolution of the discontinuous structure of the shear zone as a periodic process (based on physical modeling). *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 33: 44–52. (In Russ.). <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.44>
47. Sutton M.A., Ortu J.J., Schreier H.W. **2009**. *Image correlation for shape, motion and deformation measurements: Basic concepts, theory and applications*. Springer, 316 p.
48. Sherman S.I., Borneyakov S.A., Buddo V.Yu. **1983**. [*Areas of dynamic influence of faults (modelling results)*]. Novosibirsk: Nauka, 112 p. (In Russ.).
49. Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Borneyakov S.A., et al. **1991**. *Faulting in the lithosphere. shear zones*. Novosibirsk: Nauka, 261 p. (In Russ.).
50. Seminsky K.Zh. **2003**. *The internal structure of continental fault zones: tectonophysical aspect*. Novosibirsk: GEO, 244 p. (In Russ.).
51. Rebetsky Yu.L. **2007**. State and problems of earthquake forecast theory. Analysis of the foundations from the standpoint of a deterministic approach. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29(4): 92–110. (In Russ.). <https://disk.yandex.ru/d/SMrTgPXrqS744Q> (дата обращения 19.11.2024).
52. Rebetsky Y.L. **2007**. New data on natural stresses in the preparation area of a strong earthquake. The model of earthquake source. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29(6): 92–110. (In Russ.).
53. Borneyakov S.A. **1990**. Quantitative analysis of parameters of shear faults varying in scale. *Geologiya i geofizika*, 10: 34–42. (In Russ.).
54. Borneyakov S.A., Vstovskii G.V. **2010**. The first experiment of seismodeformational monitoring of the Baikal rift zone: example of the August 27, 2008, South-Baikal earthquake. *Doklady Earth Sciences*, 431(2): 469–473.

55. Bornyakov S.A., Miroshnichenko A.I., Vstovsky G.V., Sintsov A.E., Salko D.V. **2022**. New approach to strong earthquakes prediction in the Southern Baikal region on the basis of rock deformation monitoring data: methodology and results. *Geodynamics & Tectonophysics*, 13(2): 0588. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0588>
56. Bornyakov S.A., Dobrynina A.A., Seminsky K.Zh., Sankov V.A., Radziminovich N.A., Salko D.V., Shagun A.N. **2021**. The Bystrinskii earthquake in the Southern Baikal Region (Sep. 21, 2020, Mw = 5.4): General characteristics, basic parameters, and deformation signs of the transition of the focus to the meta-unstable state. *Doklady Earth Sciences*, 498(1): 427–431. <https://doi.org/10.1134/s1028334x21050044>
57. Bornyakov S.A., Dobrynina A.A., Shagun A.N., Sankov V.A., Salko D.V., Miroshnichenko A.I., Vstovsky G.V., Sintsov A.E. **2023**. On similarities between deformation processes preceding ice shocks and tectonic earthquakes. *Doklady Earth Sciences*, 508: 91–96. <https://doi.org/10.1134/s1028334x22602097>
58. Dobrynina A.A., Sankov V.A., Bornyakov S.A., Korol S.A., Sankov A.V. **2023**. Anomalous seismic noises from the December 9, 2020 Mw = 5.6 Kudara earthquake in the Baikal basin. *Doklady Earth Sciences*, 508: 23–29. <https://doi.org/10.1134/s1028334x22601912>
59. Braginskaya L.P., Grigoryuk A.P., Kim M. **2024**. Application of machine learning methods to the problem of identifying earthquake precursors in the Baikal Region. In: *Marchuk Scientific Readings: Theses of the International Conference, October 7–11, 2024*. Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, p. 121.

Об авторах

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Лаборатория тектонофизики:

Борняков Сергей Александрович (<https://orcid.org/0000-0002-5119-1092>), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, bornyak@crust.irk.ru

Каримова Анастасия Алексеевна (<https://orcid.org/0000-0003-3520-1913>), кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник, tarasova@crust.irk.ru

Салко Денис Владимирович, ведущий инженер, denis@salko.net

Лаборатория инженерной сейсмологии и сейсмогеологии:

Добрынина Анна Александровна (<https://orcid.org/0000-0002-2087-4202>), кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, scisecretary@crust.irk.ru

Шагун Артем Николаевич (<https://orcid.org/0000-0002-3906-2650>), младший научный сотрудник, shagun@crust.irk.ru

Лаборатория современной геодинамики:

Саньков Владимир Анатольевич (<https://orcid.org/0000-0002-1066-2601>), кандидат геолого-минералогических наук, заместитель директора, sankov@crust.irk.ru

Мирошнichenко Андрей Иванович (<https://orcid.org/0000-0003-2749-8825>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, mai@crust.irk.ru

Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, Россия, лаборатория цифровизации горнотехнических процессов:

Пантелеев Иван Алексеевич (<https://orcid.org/0000-0002-7430-3667>), доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией, заместитель директора, pia@icmm.ru

АНО «Центр промышленной и экологической экспертизы», ЗАО «ЦНИИПСК им. Мельникова», г. Москва, Россия:

Встовский Григорий Валентинович, доктор физико-математических наук, ведущий эксперт, vstovsky@yandex.ru

Федеральная служба по экологическому, технологическому и атомному надзору, «ВО «Безопасность», г. Москва, Россия:

Синцов Андрей Евгеньевич, советник, asintsov@mail.ru

About the Authors

Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch, RAS, Irkutsk, Russia

Laboratory of tectonophysics:

Bornyakov, Sergey A (<https://orcid.org/0000-0002-5119-1092>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, bornyak@crust.irk.ru

Karimova, Anastasia A. (<https://orcid.org/0000-0003-3520-1913>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Junior Researcher, tarasova@crust.irk.ru

Salko, Denis V., Leading Engineer, denis@salko.net

Laboratory of engineering seismology and seismogeology:

Dobrynina, Anna A. (<https://orcid.org/0000-0002-2087-4202>), Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Leading Researcher, scisecretary@crust.irk.ru

Shagun, Artem N. (<https://orcid.org/0000-0002-3906-2650>), Junior Researcher, shagun@crust.irk.ru

Laboratory of modern geodynamics:

Sankov, Vladimir A. (<https://orcid.org/0000-0002-1066-2601>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Deputy Director, sankov@crust.irk.ru

Miroshnichenko, Andrey I. (<https://orcid.org/0000-0003-2749-8825>), Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, mai@crust.irk.ru

Institute of Continuum Mechanics of the Ural Branch of the RAS, Perm, Russia, Laboratory of digitalization of mining processes:

Pantelev, Ivan A. (<https://orcid.org/0000-0002-7430-3667>), Doctor of Physics and Mathematics, Head of the Laboratory, Deputy Director, pia@icmm.ru

Autonomous non-profit organization "Center for Industrial and Environmental Expertise", CJSC "TsNIIPSK im. Melnikov", Moscow, Russia:

Vstovsky, Grigory V., Doctor of Physics and Mathematics, Leading Expert, vstovsky@yandex.ru

Federal Service for Environmental, Technological and Nuclear Supervision, JSC VO "Safety", Moscow, Russia:

Sintsov, Andrey E., Advisor, asintsov@mail.ru

Поступила 12.11.2024

Принята к публикации 21.11.2024

Received 12 November 2024

Accepted 21 November 2024

© Авторы, 2024 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Authors, 2024.
Content is available under Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 550.8.04+550.343.62

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.328-342>
<https://www.elibrary.ru/homkeo>

Вариации концентрации подпочвенных газов и электрического поля атмосферы перед некоторыми землетрясениями Камчатки

Е. О. Макаров[@], Р. Р. Акбашев, В. Е. Глухов

^{@E-mail:} ice@emsd.ru

Камчатский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”,
Петропавловск-Камчатский, Россия

Резюме. На Камчатке непрерывно действуют сети наблюдений за вариациями подпочвенных газов, электрического поля атмосферы, наклонов земной поверхности. Целью данной работы являлось сопоставление данных, полученных этими сетями, для выявления общих аномальных вариаций перед сильными землетрясениями Камчатки. В статье приводятся новые сведения о развитии аномальных вариаций в поле подпочвенных газов и электрическом поле атмосферы перед двумя сильными землетрясениями Камчатки: 16 марта 2016 г. с $M_w = 6.6$ и Жупановским землетрясением 30 января 2016 г. с $M_w = 7.2$. Приведенные данные демонстрируют процессы влияния эксгаляции подпочвенного радона и его дочерних продуктов на ионизационный баланс приземного слоя атмосферы. Сделан вывод о необходимости комплексирования различных методов регистрации геофизических полей, в том числе проведения прямых измерений деформации земной коры, для успешного развития подходов к прогнозу землетрясений.

Ключевые слова: полуостров Камчатка, подпочвенный радон, предвестник, землетрясение, наклоны земной поверхности, электрическое поле атмосферы

Variations in the concentration of subsoil gases and the atmospheric electric field prior to some earthquakes in Kamchatka

Evgenii O. Makarov[@], Rinat R. Akbashev, Vitaliy E. Glukhov

^{@E-mail:} ice@emsd.ru

Kamchatka Branch of the FRC “United Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences”,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

Abstract. In Kamchatka, there are continuous networks of observation of variations in subsoil gases, the atmospheric electric field, and the Earth’s surface tilts. The aim of the study was to compare the data obtained by these networks to identify common anomalous variations prior to some strong earthquakes in Kamchatka. The article presents new information on the development of anomalous variations in the subsoil gas field and the atmospheric electric field prior to two strong earthquakes in Kamchatka: March 16, 2016, with $M_w = 6.6$, and the Zhupanovo earthquake on January 30, 2016, with $M_w = 7.2$. The presented data demonstrate the processes of influence of the exhalation of subsoil radon and its daughter products on the ionization balance of the surface layer of the atmosphere. A conclusion was made about the necessity of integrating various methods of recording geophysical fields, including direct measurements of crustal deformation, for the successful advancement of approaches to earthquake forecasting.

Keywords: Kamchatka Peninsula, subsoil radon, precursor, earthquake, Earth’s surface tilts, atmospheric electric field

Для цитирования: Макаров Е.О., Акбашев Р.Р., Глухов В.Е. Вариации концентрации подпочвенных газов и электрического поля атмосферы перед некоторыми землетрясениями Камчатки. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 328–342. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.328-342>; <https://www.elibrary.ru/homkeo>

Финансирование

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 22-17-00125, «Физический анализ сейсмoeлектромагнитных явлений на Камчатском геодинамическом полигоне: модернизация системы наблюдений и теоретическое моделирование»).

Введение

Поток радона (^{222}Rn), образующегося в результате распада радия в земной коре, очень чувствителен к изменениям геодинамического состояния среды. За счет своей радиоактивности Rn доступен для непрерывной и достаточно простой регистрации в воздухе почв. Это позволяет рассматривать его в качестве индикатора изменений структуры исследуемого участка земной коры, пористости, проницаемости каналов миграции газа [1–3].

Деформационные процессы, сопровождающие развитие будущего очага сильного землетрясения, способны вызвать аномалии в поле Rn. Сведения об информативности радонового метода для поиска предваряющих землетрясения аномалий, а также сводки известных радоновых предвестников приведены в ряде работ [4, 5]. По этим данным с привлечением наблюдений за динамикой подпочвенного радона перед землетрясениями с $M \geq 5.0$ на п-ове Камчатка в работе [3] рассчитаны зависимости параметров радоновых предвестников от магнитуды и расстояния от эпицентра до пункта наблюдения. Относительно недавно опубликована сводка [6], в которой собраны все известные радоновые предвестники до 2015 г. Теоретические обоснования возможности возникновения предвестниковых аномалий достаточно полно изложены в работе [7].

Радоновые аномалии имеют различную длительность и время упреждения до момента возникновения землетрясения [3]. В литературе сравнительно редко встречаются описания среднесрочных и долгосрочных аномальных

For citation: Makarov E.O., Akbashev R.R., Glukhov V.E. Variations in the concentration of subsoil gases and the atmospheric electric field prior to some earthquakes in Kamchatka. *Geosistemy perexodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 328–342. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.328-342>; <https://www.elibrary.ru/homkeo>

Funding

The work was carried out with the support of the Russian Science Foundation (project No. 22-17-00125, “Physical analysis of seismoelectromagnetic phenomena at the Kamchatka geodynamic test site: modernization of the observation system and theoretical modeling”).

вариаций в поле подпочвенного радона перед сильными землетрясениями. Длительные аномалии в виде трендов изменения концентрации радона отмечены для некоторых сильных землетрясений Японии. Перед разрушительным землетрясением Идзу-Осима (Izu Oshima) 14.01.1978 г. с $M_w = 7.0$ на расстоянии 30 км от эпицентра в течение 2.5 мес. наблюдалась аномалия концентрации подпочвенного Rn, синхронная с вертикальными деформациями земной поверхности [8, 9]. Перед мегаземлетрясением Тохоку (Япония) 11.03.2011 г. с $M_w = 9.0$ в воде артезианской скважины за 4.5 мес. до события начался рост объемной активности радона (ОАР), который продолжался и после землетрясения. Общая длительность аномалии составила 8 мес. [10].

Краткосрочные предвестники землетрясений с магнитудой $M > 4.5$ в поле подпочвенного Rn с временем упреждения до 15 сут были зарегистрированы во многих районах мира [3, 11–13].

В динамику поля подпочвенного радона существенный вклад вносят метеорологические величины (температура воздуха, атмосферное давление, осадки). Они обуславливают значительную зашумленность исходных данных, затрудняющую выделение предвестниковых аномалий [7, 14–16].

Длительные наблюдения за поведением ОАР на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне (ПКГП) позволяют говорить о наличии определенной связи между ОАР и сильными землетрясениями с магнитудой $M_w > 5.5$, происходящими в районе Камчатки [3].

Воздействие литосферы на атмосферу является составной частью взаимодействия твердой и газообразной геосферных оболочек. Оно определяется динамикой литосферных процессов и происходит интенсивно на границе соприкосновения геосфер, где происходит эманация радона в атмосферу. При этом наблюдаются возмущения в электрическом поле атмосферы. Наиболее сильно литосферно-атмосферное воздействие проявляется в сейсмоактивных регионах на заключительной стадии подготовки землетрясений, когда усиливается деформирование пород. В работах [17, 18] показана связь высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля атмосферы. Эти результаты свидетельствуют о взаимодействии геосферных оболочек, в том числе вследствие изменения потока радона на большой площади в приповерхностный слой атмосферы [19].

Данная работа продолжает исследования влияния радона и его дочерних продуктов на ионизационный баланс приземного слоя атмосферы в процессе подготовки очага сильного землетрясения. Целью работы является ретроспективный анализ данных о вариациях электрического поля атмосферы во временной окрестности двух сильных землетрясений Камчатки, перед которыми ранее выявлялись аномалии в поле подпочвенных газов; сопоставление этих данных и анализ синфазных проявлений аномальных вариаций параметров; изучение деформаций земной поверхности по доступным наклономерным данным.

Методика исследований и применяемая аппаратура

На ПКГП с 1998 г. работает сеть пунктов мониторинга подпочвенных газов. За время работы сети в радоновом поле выделены два типа предвестниковых аномалий для субдукционных землетрясений с $M_w > 5.5$ [3]. Тип А регистрируется на нескольких пунктах в виде синфазных бухт длительностью от 3 до 12 сут и отражает масштабное проявление геодеформационных процессов на последней стадии подготовки землетрясения. Именно этот тип аномалий, предвещающих землетрясения, как

предполагается, связан с прохождением в геосфере уединенных деформационных волн, возникающих за счет квазипластичного или катакластического течения горных масс на последней стадии подготовки землетрясения. Тип Б регистрируется в единственном пункте наблюдений и связывается с особым состоянием гидрогеологической системы пункта регистрации [3].

В настоящее время сеть мониторинга подпочвенных газов включает 6 пунктов (рис. 1). Она оснащена современными аппаратно-программными средствами для сбора, обработки и хранения получаемых временных рядов с передачей данных в режиме, близком к реальному времени. Условия создания пунктов и расположения датчиков единообразны: все пункты располагаются в аллювиально-делювиальных отложениях речных долин; два датчика в зоне аэрации на глубинах 1 и 2 м от дневной поверхности. Установлены датчики атмосферной температуры и давления; в двух пунктах в подпочвенном воздухе регистрируются молекулярный водород и концентрация двуокиси углерода. Анализ получаемых данных и сопоставление их с данными сейсмического мониторинга продолжают непрерывно, что позволяет выявлять аномальные изменения потока подпочвенного радона, предвещающие землетрясения. Подробно сеть пунктов описана в работе [3].

В Камчатском филиале Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) реализована сеть пунктов наблюдения градиента потенциала электрического поля атмосферы (V'ЭПА). Для сбора, хранения и предварительной обработки данных, а также контроля работоспособности аппаратуры разработан и внедрен аппаратно-программный комплекс на базе электростатического датчика типа «ЭФ-4». Данный комплекс позволяет передавать данные близко к реальному времени [20].

В одном из пунктов сети (PRTR1), расположенном на базе геотермального стационара Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения РАН в долине р. Паратунка, помимо ОАР в почве регистрируется

β - и γ -излучение в воздухе на высотах 2.5 и 5 м (рис. 2). Данный пункт был создан с целью проведения многофакторного эксперимента по изучению процессов переноса Rn в системе «литосфера–атмосфера» [21] и оснащен комплексом для регистрации концентрации подпочвенных газов [22].

После длительного перерыва на п-ове Камчатка в 2010 г. были возобновлены наблюдения за наклонами земной поверхности. Сеть наклономерных станций позволяет следить за деформациями земной коры в районе ПКГП [23]. Целью функционирования наклономерных станций является получение дополнительных данных о медленных движениях земной поверхности, обусловленных различными геодинамическими явлениями. В первую очередь это изучение связи деформации земной поверхности с региональной сейсмичностью, а также с подготовкой и динамикой вулканических извержений.

В работе использованы данные, полученные сетью мониторинга подпочвенных газов, данные градиента потенциала электрического поля атмосферы (V'ЭПА), а также данные

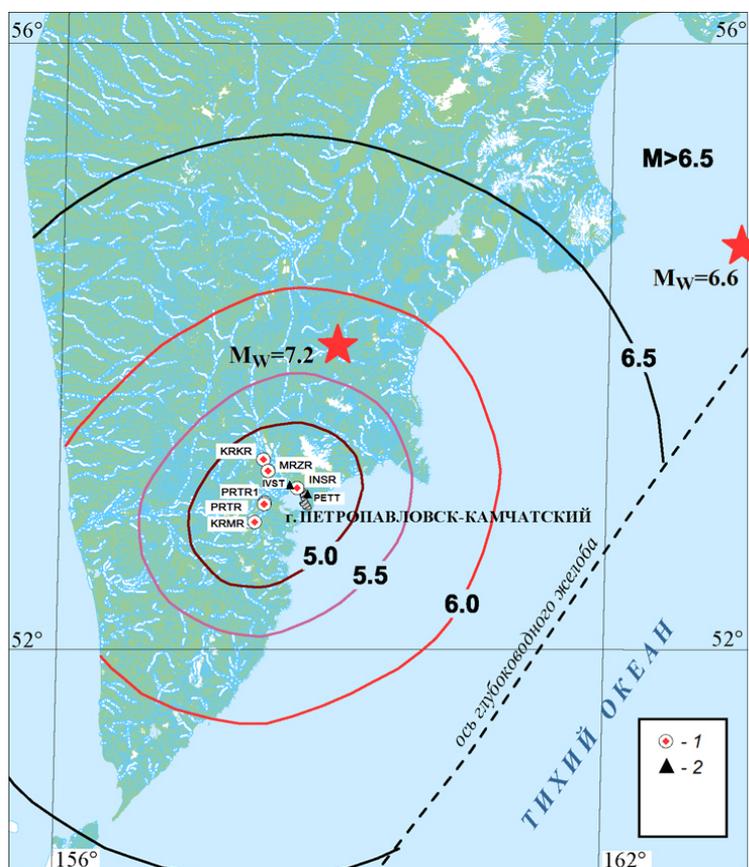
наклонов земной поверхности на станциях PETT и IVST (рис. 1), применяющих платформенные двухосевые пузырьковые сенсоры APPLIED GEOMECHANIX 701-2A производства Applied Geomechanics Inc, USA (<https://www.jewellinstruments.com>). Описание станций наклономерных наблюдений и параметры установки регистрирующей аппаратуры изложены в [23]. Используются также данные сейсмического мониторинга, в частности параметров описываемых сейсмических событий, полученные на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира», развернутой при поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания КФ ФИЦ ЕГС РАН № 075-00682-24.

Землетрясение 16 марта 2021 г. с $M_w = 6.6$

В акватории Тихого океана в районе Кроноцкого п-ова 16 марта 2021 г. на расстоянии 350 км от пунктов мониторинга ОАР на глубиб-

Рис. 1. Схема размещения пунктов регистрации концентрации подпочвенных газов, градиента потенциала электрического поля атмосферы, наклонов земной поверхности на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне и границ областей, в пределах которых процесс подготовки землетрясений соответствующих магнитуд может вызвать в поле подпочвенного радона аномалии с относительной амплитудой $\delta_{\min} \geq 20$ за вычетом нижней границы 95%-го доверительного коридора [3]. Звездой показаны эпицентры землетрясения 30.01.2016 г. с $M_w = 7.2$ и 16.03.2021 г. с $M_w = 6.6$. 1 – пункт регистрации ОАР; 2 – станция наклономерных наблюдений и пункт регистрации V'ЭПА. Заштрихованная область – г. Петропавловск-Камчатский.

Fig. 1. Location map of the points for registration of the subsoil gas concentration, atmospheric electric field potential gradients, earth's surface tilts at the Petropavlovsk-Kamchatsky geodynamic polygon, also boundaries of areas within which the initiation process of earthquakes of corresponding magnitudes can cause anomalies in the subsoil radon field with a relative amplitude $\delta_{\min} \geq 20$ minus the lower boundary of the 95% confidence corridor [3]. The stars show the epicenters of the earthquakes on January 30, 2016, with $M_w = 7.2$, and on March 16, 2021, with $M_w = 6.6$. (1) registration point of the radon volume activity (RVA); (2) station of tilt observations and registration point of the atmospheric electric potential gradient (PG). The shaded area indicates the city of Petropavlovsk-Kamchatsky.



не 65 км произошло землетрясение с $M_w = 6.6$ (рис. 1). Аномалии ОАР, предварявшие это землетрясение, синфазно возникли на нескольких пунктах сети, имели бухтообразную форму положительной полярности (пункты INSR, MRZR) и отрицательной полярности (пункт PRTR) и длительность ~6–18 сут. По амплитуде они превышали аналогичные вариации, связанные с резкими изменениями атмосферного давления. Относительная амплитуда [3] составила: на двух датчиках пункта INSR 180 и 46 %, в пункте MRZR 20, в пункте PRTR – 69 % (рис. 2 а, б). Время упреждения составило ~60 сут.

В работах [3, 19, 24] показано, что перед некоторыми землетрясениями Камчатки на ПКПП регистрируются водородные аномалии, имеющие характер коротких всплесков или биполярных импульсов. В ряде случаев такие аномалии возникали во временной окрестности с радоновыми и предвещали сильные землетрясения [3]. В пункте INSR датчиком молекулярного водорода, расположенным в стволе скважины НИС-1 на глубине ~5 м от оголовка, перед землетрясением 16 марта 2021 г. были зарегистрированы два аномальных всплеска (рис. 3 в), которые превышают по амплитуде вариации, связанные с суточными колебаниями атмосферного давления в бункере и возникающие в связи с особенностями организации данного пункта наблюдений [3].

Кроме того, с применением разрабатываемой методики выделения синфазных вари-

аций во временных рядах ОАР методом «айгеноскопии», позволяющим выявлять моменты коллективного поведения в многомерных рядах [3], выделенная радоновая аномалия была формализована и определена как возможный предвестник сильного землетрясения (рис. 3 г). Данная методика позволяет выявлять общность поведения в многомерных рядах различных данных, сигнализируя о возникновении синфазных вариаций превышением формируемой обобщенной кривой квартиля 0.95 ед. Величина квартиля определяется методикой автоматически, исходя из параметров входных данных. Подробно методика описана в работе [3].

В работе [25] приводятся сведения о гидрогеодинамическом предвестнике рассматриваемого землетрясения. Развитие выявленного предвестника приходится на период, когда в радоновом поле начали проявляться аномальные вариации. Не исключено, что возникновение предвестников в разных геофизических полях определяется деформационным процессом в земной коре, охватывающим большую площадь и связанным с подготовкой землетрясения 16 марта 2021 г.

Сведения о двух типах деформационных волн, выявленных по результатам трехлетнего инструментального мониторинга деформаций горных пород на Южно-Байкальском геодеинамическом полигоне, содержатся в работе [26]. Первый тип волн выражен во временных рядах данных единичными импульсами,

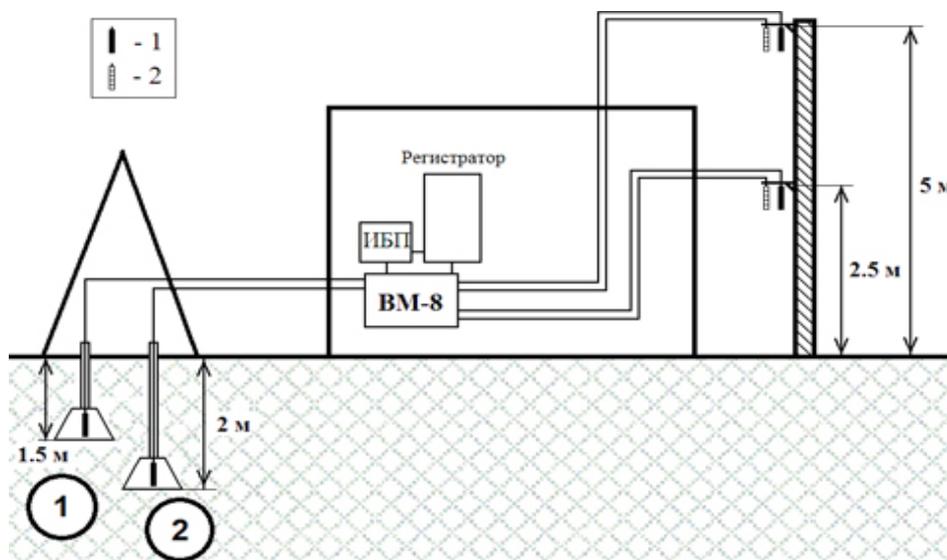


Рис. 2. Схема размещения датчиков для наблюдений за концентрацией почвенных газов на пункте PRTR1. 1 – газоразрядный счетчик β -излучения; 2 – газоразрядный счетчик γ -излучения; VM-8 – формирователь импульсов для регистрации β/γ -излучения в составе комплекса [22], ИБП – источник бесперебойного питания.

Fig. 2. Scheme of placement of sensors for monitoring of the soil gas concentration at the PRTR1 point. (1) gas-discharge counter of β -radiation; (2) gas-discharge counter of γ -radiation; VM-8 indicates pulse generator for recording β/γ -radiation as part of the complex [22].

проходящими через все точки мониторинга. Их источники находятся за пределами пунктов мониторинга и порождаются медленными смещениями по разломам. Приведен пример возникновения такого деформационного импульса, инициированного треморподобным смещением по сейсмоактивному разлому, предварявшим основное сейсмогенное смещение, возникшее 29.03.2019 г. с реализа-

цией землетрясения энергетического класса $K_s = 13.3$ [26].

Скорость миграции импульса составила 1.3 м/с [26]. Выделенные деформационные волны второго типа проявляются чаще, чем первого, и представлены симметричными или асимметричными импульсами с амплитудами меньше на порядок, чем у волн первого типа. Их происхождение, как предполагается в рабо-

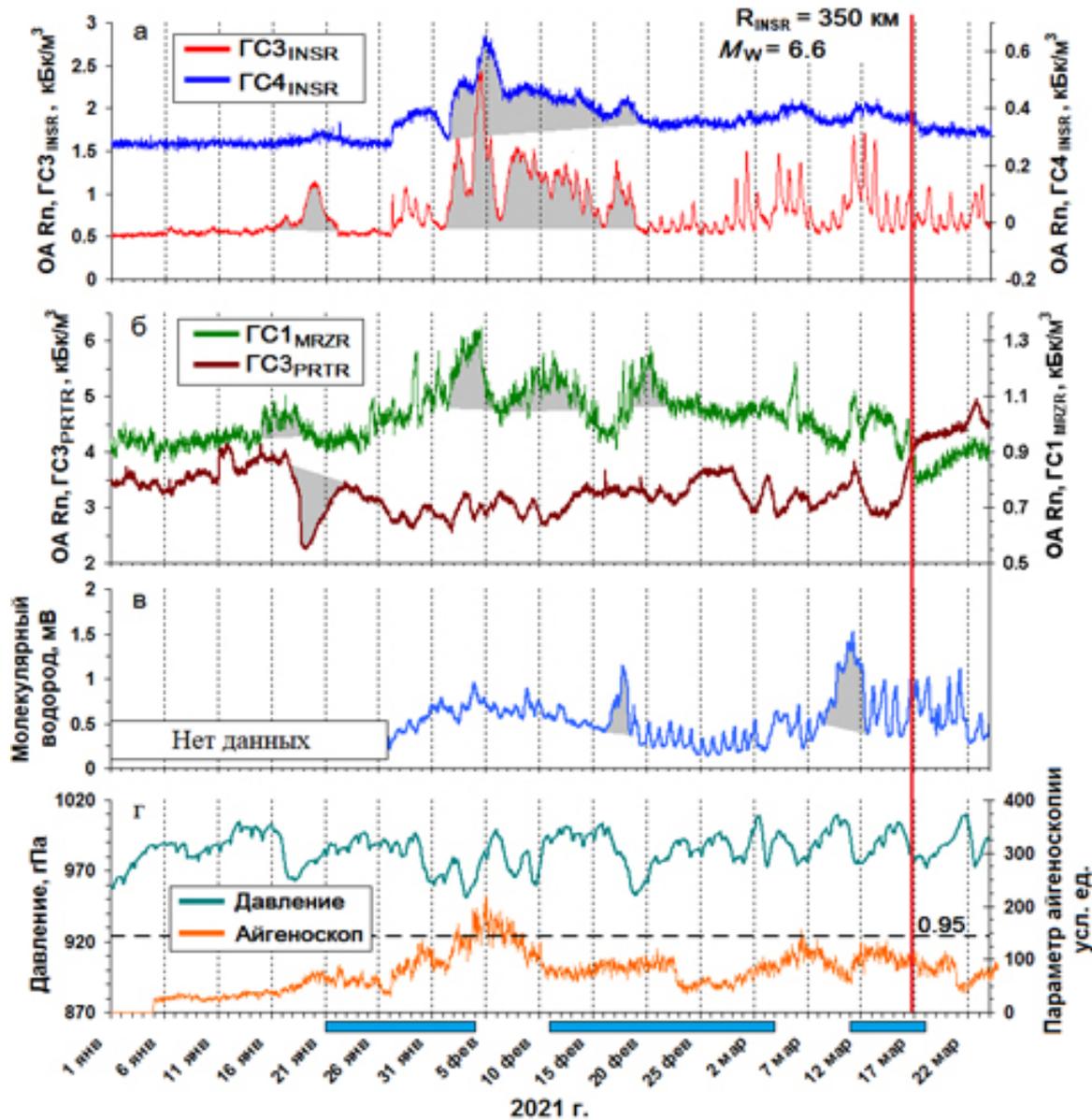


Рис. 3. Динамика ОАР по данным газоразрядных счетчиков (ГС) в пунктах INSR (а), MRZR и PRTR (б); концентрация молекулярного водорода в пункте INSR (в); вариации атмосферного давления и временной ряд, построенный по методу «айгеноскопии» (г), за период 1 января – 24 марта 2021 г. Момент землетрясения показан красной вертикальной линией, аномалии выделены светло-серым цветом, периоды прогноза показаны внизу светло-синими прямоугольниками.

Fig. 3. Dynamics of the RVA according to the data of gas-discharge counters (GC) at the INSR (a), MRZR, and PRTR points (б); the concentration of molecular hydrogen at the INSR point (в); variations in atmospheric pressure and the time series constructed using the “eigenoscilloscopy” method (г), for the period from January 1 to March 24, 2021. The moment of the earthquake is shown by the red vertical line, anomalies are highlighted in light gray, and the forecast periods are shown below by light blue rectangles.

те [26], связано с перераспределением напряжений в разломно-блоковой структуре верхней части земной коры в пределах пунктов мониторинга, и частота их проявления существенно возрастает перед близкими землетрясениями. Скорость миграции деформационных волн второго типа за несколько дней до землетрясения резко возрастает (с ~ 5 до ~ 50 км/сут), затем снижается.

Основываясь на работах [3, 26], можно предположить, что аномальные вариации радона, зарегистрированные на ПКГП перед землетрясением 16 марта 2021 г. с $M_w = 6.6$, связаны с воздействием на геосреду нескольких деформационных импульсов. Эти импульсы прошли через все точки регистрации, вызывая изменения проницаемости грунта, что привело к изменению потока радона в местах установки датчиков. Вероятная область генерации таких импульсов связана с пространственным расположением будущего очага, а возникновение в ней деформаций, подобных процессам неупругого деформирования (крип) [27, 28], указывает на заключительную стадию подготовки землетрясения. Достаточно длительные времена аномалии (до 18 сут) и упреждения также указывают, что процессы заключительной стадии подготовки этого землетрясения были растянуты во времени и, вероятно, связаны с крипом горных пород.

Развитие аномалий сопровождалось изменением направления движения наклонов, зарегистрированных наклономерными станциями (рис. 1, рис. 4).

До момента возникновения землетрясения ход наклонов на векторных диаграммах (рис. 4) показан синим цветом, после – зеленым. Красным цветом выделены участки, которые соответствуют временным периодам возникновения аномалий в поле ОАР (на рис. 3). Перед землетрясением приоритетным являлось движение для станции РЕТТ в юго-западном направлении, для станции IVST – практически строго на север (отклонение по азимуту 20°), параллельно простиранию глубоководного желоба. На обеих кривых наблюдается осложнение движения с резкими изменениями направлений наклонов перед землетрясением.

При этом на кривой РЕТТ такое изменение совпадает по времени с развитием аномалий ОАР на сети пунктов. Можно предположить, что такие вариации наклонов, предвещающие землетрясение 16 марта 2021 г., связаны с деформационными импульсами, которые возникли в районе будущего очага в результате крипа горных пород и распространялись вдоль глубоководного желоба и наиболее крупных разломов, к которым приурочены пункты мониторинга ОАР.

После землетрясения движение наклонов вновь стабилизировалось, но направления изменились. Для станции РЕТТ ход наклонов продолжился в юго-восточном направлении в сторону глубоководного желоба, а для станции IVST сменился на юго-западное. Полученный результат является уникальным. Он демонстрирует большие возможности комплексирования двух методов мониторинга изменений напряженно-деформированного состояния среды, связанных с подготовкой очагов сильных землетрясений. Использование векторных диаграмм хода наклонов дает существенно больше информации о происходящих в земной коре деформационных процессах, что позволяет, с опорой на эту информацию, повысить надежность выделения предвещающих землетрясения аномалий в различных геофизических полях.

Анализ и сопоставление данных V'ЭПА с вариациями подпочвенного радона позволили выявить совпадающие по времени аномальные вариации параметров, возникшие за ~ 13 ч перед землетрясением 16 марта 2021 г.

На рис. 5 приведены кривые ОАР на пунктах MRZR и PRTR1, β - и γ -излучения на пункте PRTR1, градиент потенциала электрического поля атмосферы в пункте РЕТТ и метеопараметры за период 12–19 марта 2021 г. На кривых отчетливо визуально выделяются аномальные вариации длительностью ~ 30 ч в ОАР (MRZR, PRTR1), ~ 24 ч в β -, γ -излучении. На кривой V'ЭПА аномальная вариация хорошо просматривается сразу после сейсмического события и длится ~ 2 ч. До землетрясения в электрическом поле наблюдаются резкий короткий отрицательный

импульс и два осложненных биполярных импульса, выделенных в результате сопоставления с данными радоновых наблюдений. Электрическое поле приземного слоя атмосферы очень чутко реагирует на изменения метеорологических параметров. Это хорошо видно на кривой V'ЭПА, где выделен синим цветом отклик поля на циклоническую активность, выраженную снегопадом и ветром. Как видно из рис. 5 д, резкие изменения атмосферного давления и температуры воздуха на ПКГП в период, когда были выделены аномалии, отсутствовали. Падение давления незначительно и не могло вызывать отклик в ОАР. Кривая осадков за указанный период в области предполагаемой аномалии (рис. 5 е) свидетельствует о выпадении около 2 мм снега. Такое количество осадков не оказывает воздействия на вариации подпочвенных газов, как было отмечено в работе [3], однако могло вызывать реакцию в V'ЭПА. Эффективной методики оценки или математического подхода к устранению влияния метеопроцессов на записи вариаций электрического поля атмосферы не существует, однако в некоторых отдельных случаях выделение аномалий, в сопоставлении с данными радоновых наблюдений, ста-

новится возможным. Требуется дальнейший ретроспективный анализ большего числа случаев возникновения аномалий в V'ЭПА и поле подпочвенного радона перед сильными сейсмическими событиями Камчатки.

В пункте PRTR1 на двух высотах над землей располагаются датчики β -, γ -излучения. На высоте 2.5 м число β -импульсов в минуту превышает аналогичное излучение на высоте 5 м, что связано с эксхалацией и распадом радона и его дочерних продуктов. На высоте 5 м число γ -импульсов начинает преобладать над γ -импульсами на высоте 2.5 м, что может быть связано с радиоактивностью космических лучей или иными причинами. Этими датчиками в 2011 г. были зарегистрированы аномалии, связанные с захватом циклоном радиоактивных аэрозолей техногенного происхождения в районе атомной станции Фукусима (Япония) [29], что свидетельствует о высокой чувствительности созданной системы регистрации.

В период 12–19 марта 2021 г. в потоке β - и γ -излучения выделяются аномальные вариации. Одновременно с этим на датчике, расположенном на глубине 1.5 м (см. рис. 2), наблюдается сначала незначительное увеличе-

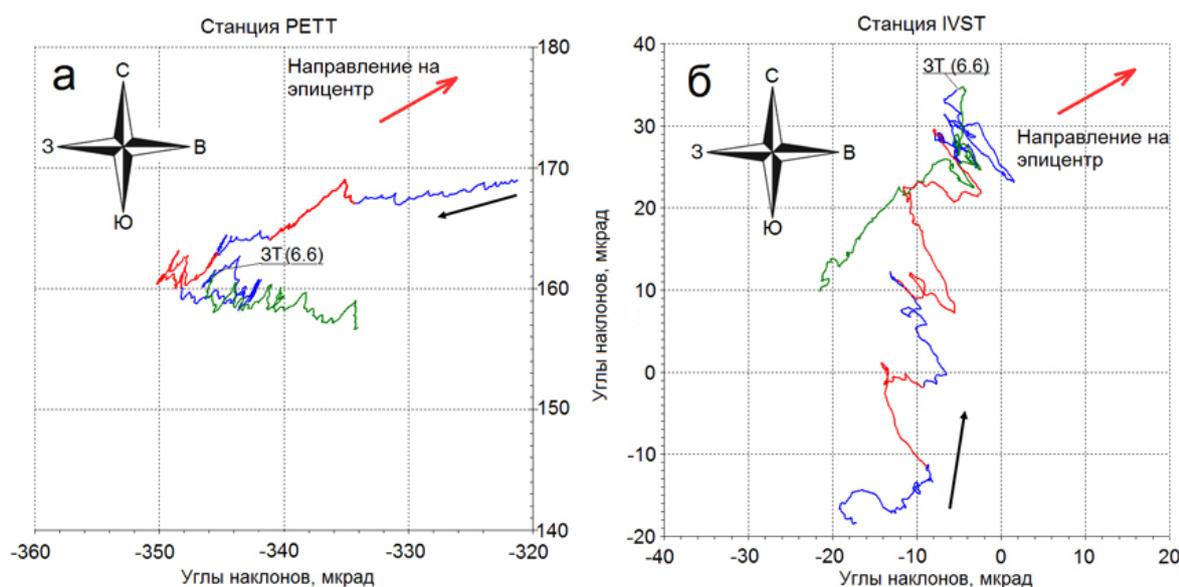


Рис. 4. Векторные диаграммы наклонов на станциях PETT (а) и IVST (б), зарегистрированные перед землетрясением 16 марта 2021 г. с $M_w = 6.6$ (ЗТ (6.6)). Черной стрелкой показано направление движения станции. Описание цветных участков кривой приведено в тексте.

Fig. 4. Vector diagrams of tilts at the PETT (a) and IVST (b) stations recorded prior to the earthquake of March 16, 2021, with $M_w = 6.6$ (ЗТ (6.6)). Black arrow shows the direction of station movement. Descriptions of the colored sections of the curve are given in the text.

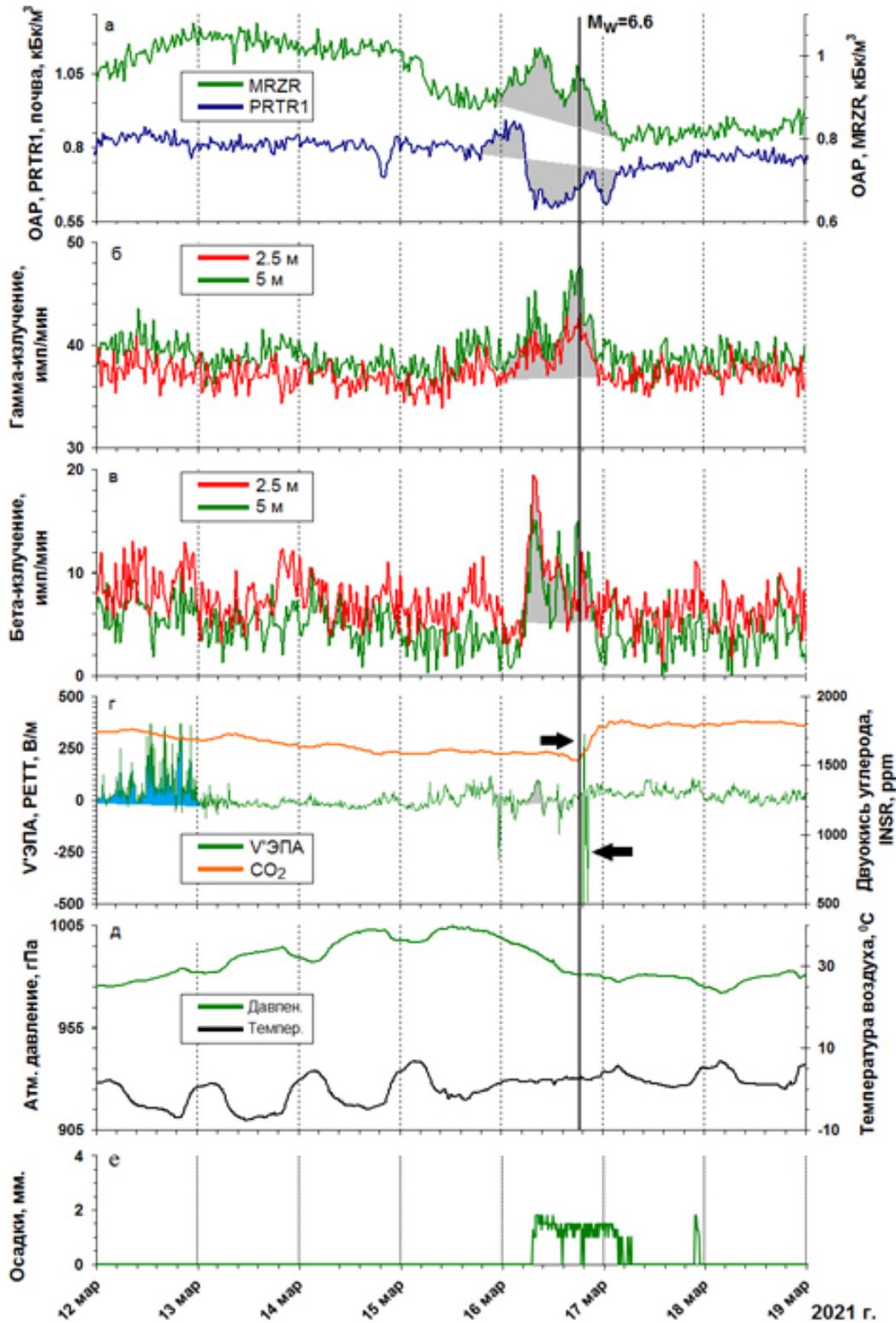


Рис. 5. Динамика ОАР в пунктах MRZR, PRTR1 (а), γ - и β -излучения в пункте PRTR1 (б, в), двуокиси углерода в пункте INSR и V'ЭПА в пункте PEGT (г), вариации атмосферного давления и температуры (д), осадков (е) за период 12–19 марта 2021 г. Момент землетрясения обозначен черной вертикальной линией, аномалии выделены светло-серым цветом. Постсейсмические вариации в концентрации двуокиси углерода и V'ЭПА отмечены черными стрелками. Синим цветом на кривой V'ЭПА показан отклик на циклоническую активность.

Fig. 5. Dynamics of the RVA at the MRZR and PRTR1 points (а), γ and β radiation at PRTR1 (б, в), carbon dioxide at INSR and PG at PEGT (г), variations in atmospheric pressure and temperature (д), and in precipitation (е) for the period March 12–19, 2021. The moment of the earthquake is shown by a black vertical line; anomalies are highlighted in light gray. Post-seismic variations in carbon dioxide concentration and PG are shown by black arrows. The blue color on the PG curve shows the response to cyclonic activity.

ние ОАР, а затем бухтообразное уменьшение, что может говорить об увеличении проницаемости породы вследствие деформационного импульса растяжения в данном районе. Вероятно, под воздействием этого процесса увеличился поток радона из зоны аэрации верхнего слоя грунта в атмосферу, что и было зарегистрировано датчиками на высотах 2.5 и 5 м.

Обращает на себя внимание увеличение концентрации двуокиси углерода (рис. 5 г) в пункте INSR, организованном на базе скважины НИС-1. Ранее в этом пункте наблюдались аномальные постсейсмические эффекты после Жупановского землетрясения с $M_w = 7.2$ [3]. Вероятно, незначительные изменения проницаемости верхнего слоя рыхлых отложений в зоне аэрации, где располагается датчик, возникшие в результате воздействия сейсмических волн, привели к изменению потока двуокиси углерода, что и было зарегистрировано. Последующее за землетрясением перераспределение напряжений земной коры также могло привести к такому результату.

В данных V'ЭПА зафиксирован короткий аномальный биполярный всплеск практически сразу после землетрясения (рис. 5 г), который свидетельствует об изменении электрического поля атмосферы. Это изменение, возможно, было вызвано ионизацией вследствие выделения некоторого количества избыточного радона на большой площади в районе пункта PRTR в результате изменения проницаемости верхнего слоя отложений. В показателях датчиков радона появление незначительного избыточного его объема не отразилось, поскольку они расположены в накопительных емкостях и вследствие этого регистрируют лишь локальные изменения потока, а также инерционны, так как регистрация осуществляется по излучению дочерних продуктов распада радона.

Следует отметить, что аномалии в потоке β - и γ -излучения начались ранее, чем осадки (рис. 5 в, г, е), и так же ранее закончились, что подтверждает их связь с вариациями радона в подпочвенном воздухе, возникшими вследствие геодинамических процессов при подготовке и реализации очага землетрясения 16 марта 2021 г.

Жупановское землетрясение

30 января 2016 г. с $M_w = 7.2$

Жупановское землетрясение (ЖЗ) с $M_w = 7.2$, глубиной очага ~ 170 км и эпицентром в ~ 100 км к северу от Петропавловска-Камчатского (рис. 1) произошло 30.01.2016 г. Предвестниковые аномалии перед ЖЗ зафиксированы по данным мониторинга вариаций уровня воды в скважинах, наблюдения за электромагнитным ОНЧ-излучением, мониторинга вариаций геоакустической эмиссии в глубокой скважине, комплексного анализа сейсмологических данных, мониторинга вариаций параметров приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума, вариаций отношения скоростей сейсмических волн V_p/V_s [30]. На сети пунктов мониторинга на ПКГП в динамике подпочвенных газов перед и после этого землетрясения был обнаружен ряд уникальных эффектов [3, 31].

В динамике молекулярного водорода была зарегистрирована аномалия на двух датчиках H_2 (TGS82 и ВСГ-02), которые располагались в стволе скважины на глубине 5 и 9 м от оголовка. Аномалия представляла собой квазипрямоугольный импульс длительностью ~ 6 сут и относительной амплитудой $\delta \approx 73.5\%$ и хорошо визуально диагностировалась в реальном времени при стандартной методике обработки получаемых данных (рис. 6 б). Вступление аномалии на датчиках H_2 было зарегистрировано в 4:30 20.01.2016 г. Аномалии развивались ~ 14 ч с последующим выходом на плато длительностью 4.5 сут.

На графиках ОАР перед ЖЗ в зоне аэрации в пунктах KRKR, PRTR1 и INSR в период 01.01–10.02.2016 г. синфазно выделяется бухтообразное отрицательное возмущение (рис. 6), которое синфазно проявилось в концентрации H_2 . Относительная амплитуда аномалий составила: $\delta_{KRKR} = -17\%$, $\delta_{PRTR1} = -80\%$, $\delta_{INSR} = -37\%$, а время упреждения $t_{упр} = 10$ сут. На динамику подпочвенного Rn в зоне аэрации существенное влияние оказывают вариации атмосферного давления. Как видно на рис. 6 б, связь аномалии с атмосферным давлением не отмечается.

При сопоставлении данных V'ЭПА с вариациями подпочвенного радона выявлено в электрическом поле атмосферы аномальное возмущение, возникшее за ~5 сут. перед ЖЗ. Максимальные значения напряжения поля превысили динамический диапазон регистрирующей аппаратуры.

Вероятно, уменьшение стока радона в нижний слой атмосферы на большой площади земной поверхности привело к изменению ионизационного баланса и увеличению напряжения электрического поля. Вре-

менная задержка между аномалиями ОАР и V'ЭПА составила 4.8 сут. Датчики ОАР располагаются на глубинах ~2–4 м от дневной поверхности, что позволяет оценить скорость миграции радона. Она составила от $0.5 \cdot 10^{-3}$ до $1.0 \cdot 10^{-3}$ см/с. Эти значения близки к сделанным ранее оценкам скорости миграции радона к поверхности в пунктах INSR ($v = 2.1 \cdot 10^{-3}$ см/с) и PRTR ($v = 1.7 \cdot 10^{-3}$ см/с) [3], что подтверждает предположение о связи аномалии V'ЭПА с уменьшением потока радона перед ЖЗ.

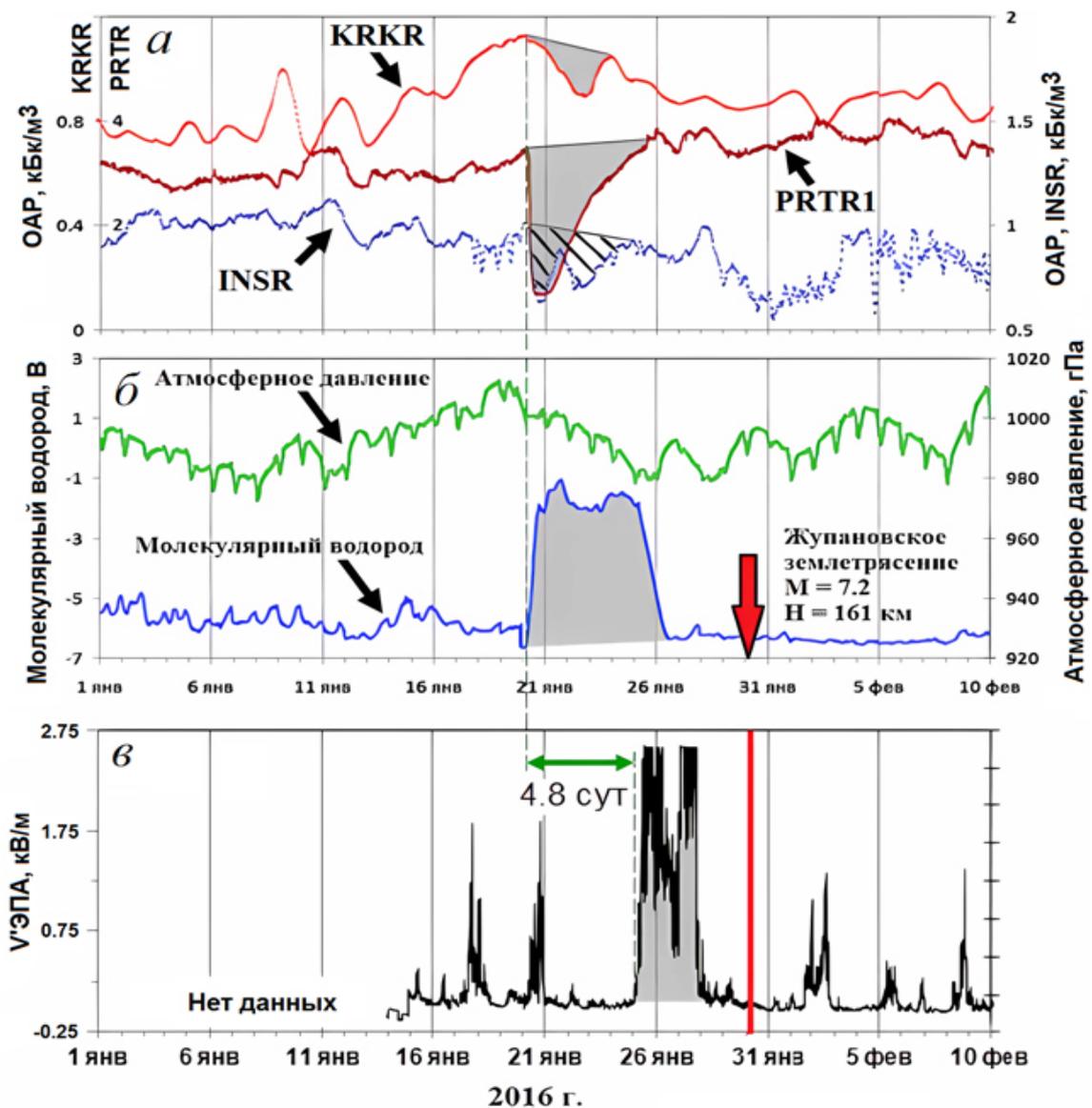


Рис. 6. Осредненные скользящим средним в 2.5-часовом окне кривые ОАР в зоне аэрации в пунктах KRKR, PRTR1 и INSR (а), концентрация водорода и атмосферное давление в пункте INSR (б), V'ЭПА в пункте PETT за период с 1 января по 10 февраля 2016 г. (в). Предвестниковые аномалии выделены серым и штриховкой.

Fig. 6. The RVA curves in the aeration zone at the KRKR, PRTR1, and INSR points, averaged by the moving average in a 2.5-hour window (a), the hydrogen concentration and atmospheric pressure at the INSR point (б), and PG at the PETT point for the period from January to February 10, 2016 (в). Precursor anomalies are highlighted in gray and shaded.

Заключение

Влияние радона и его дочерних продуктов на ионизационный баланс приземного слоя атмосферы определяется интенсивностью эксхалации подпочвенного радона и метеорологическими условиями (конвекция, турбулентность и стратификация приземного слоя атмосферы). Поиск короткопериодных вариаций электрического поля атмосферы, связанных с активизацией деформационных процессов, осложнен погодными условиями. Эффективной методики оценки или компенсации влияния метеопроцессов на записи вариаций электрического поля атмосферы не существует, однако в некоторых отдельных случаях выделение аномалий, в сопоставлении с данными радоновых наблюдений, становится возможным. Эти случаи, как правило, связаны с такими погодными условиями в пункте наблюдения, при которых действие локальных источников образования объемных электрических зарядов минимально (скорость ветра менее 6 м/с, отсутствие облачности и сильных магнитных возмущений). Периоды хорошей погоды для Камчатского региона, как правило, отвечают характеру антициклональной атмосферной циркуляции, что отмечается безоблачной погодой и удалением от пункта регистрации активных генераторов электрического поля атмосферы за счет вертикального переноса воздушных масс к поверхности Земли. Такие условия обеспечивают наибольшее влияние эксхалации радона с поверхности Земли на электрическое поле атмосферы.

Обнаруженные ретроспективно аномальные возмущения в электрическом поле атмосферы, совпадающие по времени с вариациями подпочвенных газов и потока γ/β -импульсов и предваряющие землетрясения 16 марта 2021 г. и Жупановское землетрясение 30 января 2016 г., можно рассматривать как свидетельство воздействия верхнего слоя земной коры на приземную атмосферу во время подготовки и реализации данных событий.

Использование данных о наклонах земной поверхности дает существенно больше информации о происходящих в земной коре деформационных процессах, что позволяет, с опорой на эту информацию, повысить на-

дежность выделения предваряющих землетрясения аномалий в различных геофизических полях.

Крайне важным для экспертной оценки и выделения предваряющих землетрясения аномалий в динамике подпочвенных газов, на фоне изменений, связанных с другими процессами, является обнаружение синфазных вариаций на нескольких пунктах регистрации. Необходимо также комплексирование различных методов регистрации геофизических полей, в том числе прямых измерений деформации земной коры, и выделение реперных точек коллективного аномального поведения в рядах данных при их сопоставлении, что позволит развивать методы прогноза землетрясений и дополнительно обосновывать заключения о сейсмической опасности.

Список литературы

1. Рудаков В.П. **2009**. Эманиационный мониторинг геосред и процессов. М.: Науч. мир, 175 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. **2014**. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 349 с.
3. Фирстов П.П., Макаров Е.О. **2018**. Динамика подпочвенного радона на Камчатке и сильные землетрясения. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 148 с.
4. Hauksson E. **1981**. Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 86: 9397–9410. <https://doi.org/10.1029/jb086ib10p09397>
5. Cicerone R.D., Ebel J.E., Beittton J.A. **2009**. Systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics*, 476: 371–396. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.008>
6. Petraki E., Nikolopoulos D., Panagiotaras D., Cantzos D., Yannakopoulos P., Nomicos C., Stonham J. **2015**. Radon-222: A potential short-term earthquake precursor. *J. of Earth Science and Climatic Change*, 6(6): 000282. <https://doi.org/10.4172/2157-7617.1000282>
7. Immè G., Morelli D. **2012**. Radon as earthquake precursor. In: D'Amico S. (ed.) *Earthquake research and analysis-statistical studies, observations and planning*, p. 143–160. <https://doi.org/10.5772/29917>
8. Wakita H. **1981**. Precursory changes in ground water prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake. *Earthquake Prediction: An Intern. Review*, 4: 527–532. <https://doi.org/10.1029/ME004p0527>
9. Majumdar K. **2004**. A study of fluctuation in radon concentration behaviour as an earthquake precursor. *Current Science*, 9(86): 1288–1292.

10. Tsunomori F., Tanaka H., Murakami M., Tasaka S. **2011**. Seismic response of dissolved gas in groundwater. In: *Proceedings of the 10th Taiwan-Japan Intern. Workshop on hydrological and geochemical research for earthquake prediction, October 25, Taiwan*. National Cheng Kung University, Tainan, p. 29–35.
11. İnan S., Akgu T., Cemil S., et al. **2008**. Geochemical monitoring in the Marmara region (NW Turkey): A search for precursors of seismic activity. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 113: B03401. <https://doi.org/10.1029/2007jb005206>
12. Baykara O., İnceöz M., Dođru M., Aksoy E., Kùlahcı F. **2009**. Soil radon monitoring and anomalies in East Anatolian Fault System (Turkey). *J. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 1(279): 159–164. <https://doi.org/10.1007/s10967-007-7211-2>
13. Бирюлин С.В., Козлова И.А., Юрков А.К. **2019**. Исследование информативности объемной активности почвенного радона при подготовке и реализации тектонических землетрясений на примере Южно-Курильского региона. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 4(44): 73–83. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-73-83>; EDN: IMOХJB
14. Piersanti A., Cannelli V., Galli G. **2016**. The Pollino 2012 seismic sequence: clues from continuous radon monitoring. *Solid Earth*, 7: 1303–1316. <https://doi.org/10.5194/se-7-1303-2016>
15. Iwata D., Nagahama H., Muto J., Yasuoka Y. **2018**. Non-parametric detection of atmospheric radon concentration anomalies related to earthquakes. *Scientific Reports*, 8(13028). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31341-5>
16. Паровик Р.И. **2014**. *Математические модели классической теории эманационного метода*. Петропавловск-Камчатский: КамГУ им. Витуса Беринга, 128 с.
17. Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А., Шевцов Б.М. **2010**. Связь высокочастотной геоакустической эмиссии с электрическим полем в атмосфере при сейсмотектоническом процессе. *Доклады Академии наук*, 431(2): 242–245.
18. Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А. **2014**. Анализ проявления связи между высокочастотной геоакустической эмиссией и электрическим полем в атмосфере у поверхности земли. *Вулканонология и сейсмология*, 3: 53–64. DOI: 10.7868/S0203030614030055; EDN: SFAJLB
19. Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В. **2006**. Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона. *Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле*, 1(7): 102–109.
20. Akbashev R.R., Firstov P.P., Budilov D.I., Zavedevkin I.A. **2022**. Monitoring the potential gradient of the electric field the atmosphere on the Kamchatka Peninsula and on the Paramushir Island (Kuril Islands). *AIP Conference Proceedings, CAMSTech-II 2021*, 080013. <https://doi.org/10.1063/5.0092738>
21. Яковлева В.С., Каратаев В.Д., Вуколов А.В. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Нагорский П.М., Смирнов С.В., Фирстов П.П., Паровик Р.И. **2009**. Методология многофакторного эксперимента по процессам переноса радона в системе «литосфера–атмосфера». *Аппаратура и новости радиационных измерений*, 4: 55–60.
22. Макаров Е.О., Фирстов П.П., Волошин В.Н. **2012**. Аппаратурный комплекс для регистрации концентрации подпочвенных газов с целью поиска предвестниковых аномалий сильных землетрясений Южной Камчатки. *Сейсмические приборы*, 48(2): 5–14. EDN: RAHAУB
23. Глухов В.Е., Макаров Е.О., Болдина С.В. **2023**. Аппаратурно-программный комплекс сети наклонных наблюдений за деформационными процессами на полуострове Камчатка. *Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*, 44(3): 157–172. <https://doi.org/10.26117/2079-6641-2023-44-3-157-172>
24. Фирстов П.П., Широков В.А. **2005**. Динамика молекулярного водорода и её связь с геодинамическими процессами на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне по данным наблюдений в 1999–2003 гг. *Геохимия*, 11: 1151–1160. EDN: HSCWCX
25. Болдина С.В., Копылова Г.Н., Кобзев В.А. **2022**. Исследование эффектов землетрясений в изменениях давления подземных вод: аппаратура и некоторые результаты наблюдений в скважинах полуострова Камчатка. *Геодинамика и тектонофизика*, 13(2): 0594. <https://doi.org/10.5800/gt-2022-13-2-0594>
26. Борняков С.А., Салко Д.В., Шагун А.Н., Добрынина А.А., Усынин Л.А. **2019**. Медленные деформационные волны как возможный предвестник сейсмической опасности. *Геосистемы переходных зон*, 3(3): 267–276. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.267-276>
27. Dieterich J.H. **2007**. 4-04 – Applications of rate- and state-dependent friction to models of fault-slip and earthquake occurrence. *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, 4(107): 93–110. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00075-0>
28. Ohnaka M. **2013**. *The physics of rock failure and earthquakes*. Cambridge Univ. Press, 270 p.
29. Nagorskiy P.M., Cherepnev M.S., Firstov P.P., Makarov E.O. **2014**. Consistency of component variations of ionizing radiation and atmospheric-electric values. In: *XV Intern. Conf. on Atmospheric Electricity, Norman, Oklahoma, USA*, 4.
30. Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Абубакиров И.Р., Дроздина С.Я., Иванова Е.И., Матвеев Е.А., Митюш-

- кина С.В., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Раевская А.А., Салтыков В.А., Сениюков С.Л., Серафимова Ю.К., Скоркина А.А., Титков Н.Н., Чебров Д.В. **2016**. Жупановское землетрясение 30.01.2016 г. с $K_s = 15.7$, $M_w = 7.2$, $I = 6$ (Камчатка). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 29(1): 5–16. EDN: VSNTCB
31. Болдина С.В., Копылова Г.Н. **2017**. Эффекты Жупановского землетрясения 30 января 2016 г., $M_w=7.2$, в изменениях уровня воды в скважинах ЮЗ-5 и Е-1, Камчатка. *Геодинамика и тектонофизика*, 8(4): 863–880. <https://doi.org/10.5800/gt-2017-8-4-0321>
- ## References
- Rudakov V.P. **2009**. [Emanation monitoring of the geoenvironments and processes]. М.: Nauch. Mir, 175 p. (In Russ.).
 - Adushkin V.V., Spivak A.A. **2014**. [Physical fields in near-surface geophysics]. М.: GEOS, 349 p. (In Russ.).
 - Firstov P.P., Makarov E.O. **2018**. [Dynamics of sub-soil radon in Kamchatka and strong earthquakes]. Petropavlovsk-Kamchatskii: KamGU im. Vitusa Beringa, 148 p. (In Russ.).
 - Hauksson E. **1981**. Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of worldwide data and physical basis. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 86: 9397–9410. <https://doi.org/10.1029/jb086ib10p09397>
 - Cicerone R.D., Ebel J.E., Beitton J.A. **2009**. Systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics*, 476: 371–396. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.008>
 - Petraki E., Nikolopoulos D., Panagiotaras D., Cantzos D., Yannakopoulos P., Nomicos C., Stotham J. **2015**. Radon-222: A potential short-term earthquake precursor. *J. of Earth Science and Climatic Change*, 6(6): 000282. <https://doi.org/10.4172/2157-7617.1000282>
 - Immè G., Morelli D. **2012**. Radon as earthquake precursor. In: D'Amico S. (ed.) *Earthquake research and analysis – statistical studies, observations and planning*, p. 143–160. <https://doi.org/10.5772/29917>
 - Wakita H. **1981**. Precursory changes in ground water prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake. *Earthquake Prediction: An Intern. Review*, 4: 527–532. <https://doi.org/10.1029/ME004p0527>
 - Majumdar K. **2004**. A study of fluctuation in radon concentration behaviour as an earthquake precursor. *Current Science*, 9(86): 1288–1292.
 - Tsunomori F., Tanaka H., Murakami M., Tasaka S. **2011**. Seismic response of dissolved gas in groundwater. In: *Proceedings of the 10th Taiwan-Japan Intern: Workshop on hydrological and geochemical research for earthquake prediction, October 25, Taiwan*. National Cheng Kung University, Tainan, p. 29–35.
 - İnan S., Akgu T., Cemil S. **2008**. Geochemical monitoring in the Marmara region (NW Turkey): A search for precursors of seismic activity. *J. of Geophysical Research*, 113: B03401. <https://doi.org/10.1029/2007JB005206>
 - Baykara O., İnceöz M., Doğru M., Aksoy E., Külahcı F. **2009**. Soil radon monitoring and anomalies in East Anatolian Fault System (Turkey). *J. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 1(279): 159–164. <https://doi.org/10.1007/s10967-007-7211-2>
 - Biryulin S.V., Kozlova I.A., Yurkov A.K. **2019**. Investigation of informative value of volume radon activity in soil during both the stress build up and tectonic earthquakes in the South Kuril Region. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bulletin of KRAESC. Earth Sciences*, 4(44): 73–83. (In Russ.). <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-73-83>
 - Piersanti A., Cannelli V., Galli G. **2016**. The Pollino 2012 seismic sequence: clues from continuous radon monitoring. *Solid Earth*, 7: 1303–1316. <https://doi.org/10.5194/se-7-1303-2016>
 - Iwata D., Nagahama H., Muto J., Yasuoka Y. **2018**. Non-parametric detection of atmospheric radon concentration anomalies related to earthquakes. *Scientific Reports*, 8(13028). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31341-5>
 - Parovik R.I. **2014**. [Mathematical models of the classical theory of the emanation method]. Petropavlovsk-Kamchatskii: KamGU im. Vitusa Beringa, 128 p. (In Russ.).
 - Marapulets Yu.V., Rulenko O.P., Mishchenko M.A., Shevtsov B.M. **2010**. [Relationship of high-frequency geoacoustic emission and electric field in the atmosphere in seismotectonic process]. *Doklady Akademii nauk*, 431(2): 242–245. (In Russ.).
 - Rulenko O.P., Marapulets Yu.V., Mishchenko M.A. **2014**. An analysis of the relationships between high-frequency geoacoustic emissions and the electrical field in the atmosphere near the ground surface. *Journal of Volcanology and Seismology*, 8(3): 183–193. <https://doi.org/10.1134/s0742046314030051>
 - Firstov P.P., Cherneva N.V., Ponomarev E.A., Buzevich A.V. **2006**. Subsoil radon and electric field intensity in the atmosphere in case of Petropavlovsk-Kamchatsky Geodynamic Chain in 1998–2003. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bulletin of KRAESC. Earth Sciences*, 1(7): 102–109. (In Russ.).
 - Akbashev R.R., Firstov P.P., Budilov D.I., Zavodevkin I.A. **2022**. Monitoring the potential gradient of the electric field the atmosphere on the Kamchatka Peninsula and on the Paramushir Island (Kuril Islands). *AIP Conference Proceedings, CAMSTech-II 2021*, 080013. <https://doi.org/10.1063/5.0092738>
 - Yakovleva V.S., Karataev V.D., Vukolov A.V., Ippolitov I.I., Kabanov M.V., Nagorskii P.M., Smirnov S.V., Firstov P.P., Parovik R.I. **2009**. [Meth-

- odology of a multi-factor experiment on the processes of radon transfer in “lithosphere–atmosphere” system]. *Apparatura i novosti radiatsionnykh izmerenii*, 4: 55–60. (In Russ.).
22. Makarov E.O., Firstov P.P., Voloshin V.N. **2013**. Hardware complex for recording soil gas concentrations and searching for precursor anomalies before strong earthquakes in South Kamchatka. *Seismic Instruments*, 49: 46–52. <https://doi.org/10.3103/s0747923913010064>
 23. Glukhov V.E., Makarov E.O., Boldina S.V. **2023**. Hardware and software complex of the tilt-measuring observations network of deformation processes on the Kamchatka Peninsula. *Vestnik KRAUNTs. Fiziko-matematicheskie nauki = Bulletin of KRAESC. Physical and Mathematical Sciences*, 44(3): 157–172. (In Russ.). <https://doi.org/10.26117/2079-6641-2023-44-3-157-172>
 24. Firstov P.P., Shirokov V.A. **2005**. Dynamics of molecular hydrogen and its relation to deformational processes at the Petropavlovsk-Kamchatskii Geodynamic Test Site: evidence from observations in 1999–2003. *Geochemistry International*, 43(11): 1056–1064.
 25. Boldina S.V., Kopylova G.N., Kobzev V.A. **2022**. Study of seismic effects on changes in groundwater pressure: Equipment and some well observation results for the Kamchatka Peninsula. *Geodynamics & Tectonophysics*, 13(2): 0594. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2022-13-2-0594>
 26. Borneyakov S.A., Salko D.V., Shagun A.N., Dobrynina A.A., Usynin L.A. **2019**. The slow deformation waves as a possible precursor of seismic hazard. *Geosistemy peregodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 3(3): 267–276. (In Russ.). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.267-276>
 27. Dieterich J.H. **2007**. 4-04 – Applications of rate- and state-dependent friction to models of fault-slip and earthquake occurrence. *Treatise on Geophysics (Second Edition)*, 4(107): 93–110. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00075-0>
 28. Ohnaka M. **2013**. *The physics of rock failure and earthquakes*. Cambridge Univ. Press, 270 p.
 29. Nagorskiy P.M., Cherepnev M.S., Firstov P.P., Makarov E.O. **2014**. Consistency of component variations of ionizing radiation and atmospheric-electric values. In: *XV Intern. Conf. on Atmospheric Electricity, Norman, Oklahoma, USA*, 4.
 30. Chebrov V.N., Kugaenko Yu.A., Abubakirov I.R., Droznina S.Ya., Ivanova E.I., Matveenko E.A., Mityushkina S.V., Ototyuk D.A., Pavlov V.M., Raevskaya A.A., Saltykov V.A., Senyukov S.L., Serafimova Yu.K., Skorkina A.A., Titkov N.N., Cebrov D.V. **2016**. The January 30th, 2016 earthquake with $K_s = 15.7$, $M_w = 7.2$, $I = 6$ in the Zhupanovsky region (Kamchatka). *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bulletin of KRAESC. Earth Sciences*, 29(1): 5–16. (In Russ.).
 31. Boldina S.V., Kopylova G.N. **2017**. Effects of the January 30, 2016, $M_w = 7.2$ Zhupanovsky earthquake on the water level variations in wells YU Z-5 and E-1 in Kamchatka. *Geodynamics & Tectonophysics*, 8(4): 863–880. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/gt-2017-8-4-0321>

Об авторах

Сотрудники Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН):

Макаров Евгений Олегович (<https://orcid.org/0000-0002-0462-3657>), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории акустического и радонового мониторинга, ice@emsd.ru

Акбашев Ринат Рафикович (<https://orcid.org/0000-0002-0737-9610>), кандидат физико-математических наук, научный сотрудник лаборатории дегазации литосферы, arr@emsd.ru

Глухов Виталий Евгеньевич (<https://orcid.org/0009-0003-7098-6469>), инженер, лаборатория исследований и мониторинга сильных землетрясений, glukhov_v@emsd.ru

About the Authors

Employees of the Kamchatka Branch of the Federal Research Center “Unified Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences” (KB FRC UGS RAS):

Makarov, Evgenii O. (<https://orcid.org/0000-0002-0462-3657>), Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Senior Researcher, Laboratory of acoustic and radon monitoring, ice@emsd.ru

Akbashev, Rinat R. (<https://orcid.org/0000-0002-0737-9610>), Cand. Sci. (Physics and Mathematics), Researcher, Laboratory of lithosphere degassing, arr@emsd.ru

Glukhov, Vitalii E. (<https://orcid.org/0009-0003-7098-6469>), Engineer, Laboratory of strong earthquake research and monitoring, glukhov_v@emsd.ru

Поступила 25.10.2024

Принята к публикации 27.11.2024

Received 25 October 2024

Accepted 27 November 2024

© The Author, 2024.
Content is available under Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)



© Автор, 2024 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)

UDK 004.89:004.855.5:550.385

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.343-356>
<https://www.elibrary.ru/fhzskv>
<http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-4-6.pdf> (In Russian)

Method for detecting anomalies in geomagnetic field variations based on artificial neural network*

Sanjar A. Imashev

E-mail: sanzhar.imashev@gmail.com

Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek city, Kyrgyzstan

Abstract. The paper proposes a method for anomaly detection in geomagnetic data based on the classical autoencoder architecture. The training data consisted of daily variations in the geomagnetic field on quiet days for 2020, 2021, and 2022, collected from the Ak-Suu base station of the geomagnetic monitoring network of the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek. The neural network has five hidden layers with a total of $\sim 3.5 \cdot 10^6$ trainable parameters. The trained model accurately reproduces typical features of normal data, whereas in the presence of anomalies it shows a decline in reconstruction quality. This property of the autoencoder was used to classify the data into two categories: normal and anomalous. The reconstruction error, measured as the Mean Absolute Error (MAE), was used as the anomaly metric. In particular, the MAE value of 0.109 was used as the threshold for class separation. Testing the model on the data from the Ak-Suu station for 2017, 2018, and 2019 demonstrated good results. Binary classification metrics such as recall and F1-score were notably high: 0.965 and 0.918 for the 2017 data, 0.982 and 0.933 for the 2018 data, and 0.970 and 0.935 for the 2019 data, respectively.

Keywords: anomaly, geomagnetic field, variational series, neural network, autoencoder, confusion matrix

Методика обнаружения аномалий в вариациях величины геомагнитного поля на основе искусственной нейронной сети

С. А. Имашев

E-mail: sanzhar.imashev@gmail.com

Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия

Резюме. Предложена методика обнаружения аномалий в геомагнитных данных, основанная на архитектуре классического автоэнкодера. В качестве обучающих данных выбраны суточные изменения величины геомагнитного поля в спокойные дни за 2020, 2021 и 2022 гг. по базовой станции Ак-Суу сети геомагнитного мониторинга Научной станции РАН в г. Бишкеке. Нейронная сеть имеет 5 скрытых слоев с общим количеством обучаемых параметров, равным $\sim 3.5 \cdot 10^6$. Обученная модель хорошо воспроизводит типичные признаки нормальных данных, тогда как в случае данных, содержащих различные аномалии, демонстрирует ухудшение качества восстановления. Это свойство автоэнкодера использовалось для разделения данных на два класса: норма и аномалия. Ошибка восстановления в виде средней абсолютной погрешности (MAE) служила мерой аномальности. В частности, значение MAE, равное 0.109, использовалось в качестве границы раздела классов. Проверка модели на тестовых данных по станции Ак-Суу за 2017, 2018 и 2019 гг. показала хорошие результаты. В частности, такие метрики бинарной классификации, как полнота (recall) и F1-мера, имели высокие значения: 0.965, 0.918 для данных 2017 г., 0.982, 0.933 для 2018 г. и 0.970, 0.935 для 2019 г. соответственно.

Ключевые слова: аномалия, геомагнитное поле, вариационные ряды, нейросеть, автоэнкодер, матрица ошибок

* The translation from Russian: Имашев С.А. Методика обнаружения аномалий в вариациях величины геомагнитного поля на основе искусственной нейронной сети [Electronic resource]. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4. <http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-4-6.pdf>. Translated by Anastasiya Chera.

Полный текст статьи на русском языке см. на сайте журнала «Геосистемы переходных зон»: <http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-4-6.pdf>

For citation: Imashev S.A. Method for detecting anomalies in geomagnetic field variations based on artificial neural network. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 343–356. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.343-356>; <https://www.elibrary.ru/fhzskv>. [The translation from Russian: Имашев С.А. Методика обнаружения аномалий в вариациях величины геомагнитного поля на основе искусственной нейронной сети [Электронный ресурс]. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4. <http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-4-6.pdf>]

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (тема № 1021052806454-2-1.5.1).

Funding

The work was carried out within the framework of the state task of Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city (No. 1021052806454-2-1.5.1).

Introduction

The main purpose of regular geomagnetic observations carried out at the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek city (RS RAS) is to study the relationship between variations of the Earth's magnetic field induction and deformation processes in the Earth's crust [1]. Geomagnetic field research is also significant in the study of such space weather phenomena as solar flares and coronal mass ejections, as well as the problems of ensuring the accuracy of navigation systems, including aviation and marine navigation [2].

Anomalous observations are generally considered to be those that are substantially different from the rest, and it is reasonable to assume that they are due to the influence of external mechanisms [3]. Anomaly detection and analysis provide valuable information about the characteristics of the data generation process. Anomaly detection methods are used to identify network attacks, credit card fraud, and equipment malfunctions, to diagnose medical pathologies, as well as in many other fields [4]. Deep learning neural networks have recently been increasingly used for data anomaly detection [5]. Among numerous architectures and approaches to solving such problems, the architectures based on the application of so-called autoencoders stand out [6]. Autoencoders are used in such areas as data compression [7], novelty detection in data [8], estimation of petrophysical properties from borehole logs [9], sleep state identification in newborns based on the analysis of electroencephalography data [10], wind turbine blade condition monitoring [11], speech and face recognition [12, 13], and even detection of unjustified financial expenditures of deputies [14].

Anomalies in the geomagnetic field time series can be caused by both natural (magnetic storms and electromagnetic disturbances in the form of lightning discharges) and anthropogenic factors (transportation near the magnetometer sensors, mains voltage surges, operation of an electrical prospecting generator (ERGU) [15] during electromagnetic observations, etc.). The application of traditional methods of anomaly detection, such as statistical methods or rules based on the threshold values, can be complicated in the case of geomagnetic data due to the variability of anomalies caused by the diversity of sources of the disturbance and its intensity. This study presents a method for detecting anomalies in the geomagnetic field variations based on the architecture of a classical autoencoder.

The autoencoder is an effective tool that can automatically detect complex patterns and structures in data [8]. For instance, autoencoders have been used to identify anomalies in electrocardiograms containing distortions in the form of baseline drift and high-frequency noise [16], which ultimately improves the detection of heart pathologies. The paper [17] presents the advantages of autoencoders over the algorithms based on the principal component analysis method for anomaly detection in spacecraft telemetry data.

Data

The basis of the geomagnetic monitoring network of the RS RAS currently consists of seven permanent stations (Fig. 1). The sampling rate of measurements at these stations was 20 s.

Temporal variations of the geomagnetic field include: a) long-period variations (trends) due to the changes associated with such processes as magnetic pole drift or changes in the Earth's

core, and b) daily variations in the intensity and direction of the geomagnetic field caused by the interaction of the solar wind with the Earth's magnetosphere [2]. The variations associated with the geographical location, as well as local anomalies caused by the local change in the geomagnetic field due to the presence of magnetic minerals in the Earth's crust, were not considered, since, firstly, the studied anomalies were analyzed within one observation station, and secondly, they were used as an additive constant in the value of the full induction vector of the Earth's magnetic field.

As an example of the time series of variations, the annual variations of the geomagnetic field magnitude for the Ak-Suu base station for 2021 are presented in Fig. 2.

As can be seen from Fig. 2, the data contain both the long-term trend of secular variations and daily seasonal variations (the difference between

the maximum and minimum values per day) due to changes in the solar illumination intensity. Differences in the ionospheric conditions during summer and winter are reflected in the geomagnetic field in the range of daily variations. For example, Fig. 3 presents typical daily variations (in the absence of geomagnetic anomalies) at the Ak-Suu station at different periods of the year (spring, summer, and autumn) after subtracting the secular trend.

The classical approach in anomaly detection can be the comparison of the analyzed value with a certain reference, and the extent of their difference can serve as a measure of data anomaly. However, a wide range of daily variations of geomagnetic data on magnetically quiet days for different seasons makes it impossible to build a single reference (model) daily profile for comparison with the observations made during the year. This sets certain limitations on the anomaly detection

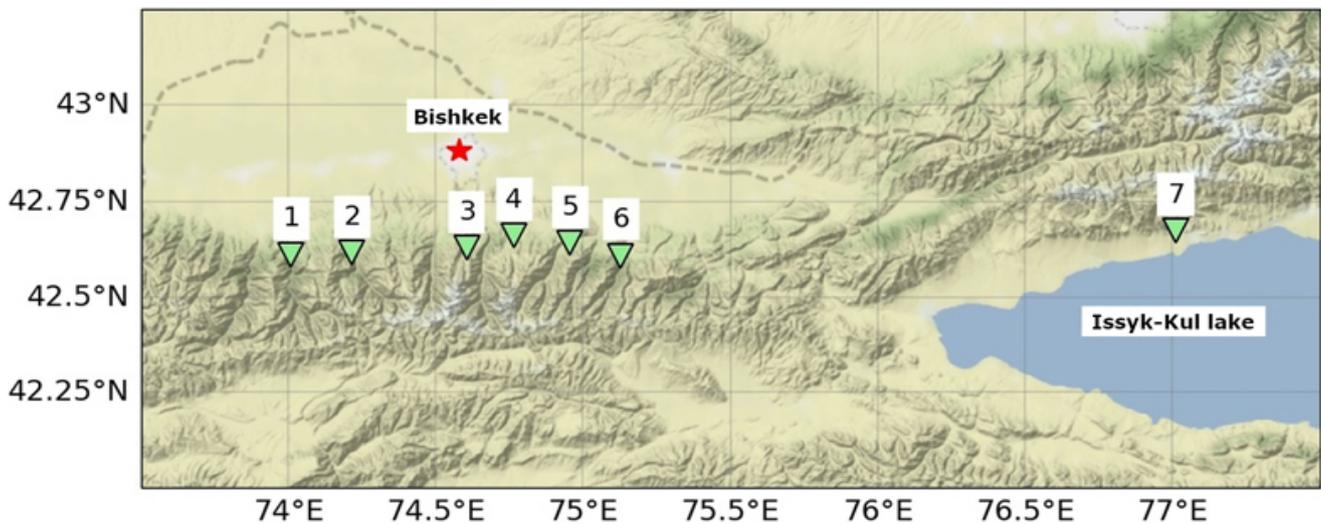


Fig. 1. Location map of the permanent stations of the geomagnetic observation network of the RS RAS: 1, Ak-Suu; 2, Shavay; 3, Chunkurchak; 4, Tash-Bashat; 5, Issyk-Ata; 6, Kegety; 7, Karagay-Bulak.

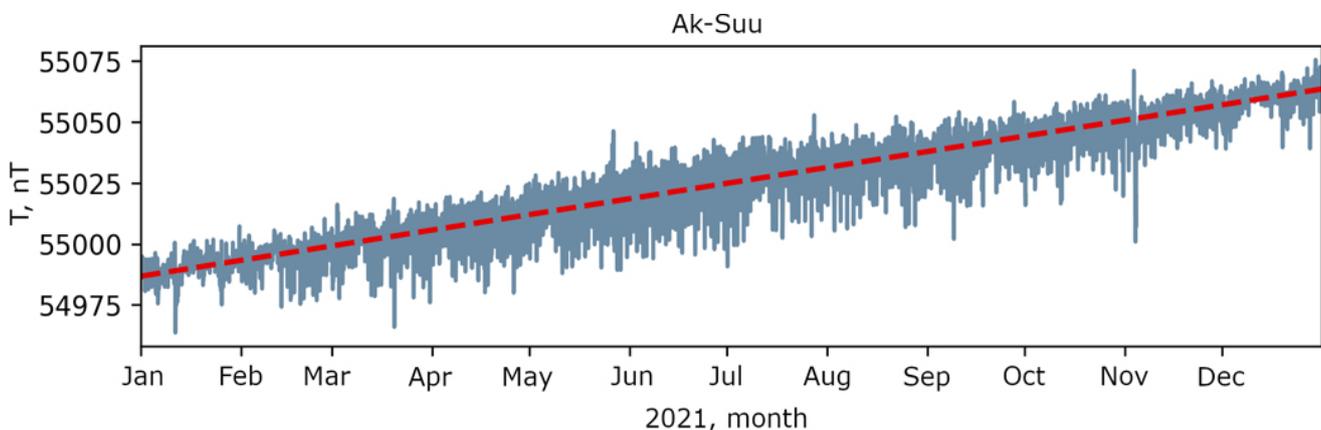


Fig. 2. Time series of the geomagnetic field variations for the Ak-Suu station for 2021 (dashed line indicates secular trend).

method related to the formalization of the features that allow distinguishing normal data from anomalous. Difficulties also arise in the development of a strict algorithm that realizes this comparison.

Artificial intelligence methods provide us with powerful tools that outperform classical algorithms due to their ability to process large amounts of data, identify complex patterns, and adapt to new data [6, 18]. This makes them particularly effective for such complicated tasks as detecting geomagnetic field anomalies. In particular, the autoencoder architecture can be used for this purpose, and the training can be performed on data that are considered normal and are carefully selected by the expert. In the case of using a neural network, the strong variability of the normal data will no longer be a limitation, since there will be no need to algorithmize the anomaly detection method explicitly.

The most significant types of geomagnetic anomalies in terms of intensity are magnetic storms of various intensities, which can last from several hours to several days [2]. Therefore, in this study, the geomagnetic field variations over a day (similar to those presented in Fig. 3) were used as the unit of input data, and the anomalies were assessed integrally over a time series of 24 h.

It should also be noted that the z-score normalization (standardization) procedure was applied to the training data, which implies that the mean is subtracted from the daily variations and divided by the standard deviation, i.e., the data are transformed to a standard normal distribution with the mean of 0 and the standard deviation

of 1. Data normalization is often used in training neural networks and is one of the key steps in the input data preparation. In particular, when the input data has the same scale, then the gradients used for updating the neural network weights become more stable. Normalized data also allows the neural network to converge to an optimal solution faster, since all parameters are updated more consistently. Overall, it can be stated that normalization promotes more stable and faster training, improves the convergence of optimization algorithms, and reduces the risk of overfitting [18].

In order to ensure the algorithmic efficiency, it was also decided to reduce the signal dimension by downsampling to one sample per minute. The total number of samples in the daily profile was $N = 24 \cdot 60 = 1440$. A median was used as an aggregate function, which provides a robust assessment of the daily profile with minimal influence of various outliers that may appear in the geomagnetic data, for example, during lightning activity [19].

The examples of normalized daily profiles T_{norm} at the Ak-Suu station are presented in Fig. 4: normal and anomalous data. All data fed to the input of the model are dimensionless.

Then, a dataset for the Ak-Suu station for 3 years (2020, 2021, and 2022) was created, which included 316 examples of normal data for the training set and 780 examples of anomalous data, which were subsequently used for estimating the normal/anomaly class boundary.

To check the performance of the neural network, data for the Ak-Suu station for 3 years (2017, 2018, and 2019) were used, which were

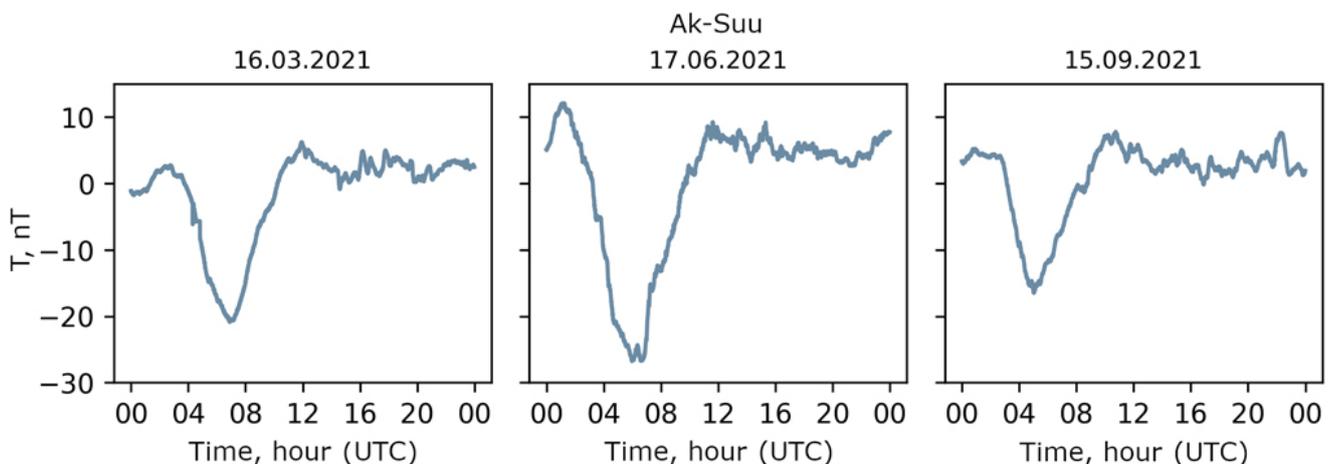


Fig. 3. Typical daily variations of the geomagnetic field for different periods of the year at the Ak-Suu station.

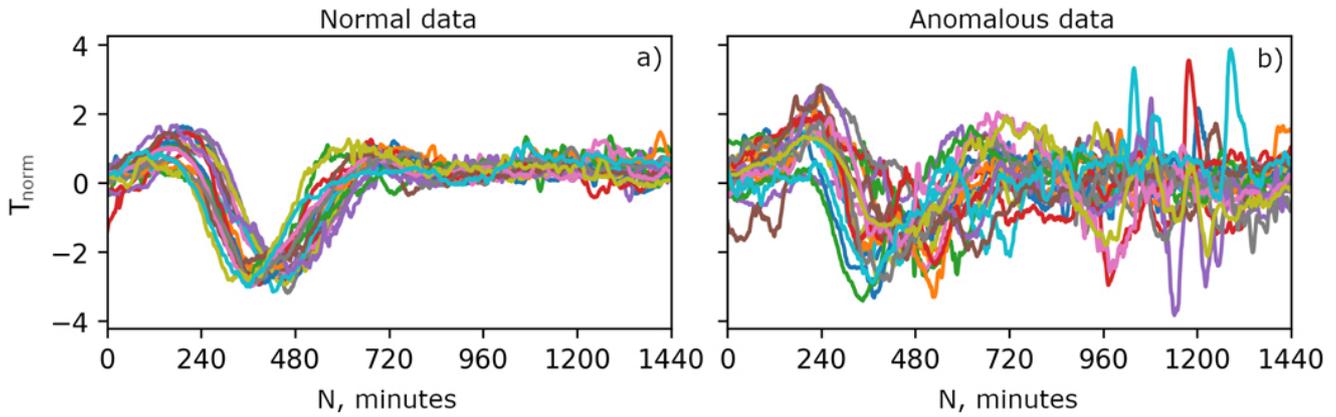


Fig. 4. Examples of normalized daily variations of the geomagnetic field: normal (a) and anomalous (b) data.

preliminarily divided by the expert into two classes: normal and anomalous.

The Ak-Suu station was chosen as a data source due to the fact that this is the base station and is least affected by various anthropogenic disturbances, which is important for the selection of examples of normal days for the training.

Method

In this study, the classical autoencoder architecture was used, which consisted of two main blocks: encoder and decoder [6] (Fig. 5).

The encoder is a neural network that compresses input data into a latent representation of a lower dimension called latent space. The decoder is designed to restore the data from the latent representation back to the original space.

A distinguishing feature of autoencoders in comparison with other artificial neural network architectures is that the number of input and output neurons is usually the same. The main task of

the autoencoder is to obtain the result on the output layer that is the closest to the input one. However, simply copying the input data to the output would be useless unless there is a hidden representation with certain useful properties. This is accomplished by creating restrictions for copying when the latent space has dimensions lower than the original input dimensions. This autoencoding, referred to as incomplete, forces the autoencoder to compress the data and capture the main structures and patterns of normal data while ignoring minor noise. During the training, the model tries to reproduce typical features of the training data, and then, when faced with unfamiliar anomalies, reconstructs the data with less quality.

Algorithm

The general principle of the autoencoder-based anomaly detection method is based on two procedures: training and reconstruction error calculation. Firstly, the autoencoder is trained on data

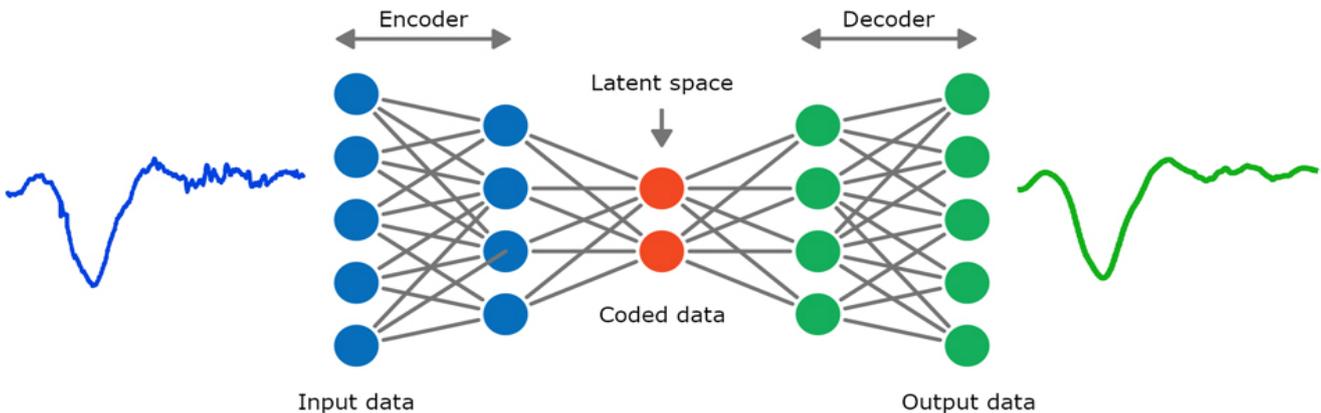


Fig. 5. Schematic diagram of the classical autoencoder architecture and its main components. Input and output data are daily variations of the geomagnetic field.

that are considered normal, minimizing the difference between input and reconstructed data. Then, for each input observation from the full data set, the reconstruction error (the difference between the original data and the reconstructed data) is calculated, with high error values indicating the presence of possible anomalies.

Based on the above, the step-by-step process of the autoencoder can be presented as follows:

Step 1. Data collection and preparation.

Normal measurements (without any significant anomalies) over a certain long period of time are selected from the full data set by the expert to provide the necessary amount of data. These data are normalized because of the influence of the secular trend and seasonal variations of their values. Generally, the normalization of training data is a standard procedure in machine learning tasks. As mentioned above, it stabilizes and speeds up the learning process, helps to overcome the vanishing gradient problem, and improves the generalization ability of the model [18].

Step 2. Model Training. The model is trained on the examples from a set of normal data, while the loss function is minimized, which in our case was chosen as the mean squared error (MSE).

Step 3. Reconstruction error calculation. The full data set for the selected period includes two sets: training data (normal data) and anomalous data. For each observation from these two sets, the reconstruction error is calculated as the mean square of the difference between the input and reconstructed data elements. The distribution of reconstruction error values for these two data sets are be different: for normal data, the mean error is lower than for anomalous data.

Step 4. Setting a threshold. According to the histograms of reconstruction error distribution, the reconstruction error threshold is set for normal and anomalous data, above which the data are considered anomalous.

Step 5. Anomaly detection. New data is fed to the input of the trained model, and the samples with reconstruction error above the threshold value are labeled as anomalies.

Hyperparameters

It should be noted that during the training stage, hyperparameters (parameters that are set manually before the training starts and determine

the structure or the way the model is trained) are also adjusted. These hyperparameters include learning rate, batch size, number of epochs, and activation functions. The initial network architecture gets generally adjusted, i.e., the sizes of input and output layers, as well as hidden layers, including the latent state layer. A batch is a small subsample of the full training set used for one updating step of the model parameters during training. The smaller batch size improves the generalizability of the model due to regularization and requires less computational resources [18]. An epoch is one complete pass of the entire training dataset, i.e., during one epoch, the model is trained on all examples from the training set.

The rectified linear unit (ReLU) function $R(x)$ (Fig. 6) was used as the activation function, which converts negative input x values to zeros while leaving positive values unchanged [20]. Studies have shown that convolutional neural networks learn significantly faster when ReLU is used as the activation function [21]. This is due to several major advantages: 1) the simplicity of the ReLU implementation speeds up the computation, which directly increases the learning speed of the neural network; 2) the shape of the ReLU helps to avoid the vanishing gradient problem that may occur when activation functions such as sigmoid, or hyperbolic tangent are used; 3) the use of ReLU leads to sparse activations in which some of the neurons output zero values, which improves the generalizability of the model and reduces the risk of overfitting.

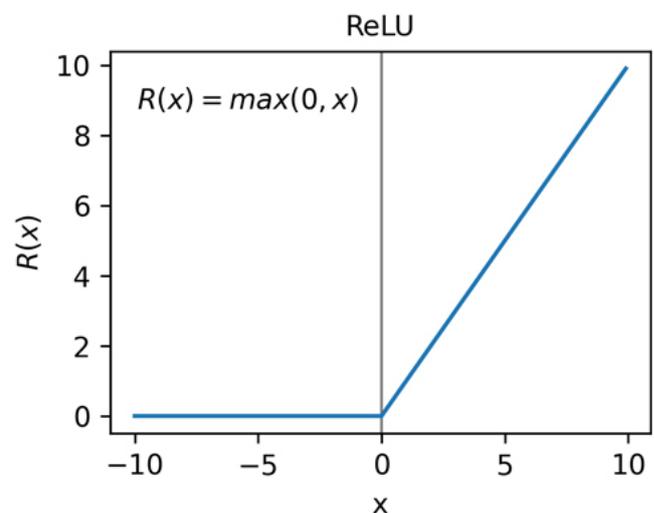


Fig. 6. ReLU activation function.

The final values of the main hyperparameters were as follows: learning rate, 10^{-5} ; number of batches, 8; and number of training epochs, 2000.

Such regularization technique as a dropout should also be mentioned. This technique is widely used in neural networks to prevent overfitting, and it “turns off” some neurons during training. This allows the neural network to be more robust and improves generalization by preventing over-memorization of the training data. The dropout rate is typically between 0.1 and 0.4, meaning that 10–40 % of neurons are turned off at each iteration. It should be clarified that dropout is not used during testing or prediction [18].

Model architecture

The main parameters of the classical autoencoder architecture (Fig. 5) used for the geomagnetic anomaly detection are given in the table. The input layer consists of 1440 neurons. The encoder includes two hidden layers with ReLU activation functions and consists of neurons the number of which decreases consistently (1024 and 256). The latent representation (bottleneck) consists of 64 neurons with ReLU activation and 10 % of neurons turned off (dropout 0.1). The decoder consists of two hidden layers with ReLU activation functions. The number of neurons in the decoder is symmetrical with respect to the latent representation and equals 256 and 1024, respectively. The output layer has 1440 neurons to match the size of the input signal.

The total number of trainable parameters was 3.5 million.

Training and validation

The neural network is trained by iteratively changing the values of its parameters. The main goal of such parameter selection is to achieve the minimum deviation between the output signal of the neural network and the input signal of the training set. This deviation, as mentioned earlier, was calculated using the mean square error (MSE) loss function.

Special attention should be paid to the importance of validation set in machine learning, especially in the context of deep learning neural networks. The main purpose of including the validation set in the training process is to evaluate the performance of the model during training and to optimally tune hyperparameters [18]. The evaluation of the model’s performance on the validation set also allows to monitor overfitting. For instance, the deterioration of the neural network performance on the validation set after obtaining the best results on the training sets may indicate the beginning of overfitting. This feature was used to obtain the optimal model, keeping its iteration state with the minimum value of the loss function on the validation set. The validation set size was 20 % of the training set size.

The adaptive moment estimation (Adam) [22] was chosen as the optimization algorithm responsible for updating model parameters during the training in order to minimize the loss function. The use of this algorithm allows in most cases to avoid thorough tuning of the learning rate, since the algorithm automatically adapts it for each pa-

Table. Autoencoder architecture

Layer	Name	Number of neurons	Activation function/Regularization
<i>Encoder</i>			
Input	Input	1440	ReLU
Hidden 1	Encoder 1	1024	ReLU
Hidden 2	Encoder 2	256	ReLU
<i>Latent space</i>			
Hidden 3	Bottleneck	64	ReLU / Dropout (0.1)
<i>Decoder</i>			
Hidden 4	Decoder 1	256	ReLU
Hidden 5	Decoder 1	1024	ReLU
Output	Output	1440	

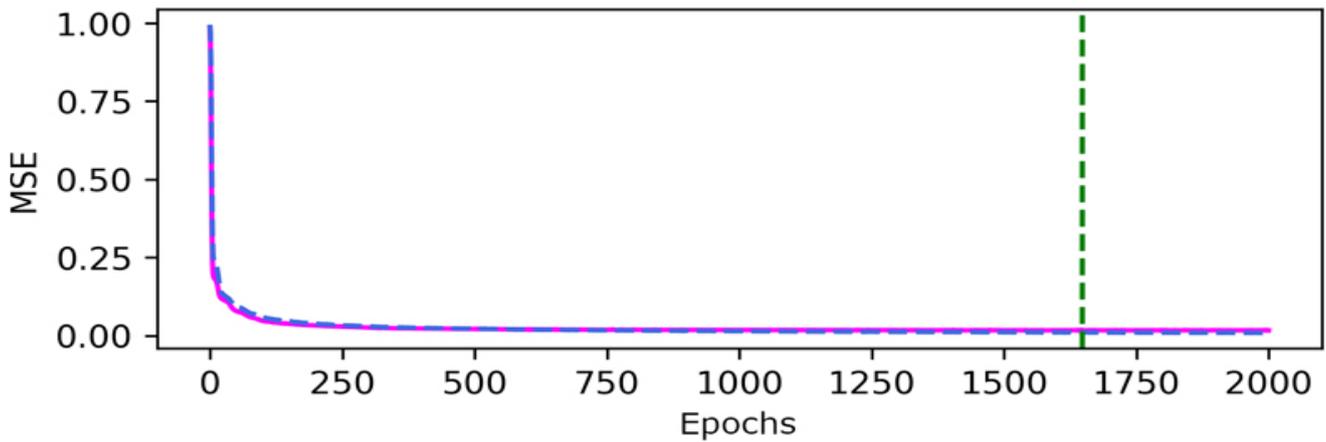


Fig. 7. Mean squared error (MSE) for training and validation sets. Dashed line indicates training, solid line indicates validation.

parameter based on the history of the gradients. As mentioned earlier, the minimum value of the loss function for the validation set and the state of the model at that epoch were kept during training in order to use it as a working version (Fig. 7). The global minimum of the loss function for the validation set was reached at the 1648th epoch.

Criteria for anomaly detection

The examples of initial and reconstructed by the model daily profiles of T_{norm} for normal (Fig. 8 a) and anomalous (Fig. 8 b) data, as well as their reconstruction errors (Figs. 8 c, d) calculated as the absolute error (AE) are shown in Fig. 8.

It was previously mentioned that the model was trained on normal data, therefore, when an example of normal values is fed to the model input (Fig. 8 a), the reconstruction error was mini-

mal (Fig. 8 c). However, when data containing significant anomalies were fed to the model input (Fig. 8 b), the model was unable to reconstruct them (or rather, it tried to turn the anomalous data into normal data), which led to a large reconstruction error (Fig. 8 d).

The next step was to determine the anomaly threshold value based on the reconstruction error. For this purpose, all data for 2020–2022 (316 examples of normal data and 780 of anomalous data) were run through the trained model. The distribution of reconstruction errors based on the standard deviation showed that in this case the distributions for normal and anomalous data strongly overlap, which makes it difficult to distinguish the class boundary. Therefore, for this stage it was decided to represent the reconstruction error as the mean absolute error (MAE) (Fig. 9).

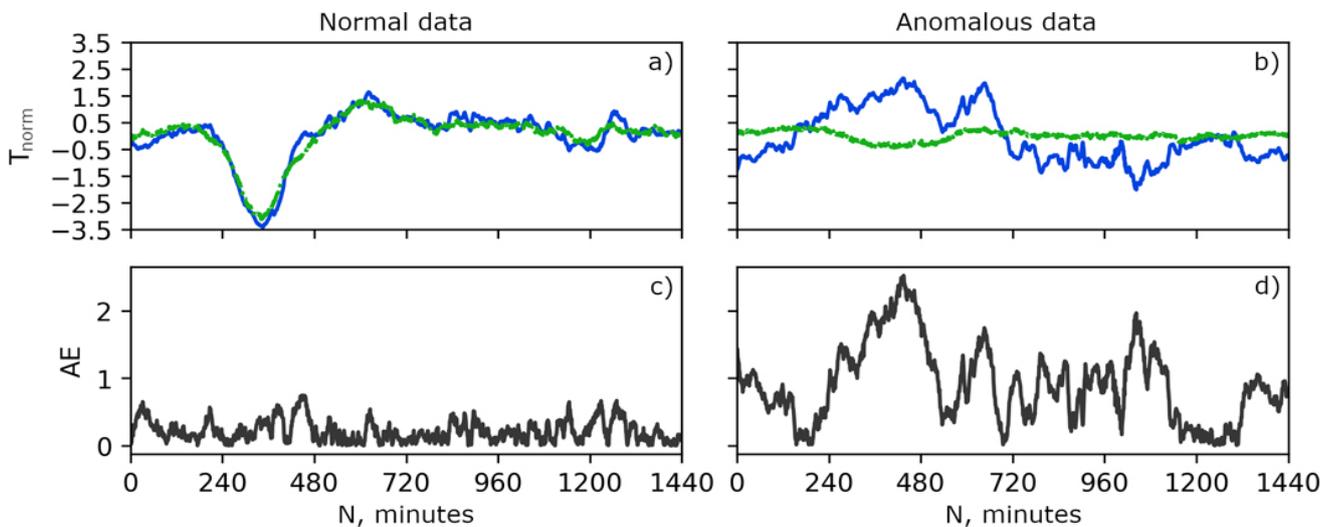


Fig. 8. Initial (blue line) and reconstructed (green line) daily profiles and their reconstruction errors calculated as the absolute error (AE) for normal and anomalous data.

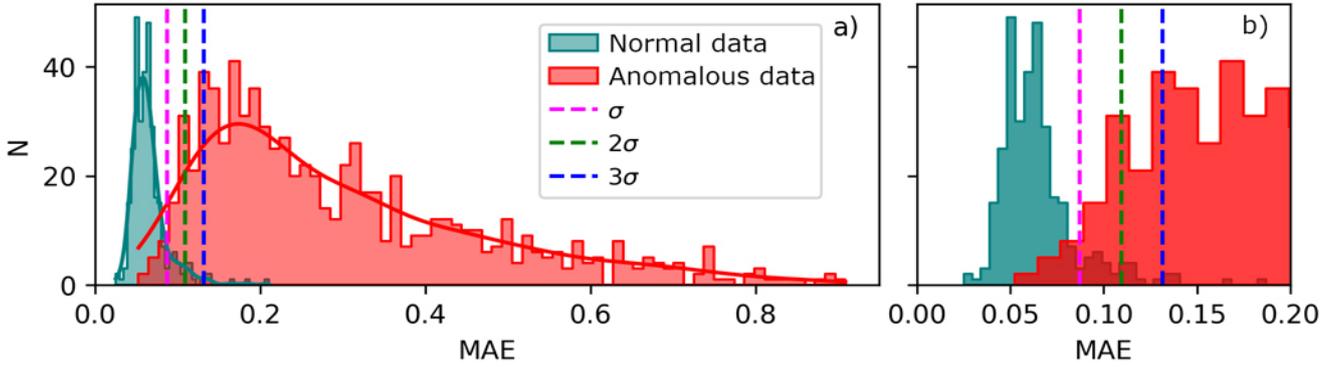


Fig. 9. Distribution of reconstruction errors (MAE) for normal and anomalous data: a) general scale, b) enlarged scale. Dashed lines indicate $\mu + \sigma$, $\mu + 2\sigma$, and $\mu + 3\sigma$ (μ , mean value; σ , standard deviation) calculated from normal data.

It can be seen from Fig. 9 that the training set (data without any anomalies) has a reconstruction error distribution close in shape to a Gaussian distribution, which justifies setting the separation threshold in units of standard deviations. The data containing anomalies, as one would expect, have reconstruction errors several times larger compared to normal values. Based on the analysis of distributions, $\mu + \sigma$ or $\mu + 2\sigma$ can be chosen as the boundary. Since there are examples in practice when the expert is unable to unambiguously assign the analyzed observation to one of the two classes, the final version of the threshold should be chosen based on what is to be identified in the first place. If normal data are the main interest, the threshold should be increased, and, vice versa, if the main objective is to extract as many anomalous observations as possible, the threshold should be decreased. It should also be noted that the boundary of these two classes covers a rather narrow region (0.05–0.1), while the majority of anomalies have a reconstruction error higher than 0.1.

Results and discussion

To check the performance of the trained neural network, it was decided to analyze the data for 2017, 2018, and 2019, which were not involved in the training of the model. Since this is a binary classification task where the data needs to be assigned to one of the two classes, the so-called confusion or error matrix is most often used to evaluate the performance of the classifier.

The following components of the confusion matrix are used to describe the combinations that can be obtained by comparing the model responses and the true labels of the observations set by the expert.

TP (True Positive): The data contain anomalies, and the model correctly identifies them as anomalous.

FP (False Positive): The data are normal, and the model incorrectly identifies them as anomalous.

TN (True Negative): The data are normal, and the model correctly identifies them as normal.

FN (False Negative): The data contain anomalies, and the model incorrectly identifies them as normal.

Various metrics are used to evaluate the performance quality of the classifier, the main ones being: accuracy (the proportion of correct cases of classification), precision (the proportion of correctly classified items among all items that the classifier assigned to the class, i.e., the proportion of true anomalies among all observations that the model assigned to anomalies), recall (the ratio of correctly classified items of a class to the total number of items of that class, i.e., the proportion of correctly identified anomalous data among all examples of anomalies), and F1-score (the harmonic mean between precision and recall). These metrics are calculated using the following formulas:

$$Accuracy = \frac{TP + TN}{TP + TN + FP + FN};$$

$$Precision = \frac{TP}{TP + FP};$$

$$Recall = \frac{TP}{TP + FN};$$

$$F1 = 2 * \frac{Precision * Recall}{Precision + Recall}$$

The examples of such a matrix for the 2019 data are given in Fig. 10. If the value of 0.087 ($\mu+\sigma$) is chosen as the threshold (Fig. 10, left), the binary classification metrics for the 2019 data have the following values: accuracy, 0.841; precision, 0.827; recall, 0.996; and F1, 0.904, which can be considered a good result. With a threshold value of 0.109 ($\mu+2\sigma$), the metrics improve slightly (based on the integral F1 metric): accuracy, 0.899; precision, 0.901; recall, 0.970; and F1, 0.935. This is due to the fact that fewer observations are in the FP group as they moved to the TN group (Fig. 10, right).

As can be seen, there is a certain compromise between the values in the FP and FN groups, which is directly related to the chosen threshold value used for the classification. If the threshold value decreases, the model will be more inclined to classify examples as anomalies, which may increase the number of FPs and decrease the FNs. Vice versa, if the threshold value increases, the model will be more inclined to classify examples as normal, which may decrease the number of FPs and increase the FNs. Therefore, the F1-score is often used as the critical metric, which provides an evaluation of the balance between the FN and FP metrics. The choice of a threshold that maximizes the F1-score provides a compromise between precision and recall, ensuring optimal model performance for a particular task [23]. Thus, the adjusted threshold with a value of 0.109 was chosen for further analysis.

For the comprehensiveness of the analysis, the examples and their reconstructed analogs were plotted for each group of the confusion matrix components: TN, FN, FP, and TP (Fig. 11). For the TN group (true normal data), the reconstructed analog almost repeats the original observation (Fig. 11a), which gives a small reconstruction error. The same pattern is observed for the FN group (anomaly incorrectly labeled as normal): the reconstructed analog accurately reproduces the original observation (Fig. 11b). This example was labeled by the expert as containing anomalies due to a small inhomogeneity around the 480th minute. For the FP group (normal data incorrectly labeled as anomalous), the reconstructed analog smoothed out the high-frequency field fluctuations at the end of the daily profile (Fig. 11c) (960–1440th samples), which increased the value of the reconstruction error to 0.139, slightly exceeding the threshold value of 0.109. This allowed the algorithm to label this observation as anomalous, despite the fact that the expert initially considered it normal. For the TP group (true anomalous data), the reconstructed analog is very different from the original observation (Fig. 11d) and contains strong fluctuations from the middle of the signal, which is reflected in the increase in the reconstruction error. The plots also demonstrate that as the amplitudes of fluctuations increase from normal (TN) to anomalous (TP), which are mainly associated with magnetic storms, the MAE reconstruction error also increases. Thus, the maximum

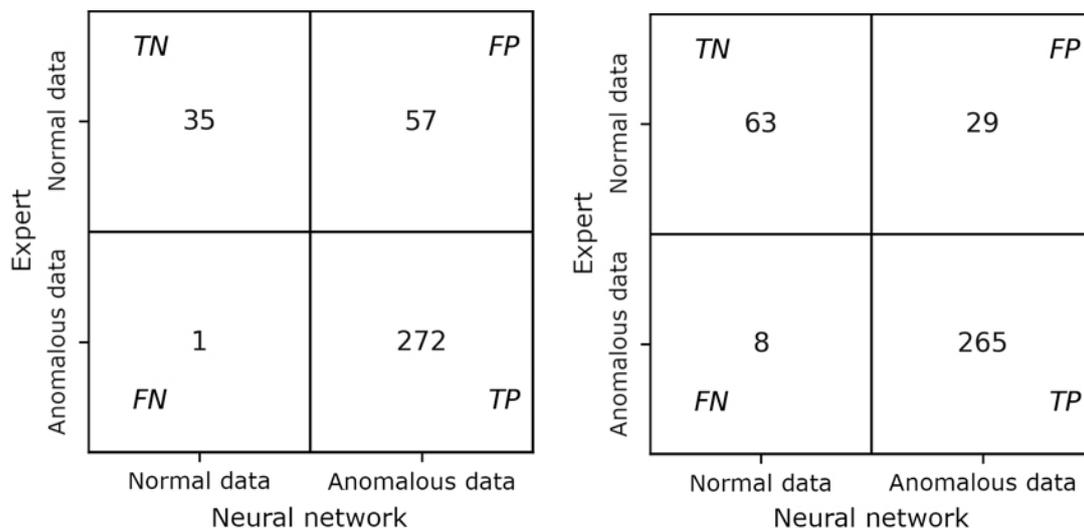


Fig. 10. The binary classifier error matrix for the Ak-Suu station data for 2019. The threshold of 0.087 ($\mu+\sigma$) is on the left, and the threshold of 0.109 ($\mu+2\sigma$) is on the right.

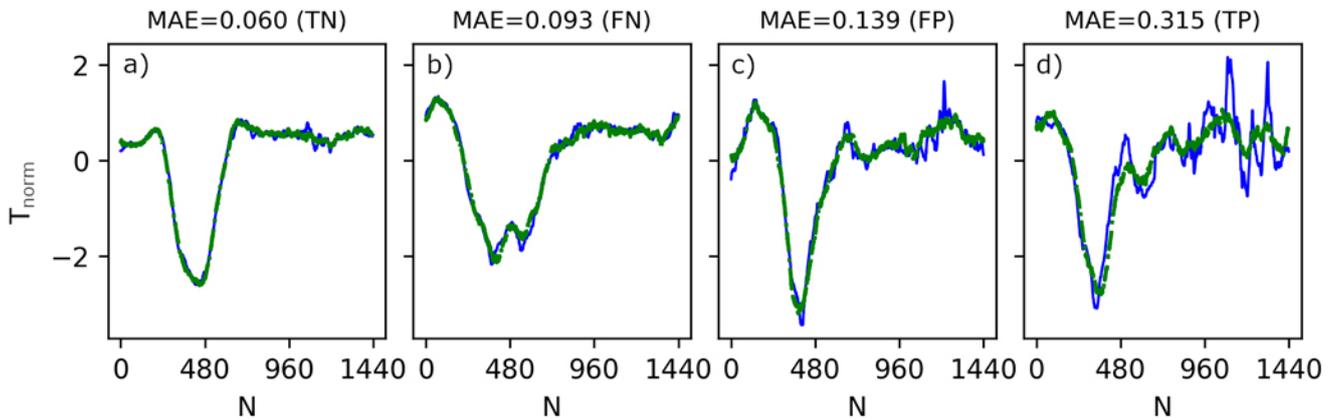


Fig. 11. Examples from the TN, FN, FP, and TP groups and their reconstructed analogs. The values of the reconstruction errors (MAE) are provided. The solid line indicates the original example, the dashed line indicates the reconstructed example.

daily values of the planetary indices characterizing the global disturbance of the Earth’s magnetic field, K_p and a_p , differ significantly in the case of normal (Fig. 11a) and anomalous (Fig. 11d) data: $K_{p(TN)} = 1.667$, $a_{p(TN)} = 6$ nT and $K_{p(TP)} = 4$, $a_{p(TP)} = 27$ nT, respectively.

The mean reconstruction error for the considered groups has the following value: $MAE_{TN} = 0.084$, $MAE_{FN} = 0.097$, $MAE_{FP} = 0.133$, and $MAE_{TP} = 0.364$.

Based on this, it can be concluded that the model performs well in identifying observations with significant anomalies, whereas in the case of small anomalous regions it may be incorrect. However, the overall anomaly detection score is quite high, as both recall and F1-score have high values (recall = 0.970 and F1 = 0.935).

The same analysis for 2018 and 2017 yielded the following values, respectively:

metrics calculated from the confusion matrix: accuracy, 0.896 and 0.866; precision, 0.890 and 0.876; recall, 0.982 and 0.965; F1, 0.933 and 0.918;

mean reconstruction errors for the groups: MAE_{TN} , 0.086 and 0.083; MAE_{FN} , 0.091 and 0.097; MAE_{FP} , 0.128 and 0.151; MAE_{TP} , 0.354 and 0.404.

Thus, the performance evaluation of the model using test data for 2017, 2018, and 2019, the values of which the model did not see during training, showed good results. In particular, the high values of the F1-score suggest that the model identifies anomalies quite well at a quality level comparable to the performance of an expert.

It should also be noted that the model trained on the data from the Ak-Suu station is also suitable for detecting the anomalies in the data from the nearby Shavay station. Due to a relatively small (~17 km) distance between the stations, the

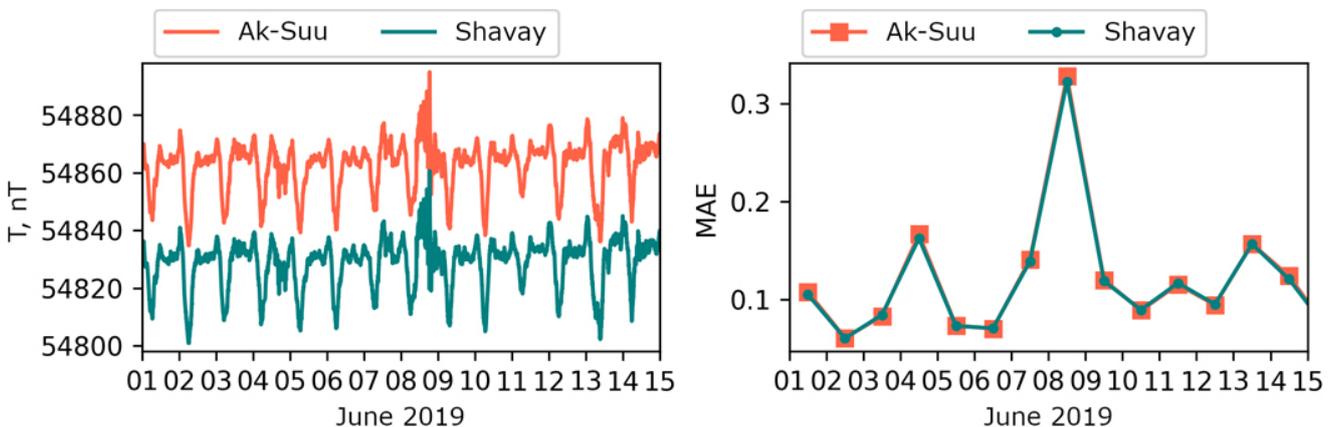


Fig. 12. Variations of the geomagnetic field (on the left) and reconstruction errors (on the right) for June 1–15, 2019 for the Ak-Suu and Shavay stations.

slope of the secular trend, the intensity and shape of daily variations, as well as the manifestation of magnetic storms at these stations, are almost identical, and all the differences are caused by the local dynamic changes [1, 24]. The plots of variations of the geomagnetic field at these two stations for June 1–15, 2019, as well as the time series of reconstruction errors, are presented in Fig. 12.

As can be seen from Fig. 12, the reconstruction errors for the time series of the two nearby stations are almost identical (Fig. 12, right) and overlap with each other. A moderate value of the reconstruction error of ~ 0.33 corresponds to the magnetic storm of June 8, 2019, whereas relatively small values of the reconstruction error of ~ 0.18 (June 4, 2019 and June 13, 2019) correspond to small anomalies manifested in the disturbance of the typical daily course of the field. The identical course of the geomagnetic field at the two stations results in almost the same reconstruction error at the output of the neural network, which allows using the model trained on the data of the Ak-Suu station for the nearby Shavay station.

Conclusion

The method of detecting anomalies in the variations of the geomagnetic field based on the classical autoencoder is presented. Daily variations of the geomagnetic field on magnetically quiet days at the Ak-Suu base station for three years (2020, 2021, and 2022) were selected as the training data. In order to increase the performance and reduce the complexity of the model, the data was downsampled from 20 s to 1 min. The training data were normalized by subtracting the mean value and then dividing it by the standard deviation. The training set included 316 examples of normal data, while 780 examples of anomalous data were subsequently used to estimate the normal/anomalous class boundary. The trained model reproduced the typical features of normal data, and then, when faced with unfamiliar anomalous data, demonstrated deterioration in the reconstruction quality. The reconstruction error measured as the mean absolute error (MAE) is an estimate of the anomaly score measure. The value of 0.109 was chosen as the threshold value of MAE, which divides the data into two classes (normal and anomalous). The binary classification metrics

calculated based on the confusion matrix indicate the positive quality of the model, in particular, for the data from the Ak-Suu station for 2017, 2018, and 2019. The recall values for these years (0.965, 0.982, and 0.970, respectively) suggest that the trained neural network identifies anomalies with a quality comparable to that of an expert. It should also be noted that the model trained on the data from the Ak-Suu station is also suitable for detecting anomalies in the data from nearby stations, for example, the Shavay station. This allows using one model for a group of nearby stations and thus reducing the number of trained models used to analyze the anomalous data from the stations of the geomagnetic monitoring network. Further scope of this study involves testing the model for the detection of anomalies associated with geomagnetic storms and their comparison with the values of various planetary indices describing the global disturbance of the Earth's magnetic field, as well as the sensitivity of the method to the level of anthropogenic anomalies occurring in the form of pulse emissions and steps.

References

1. Mukhamadeeva V.A., Vorontsova E.V., Lazareva E.A. **2015**. Experience of geomagnetic observations at the geodynamic test ground in Bishkek. *Vestnik of KRSU = Herald of KRSU*, 15(3): 130–133.
2. Campbell W.H. **2003**. *Introduction to Geomagnetic Fields*. Cambridge Univ. Press, 337 p. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139165136>
3. Hawkins D.M. **1980**. *Identification of outliers*. Springer, 188 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-3994-4>
4. Chandola V., Banerjee A., Kumar V. **2009**. Anomaly detection: A survey. *ACM Computing Surveys*, 41(3): 1–58. <https://doi.org/10.1145/1541880.1541882>
5. Pang G., Shen C., Cao L., Hengel A. **2020**. Deep learning for anomaly detection: A review. *ACM Computing Surveys*, 54(2): 1–38. <https://doi.org/10.1145/3439950>
6. Goodfellow I., Bengio Y., Courville A. **2016**. *Deep learning*. MIT Press, 800 p.
7. Yildirim O., Tan R.S., Rajendra Acharya U. **2018**. An efficient compression of ECG signals using deep convolutional autoencoders. *Cognitive Systems Research*, 52: 198–211. <https://doi.org/10.1016/j.cogsys.2018.07.004>
8. Marchi E., Vesperini F., Squartini S., Schuller B. **2017**. Deep recurrent neural network-based autoencoders for acoustic novelty detection. *Computational Intelligence and Neuroscience*, 1(4694860). 14 p. <https://doi.org/10.1155/2017/4694860>

9. Valentin M.B., Bom C.R., Martins Compan A.L., Correia M.D., Menezes de Jesus C., de Lima Souza, de Albuquerque Marcio P., de Albuquerque Marcelo P., Faria E.L. **2018**. Estimation of permeability and effective porosity logs using deep autoencoders in borehole image logs from the Brazilian pre-salt carbonate. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 170: 315–330. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.06.038>
10. Fraiwan L., Lweesy K. **2017**. Neonatal sleep state identification using deep learning autoencoders. *2017 IEEE 13th International Colloquium on Signal Processing & Its Applications (CSPA)*, Penang, Malaysia. <https://doi.org/10.1109/cspa.2017.8064956>
11. Wang L., Zhang Z., Xu J., Liu R. **2018**. Wind turbine blade breakage monitoring with deep autoencoders. *IEEE Transactions on Smart Grid*, 9(4): 2824–2833. <https://doi.org/10.1109/tsg.2016.2621135>
12. Pal A., Baskar S. **2015**. Speech emotion recognition using deep dropout autoencoders. *2015 IEEE International Conference on Engineering and Technology*, Penang, Malaysia. <https://doi.org/10.1109/icetech.2015.7275003>
13. Gao S., Zhang Y., Jia K., Lu J., Zhang Y. **2015**. Single sample face recognition via learning deep supervised autoencoders. *IEEE Transactions on Information Forensics and Security*, 10(10): 2108–2118. <https://doi.org/10.1109/tifs.2015.2446438>
14. Gomes T.A., Carvalho R.N., Carvalho R.S. **2017**. Identifying anomalies in parliamentary expenditures of Brazilian chamber of deputies with deep autoencoders. *2017 16th IEEE International Conference on Machine Learning and Applications, Cancun, Mexico*. <https://doi.org/10.1109/icmla.2017.00-33>
15. Imashev S.A., Rybin A.K. **2023**. Seismic and geoaoustic responses of the Earth's crust to sensing with high energy electric pulses at the territory of the Bishkek geodynamic polygon. *Science and technological developments*, 102(2-3): 63–88. <https://doi.org/10.21455/std2023.2-3-3>
16. Chen S., Meng Z., Zhao Q. **2018**. Electrocardiogram recognition based on variational autoencoder. *Machine Learning and Biometrics*. <https://doi.org/10.5772/intechopen.76434>
17. Sakurada M., Yairi T. **2014**. Anomaly detection using autoencoders with nonlinear dimensionality reduction. *Proceedings of the MLSDA 2014 2nd Workshop on Machine Learning for Sensory Data Analysis*. <https://doi.org/10.1145/2689746.2689747>
18. Bishop C.M., Bishop H. **2024**. *Deep learning: Foundations and concepts*. Cham: Springer Intern. Publ., 649 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-45468-4>
19. Imashev S.A. **2021**. Extended isolation forest – Application to outlier detection in geomagnetic data. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 929, 012022. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/929/1/012022>
20. Nair V., Hinton G.E. **2010**. Rectified linear units improve restricted Boltzmann machines. In: *Proceedings of the 27th International Conference on International Conference on Machine Learning*. Madison, USA: Omnipress, p. 807–814.
21. Glorot X., Bordes A., Bengio Y. **2011**. Deep sparse rectifier neural networks. *Proceedings of the Fourteenth International Conference on Artificial Intelligence and Statistics*. Fort Lauderdale, FL, USA, 15: 315–323.
22. Kingma D., Ba J. **2015**. Adam: A method for stochastic optimization. In: *International Conference on Learning Representations*. San Diego, USA. p. 13.
23. Bishop C.M. **2006**. *Pattern recognition and machine learning*. New York: Springer, 778 p. <https://doi.org/10.1007/978-0-387-45528-0>
24. Imashev S.A., Lazareva E.A. **2022**. Spatial distribution of the main geomagnetic field components based on IGRF-13 model for Kyrgyzstan territory. *Vestnik of KRSU = Herald of KRSU*, 22(4): 192–198. <https://doi.org/10.36979/1694-500X-2022-22-4-192-198>

Список литературы

1. Мухамадеева В.А., Воронцова Е.В., Лазарева Е.А. **2015**. Опыт проведения геомагнитных наблюдений на Бишкекском геодинамическом полигоне. *Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета*, 15(3): 130–133.
2. Campbell W.H. **2003**. *Introduction to Geomagnetic Fields*. Cambridge Univ. Press, 337 p. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139165136>
3. Hawkins D.M. **1980**. *Identification of outliers*. Springer, 188 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-015-3994-4>
4. Chandola V., Banerjee A., Kumar V. **2009**. Anomaly detection: A survey. *ACM Computing Surveys*, 41(3): 1–58. <https://doi.org/10.1145/1541880.1541882>
5. Pang G., Shen C., Cao L., Hengel A. **2020**. Deep learning for anomaly detection: A review. *ACM Computing Surveys*, 54(2): 1–38. <https://doi.org/10.1145/3439950>
6. Goodfellow I., Bengio Y., Courville A. **2016**. *Deep learning*. MIT Press, 800 p.
7. Yildirim O., Tan R.S., Rajendra Acharya U. **2018**. An efficient compression of ECG signals using deep convolutional autoencoders. *Cognitive Systems Research*, 52: 198–211. <https://doi.org/10.1016/j.cogsys.2018.07.004>
8. Marchi E., Vesperini F., Squartini S., Schuller B. **2017**. Deep recurrent neural network-based autoencoders for acoustic novelty detection. *Computational Intelligence and Neuroscience*, 1(4694860). 14 p. <https://doi.org/10.1155/2017/4694860>

9. Valentín M.B., Bom C.R., Martins Compan A.L., Correia M.D., Menezes de Jesus C., de Lima Souza, de Albuquerque Marcio P., de Albuquerque Marcelo P., Faria E.L. **2018**. Estimation of permeability and effective porosity logs using deep autoencoders in borehole image logs from the brazilian pre-salt carbonate. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 170: 315–330. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2018.06.038>
10. Fraiwan L., Lweesy K. **2017**. Neonatal sleep state identification using deep learning autoencoders. *2017 IEEE 13th International Colloquium on Signal Processing & Its Applications (CSPA)*, Penang, Malaysia. <https://doi.org/10.1109/cspa.2017.8064956>
11. Wang L., Zhang Z., Xu J., Liu R. **2018**. Wind turbine blade breakage monitoring with deep autoencoders. *IEEE Transactions on Smart Grid*, 9(4): 2824–2833. <https://doi.org/10.1109/tsg.2016.2621135>
12. Pal A., Baskar S. **2015**. Speech emotion recognition using deep dropout autoencoders. *2015 IEEE International Conference on Engineering and Technology*, Penang, Malaysia. <https://doi.org/10.1109/icotech.2015.7275003>
13. Gao S., Zhang Y., Jia K., Lu J., Zhang Y. **2015**. Single sample face recognition via learning deep supervised autoencoders. *IEEE Transactions on Information Forensics and Security*, 10(10): 2108–2118. <https://doi.org/10.1109/tifs.2015.2446438>
14. Gomes T.A., Carvalho R.N., Carvalho R.S. **2017**. Identifying anomalies in parliamentary expenditures of Brazilian chamber of deputies with deep autoencoders. *2017 16th IEEE International Conference on Machine Learning and Applications, Cancun, Mexico*. <https://doi.org/10.1109/icmla.2017.00-33>
15. Имашев С.А., Рыбин А.К. **2023**. Сейсмические и геоакустические отклики земной коры на зондирования мощными электрическими импульсами на территории Бишкекского геодинамического полигона. *Наука и технологические разработки*, 102(2-3): 63–88. <https://doi.org/10.21455/std2023.2-3-3>
16. Chen S., Meng Z., Zhao Q. **2018**. Electrocardiogram recognition based on variational autoencoder. *Machine Learning and Biometrics*. <https://doi.org/10.5772/intechopen.76434>
17. Sakurada M., Yairi T. **2014**. Anomaly detection using autoencoders with nonlinear dimensionality reduction. *Proceedings of the MLSDA 2014 2nd Workshop on Machine Learning for Sensory Data Analysis*. <https://doi.org/10.1145/2689746.2689747>
18. Bishop C.M., Bishop H. **2024**. *Deep learning: Foundations and concepts*. Cham: Springer Intern. Publ., 649 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-45468-4>
19. Imashev S.A. **2021**. Extended isolation forest – Application to outlier detection in geomagnetic data. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 929, 012022. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/929/1/012022>
20. Nair V., Hinton G.E. **2010**. Rectified linear units improve restricted Boltzmann machines. In: *Proceedings of the 27th International Conference on International Conference on Machine Learning*. Madison, USA: Omnipress, p. 807–814.
21. Glorot X., Bordes A., Bengio Y. **2011**. Deep sparse rectifier neural networks. *Proceedings of the Fourteenth International Conference on Artificial Intelligence and Statistics*. Fort Lauderdale, FL, USA, 15: 315–323.
22. Kingma D., Ba J. **2015**. Adam: A method for stochastic optimization. In: *International Conference on Learning Representations*. San Diego, USA. p. 13.
23. Bishop C.M. **2006**. *Pattern recognition and machine learning*. New York: Springer, 778 p. <https://doi.org/10.1007/978-0-387-45528-0>
24. Имашев С.А., Лазарева Е.А. **2022**. Пространственное распределение составляющих главного геомагнитного поля на основе модели IGRF-13 для территории Кыргызстана. *Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета*, 22(4): 192–198. <https://doi.org/10.36979/1694-500X-2022-22-4-192-198>

About the Author

Imashev, Sanjar A. (<https://orcid.org/0000-0003-3293-3764>), Cand. Sci. (Phys. and Math.), Leading Researcher, Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, Bishkek city, Kyrgyzstan, sanzhar.imashev@gmail.com

Об авторе

Имашев Санжар Абылбекович (<https://orcid.org/0000-0003-3293-3764>), кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия, sanzhar.imashev@gmail.com

Received 15 August 2024
Accepted 20 September 2024



Вклад гидроизостазии в современные изменения уровня морей и вертикальные движения твердой поверхности Земли для морей Дальнего Востока

Р. Ф. Булгаков

E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Резюме. Глобальное потепление климата вызывает дальнейшую деградацию ледников и высвобождение воды в Мировой океан. Поступление дополнительного объема воды ведет к повышению уровня морей. На скорость современного повышения уровня воды влияют остаточные процессы после последнего глобального оледенения с максимумом около 20 тыс. л.н. В результате таяния крупных покровных ледников в районах вдали от центров оледенений, таких как дальневосточные моря, происходило нагружение морского дна слоем воды в 120 м – гидроизостазия, которое вызвало вертикальные смещения дна и суши прибрежных районов. Хотя поступление талой воды ледников прекратилось 4–6 тыс. л.н., тем не менее за счет вязких свойств мантийных слоев вертикальные смещения твердой поверхности продолжают до сих пор, что вносит свой вклад в современное повышение уровня воды в морях Мирового океана. Вклад остаточных процессов должен учитываться при оценках современных колебаний уровня морей и вертикальных движений твердой поверхности Земли. Здесь приводятся полученные методом численного моделирования оценки вклада в современное повышение уровня морей и вертикальных движений твердой поверхности Земли остаточных движений, связанных с последствиями последнего глобального оледенения, по отношению к дальневосточным морям. В результате проведенного моделирования показано, что климатическое повышение уровня моря сдерживается за счет отрицательного вклада гидроизостазии в геодинамически активных зонах.

Ключевые слова: гидроизостазия, относительные изменения уровня морей, движения твердой поверхности Земли, повышение уровня морей

The contribution of hydroisostasy to modern changes in sea level and vertical displacements of the solid surface of the Earth in the Far Eastern seas

Rustam F. Bulgakov

E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. Global warming causes further degradation of glaciers and the release of water into the World Ocean. The influx of additional water leads to a rise in sea level. The rate of modern water level rise is still influenced by the residual processes from the last global glaciation, with its maximum about 20 thousand years ago. The melting of large ice sheets in areas far from the centers of glaciation, such as the Far Eastern seas, caused the loading of the seabed with a 120 m layer of water – hydroisostasy – which caused vertical displacements of the seafloor and coastal areas. Although the influx of the glacier meltwater ceased 4–6 thousand years ago, due to the viscous properties of mantle layers, vertical displacements of the solid surface continue to this day, which contributes to the modern rise in water level in the seas of the World Ocean. The contribution of residual processes should be taken into account when assessing modern fluctuations in sea level and vertical displacements of the solid surface of the Earth. This study provides the estimated contribution of residual displacements associated with the consequences of the last global glaciation to the modern rise in sea level and vertical displacements.

ments of the solid surface of the Earth in the Far Eastern seas, which was obtained by numerical modeling. As a result of the conducted modeling, it was shown that the climatic rise in sea level is restrained by the negative contribution of hydroisostasy in geodynamically active zones.

Keywords: hydroisostasy, relative changes in sea level, displacements of the solid surface of the Earth, rise in sea level

Для цитирования: Булгаков Р.Ф. Вклад гидроизостазии в современные изменения уровня морей и вертикальные движения твердой поверхности Земли для морей Дальнего Востока. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 357–366. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.357-366>; <https://www.elibrary.ru/ayiipa>

For citation: Bulgakov R.F. The contribution of hydroisostasy to modern changes in sea level and vertical displacements of the solid surface of the Earth in the Far Eastern seas. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 357–366. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.357-366>; <https://www.elibrary.ru/ayiipa>

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (№ FWWM-2024-0005).

Funding

The work was carried out within the framework of the state task of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS (No. FWWM-2024-0005).

Введение

Несколько десятков тысяч л.н., в период времени, известный как поздний плейстоцен, случилось очередное из климатических потрясений – похолодание климата, вызвавшее глобальное оледенение. Последнее максимальное похолодание произошло около 20 тыс. л.н., оно вызвало падение уровня воды в Мировом океане на 120 м, а последующее глобальное потепление климата – трансгрессию воды, поднявшую уровень морей Мирового океана к современным отметкам [1].

Хотя послеледниковая трансгрессия прекратилась 4–6 тыс. л.н., тем не менее ее вклад в изменения уровня морей сохраняется в настоящее время [2].

Современные изменения уровня морей складываются из нескольких составляющих: изменения плотности воды (стерические) в результате изменения солености и температуры воды (термостерические), изменения уровня за счет изменения массы воды в Мировом океане (баристатические), изменения объема чаши морей и океанов за счет тектоники и, наконец, за счет гляцио- и гидроизостазии [3]. Отдельный фактор, влияющий на изменение уровня морей, – это прецессия земной оси, которая варьирует, в том числе, в зависимости от распределения масс льда и воды на поверхности Земли [4].

Для реалистичной оценки амплитуды современных изменений уровня морей необхо-

димо учитывать вклад последствий глобальных оледенений, особенно последнего.

Очень сложной задачей является выделение составляющих из суммарных современных значений изменения уровня морей. Многие зависят от современных способов наблюдений за изменениями уровня морей. Хотя на побережьях дальневосточных морей присутствуют уровнемерные станции, но они достаточно редко расположены, особенно те, на которых полученные значения привязаны к высотной системе (PSMSL – RLR, <https://psmsl.org/>). Привязка к высотной системе делает эти данные кондиционными и позволяет использовать их для реалистичной оценки современных колебаний уровня морей.

Уровень воды морей контролируется рядом методов: данные береговых уровнемеров, данные, полученные спутниками, – альтиметрические измерения уровня поверхности морей и гравиметрические измерения изменений масс воды на поверхности Земли. Вертикальные смещения твердой поверхности Земли, которые влияют на значения глубины морей, учитываются ГНСС-наблюдениями.

Настоящая работа представляет попытку рассчитать методом численного моделирования вклад остаточных явлений, связанных с последствиями последнего глобального оледенения, в современные вертикальные движения и относительные изменения уровня морей по отношению к дальневосточным морям как геодинамически активным зонам.

Методы исследования

Проблема учета вклада гляцио- и гидроизостазии в современные изменения уровня морей Мирового океана

Результаты наблюдений за современными изменениями уровня морей Мирового океана напрямую зависят от применяемых методов наблюдений.

На береговых уровнемерных станциях измеряют относительное изменение уровня моря – глубину моря в конкретной точке. Но их использование при оценке вклада остаточных движений в колебания уровня морей затрудняется тем, что сеть уровнемерных станций по всему миру относительно редкая.

Наблюдения с использованием лазерных высотометров, установленных на спутниках (TOPEX) (<https://sealevel.jpl.nasa.gov/missions/topex-POSEIDON/summary/>), хотя и покрывают большую площадь, но предоставляют данные об изменениях высотного положения поверхности воды без учета изменения высотного положения дна (твердой поверхности Земли). Отсутствие данных о высотном положении дна не позволяет напрямую сравнивать результаты уровнемерных станций с альтиметрическими данными спутников.

В расчетах изменений уровня морей при моделировании за поверхность водной поверхности принимается поверхность геоида при условии сохранения постоянной массы воды и ледниковых покровов. Положение поверхности геоида определяется гравитационным полем и его местными аномалиями, создаваемыми перемещаемыми массами воды, льда и вещества земных недр [5].

Современные высокоточные спутниковые системы наблюдений за вариациями гравитационного поля Земли (GRACE) позволяют следить за изменениями масс на земной поверхности. После обработки измерений, полученных GRACE [6], результаты представляются в виде условной высоты водного слоя, в них закладывается ошибка, связанная с изменениями гравитационного поля не только за счет изменения толщины водного слоя и объема масс льда, но и за счет перемещений масс мантийных слоев (сопутствующее изменение гравитационного поля).

Очевидно, что результаты, полученные по данным спутников, измеряющих гравитационное поле, и результаты высотометрных спутников, а также данные уровнемерных станций не могут совпадать.

Вклад в изменения уровня морей современного потепления климата оценить можно только приблизительно, тем не менее актуальность проблемы требует поиска подходов к ее решению.

Остаточные процессы от изменений нагружения и разгрузки земной поверхности в период смены ледниковой эпохи межледниковьем могут быть оценены путем численного моделирования с применением специализированных компьютерных программных комплексов.

Особенности программного комплекса SELEN4

Программный комплекс SELEN4 (Sealevel Equation Solver) [7–9] является последней версией разрабатываемого с начала 2000-х годов продукта для расчета изостатической коррективы после окончания ледникового периода и таяния покровных ледников.

Программный комплекс SELEN при расчете использует осесимметричную модель Земли, и расчет ведется по всей поверхности планеты. Верификация результатов осуществляется путем сравнения полученных данных и имеющихся палеогеографических данных. Ранее нами с помощью комплекса SELEN были выполнены расчеты по оценке вклада гидроизостазии в геодинамику и изменения уровня для дальневосточных морей [10, 11 и др.].

В последней версии программного комплекса учитываются изменения береговой линии вследствие изменений уровня морей и прецессии земной оси в результате таяния покровных ледников. Если учет изменений конфигурации береговой линии влияет на увеличение точности оценки изменений уровня моря в конкретном месте непосредственно, то прецессия земной оси в результате снятия нагрузки ледниковых покровов – через изменение инсоляции. Изменение угла наклона оси вращения Земли влияет также на перераспределение сил, действующих на оболочку Земли и мантийные слои, что очевидным образом влияет на деформации твердой земной поверхности.

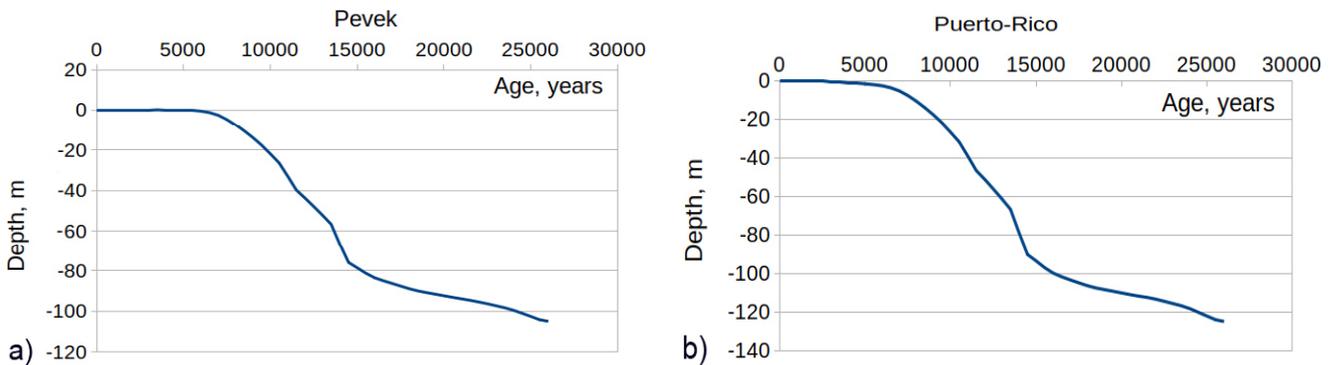


Рис. 1. Изменение относительного уровня моря по результатам расчета в программном комплексе SELEN4 с использованием сценария ледниковой истории ICE6G у пункта Певек (а) и, для сравнения, у пункта Пуэрто-Рико (б).

Fig. 1. Change in relative sea level based on the calculation results in the SELEN4 software package using the ICE6G glacial history scenario at the Pevek point (a) and, for comparison, at the Puerto Rico point (b).

Учет изменений конфигурации береговой линии в SELEN4 проводится с учетом следующих параметров: 1) площадь океана, свободного от льда; 2) объем плавающего льда; 3) объем льда, лежащего на дне моря; 4) объем льда, лежащего на суше выше уровня моря; 5) площадь суши, свободной от льда.

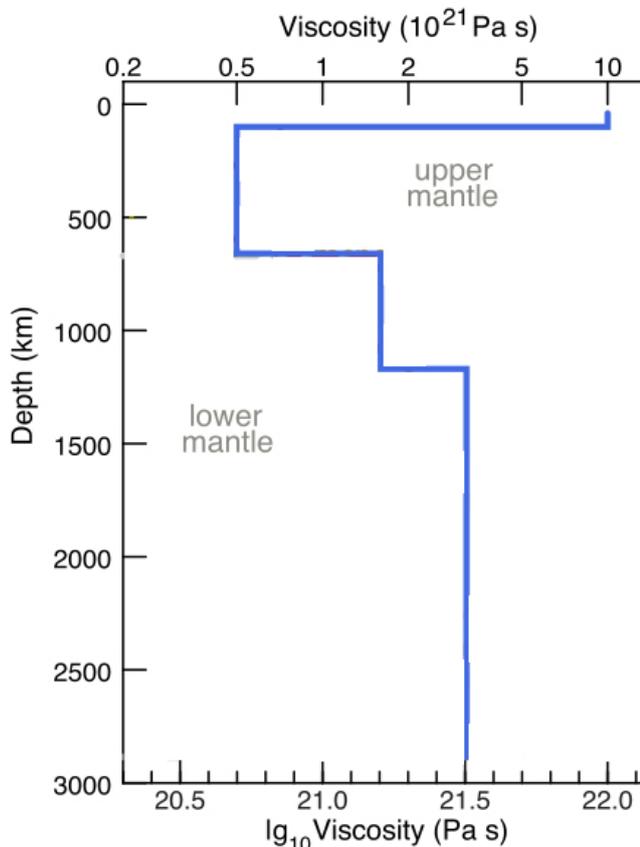


Рис. 2. Распределение значений вязкости мантийных слоев в модели VM5a [13].

Fig. 2. Distribution of viscosity values of mantle layers in the VM5a model [13].

Изменение наклона земной оси оценивается приблизительно в 18 км по поверхности Земли вследствие изменения нагрузки на поверхность за счет таяния покровных ледников начиная с 26 тыс. л.н. Скорость изменения наклона земной оси оценивается в настоящее время от 1° до 3° в миллион лет. Отмечается ускорение наклона оси до 5° /млн лет в период ускорения таяния ледников во время эпизода MWP-1A (meltwater pulse 1A) – в период между 14.3 и 12.8 тыс. л.н. [12].

В данной работе выполнен расчет в программном комплексе SELEN4 с учетом изменений конфигурации береговой линии за время послеледниковой трансгрессии и смещения оси вращения Земли. Расчет проведен до 448 степени сферических гармоник с разрешением 100 км по поверхности Земли. Была использована ледниковая история ICE6G (рис. 1 а, б) и реологический профиль оболочек Земли VM5a (рис. 2). Счет выполнен на 48-ядерном процессоре, потребовалось 26 Гб оперативной памяти и 26 ч времени.

Материалы

Для оценки вклада остаточных процессов после таяния покровных ледников и увеличения объема воды в Мировом океане результаты моделирования сравнивались с данными уровнемерных станций и ГНСС-наблюдений.

Уровнемерные наблюдения были взяты из базы данных постоянных наблюдений за изменениями уровня морей (<https://psmsl.org/>). Использовались только данные, приведенные к местной системе высот (RLR, revised local

reference) с учетом истории перенивелировок высотной системы, т.е. контроля геотектонических изменений, которые происходили с начала наблюдений.

Для оценки вертикальных движений твердой поверхности Земли принимались данные со станций ГНСС, расположенных поблизости от уровневых станций (<https://www.sonel.org/>). Оценки скоростей движения твердой поверхности, выложенные на сайте <https://www.sonel.org/>, выполнены несколькими методами, разработанными в разных учреждениях. Так, решение URL6b GPS получено Международным ГНСС-сервисом (IGS – International GNSS service); решение NGL14 – Nevada Geodetic Laboratory; JPL14 – Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology; GT3-решение – Германским научно-исследовательским центром наук о Земле (GFZ German Research Centre for Geoscience).

Результаты и обсуждение

На рис. 3–7 приведены результаты моделирования.

На рис. 3 показаны современные изменения высоты геоида. Учет изменения высоты геоида, по сути, аналог мониторинга гравиметрического поля:

$$G = \Phi/g,$$

где G – высота геоида, Φ – изменение гравитационного потенциала, g – ускорение свободного падения.

Изменение высоты водной поверхности N (рис. 4) есть аналог спутниковой альтиметрии:

$$N = G + c,$$

где c – постоянная соотношения масс воды и льда.

Расчет изменения нагрузки водного слоя L , пересчитанной в мм/год (рис. 5), суть аналог миссии GRACE. Изменение веса льда или воды на единицу площади делится, соответственно, на плотность льда или воды.

Вертикальные смещения твердой поверхности Земли (рис. 6), аналог GNSS-наблюдений, определяются функцией Грина от значения нагрузки.

Изменение относительного уровня моря (глубины) (рис. 7): $S = N - U$, где N – изме-

нение высоты водной поверхности, U – вертикальное смещение твердой поверхности.

Результаты моделирования остаточных процессов в изменениях относительного уровня морей и вертикальных смещений твердой поверхности Земли по данным оценок наблюдений на ГНСС-станциях приведены в таблице.

Оценки скоростей, полученных в разных исследовательских центрах, различаются в пределах менее 1 мм/год (см. таблицу).

Сравнивая скорости движений, полученные по результатам полевых наблюдений и по результатам моделирования, можно оценить долю остаточных движений после ледникового максимума.

В таблице приведены значения вертикальных движений твердой поверхности Земли и относительных изменений уровня морей, полученные разными способами. Учитывая, что натурные наблюдения «в поле» имеют точный характер, для сравнительного анализа взяты доступные данные по дальневосточным морям. Также для сравнения были взяты несколько точек из районов в «ближней зоне» покровных оледенений. Это станции Spikarna в Швеции и Churchill на берегу зал. Гудзон.

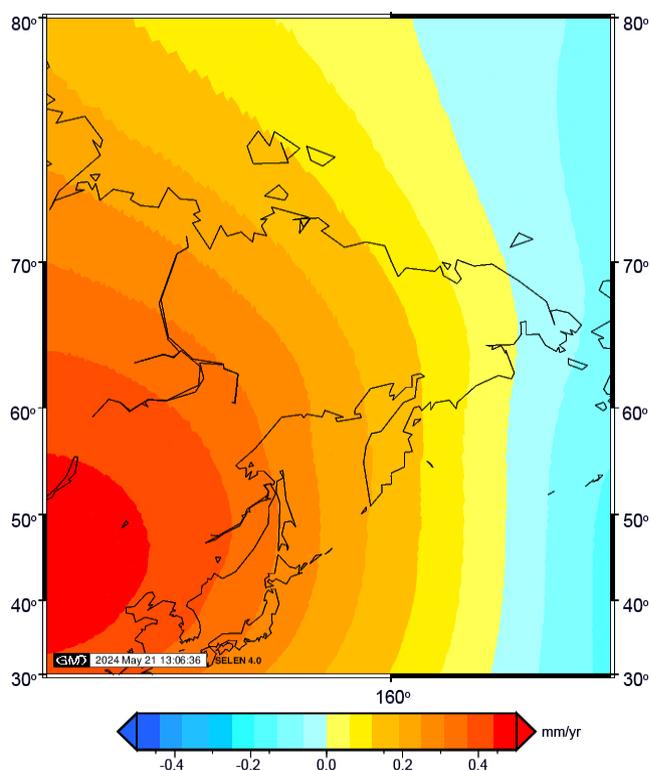


Рис. 3. Современное изменение высоты геоида (мм/год).

Fig. 3. Modern change in geoid height (mm/year).

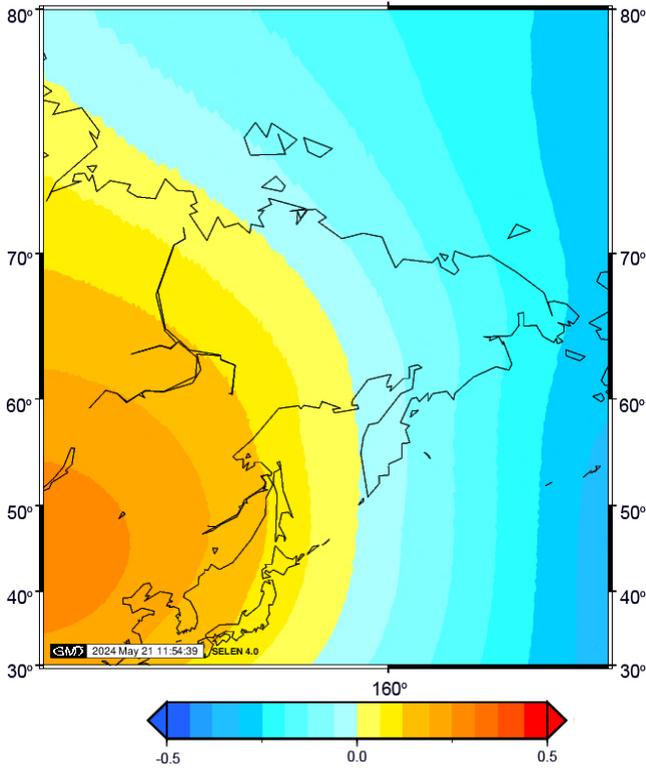


Рис. 4. Изменение высоты водной поверхности (мм/год).
Fig. 4. Change in water surface height (mm/year).

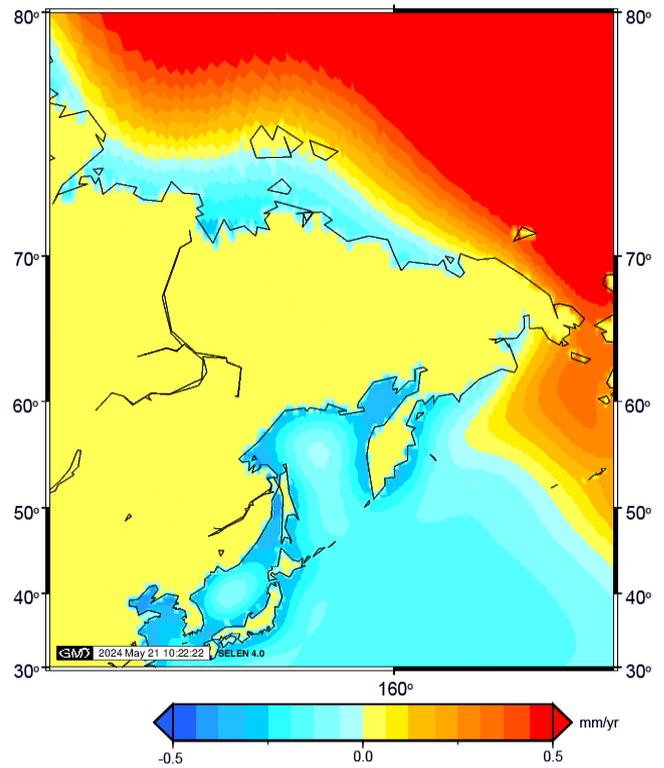


Рис. 5. Изменение нагрузки водного слоя пересчитанной в мм/год.
Fig. 5. Change in water layer load recalculated in mm/year.

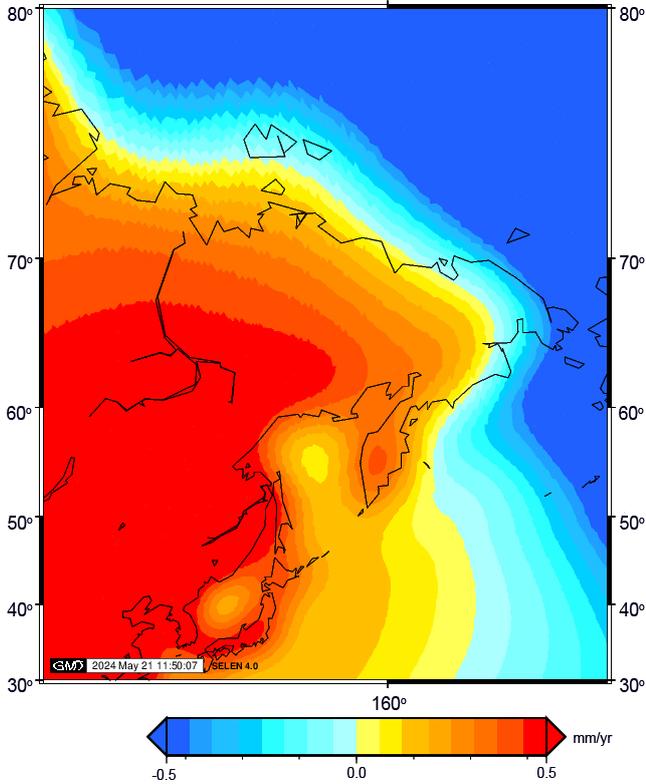


Рис. 6. Вертикальные смещения твердой поверхности Земли (мм/год).
Fig. 6. Vertical displacements of the solid surface of the Earth (mm/year).

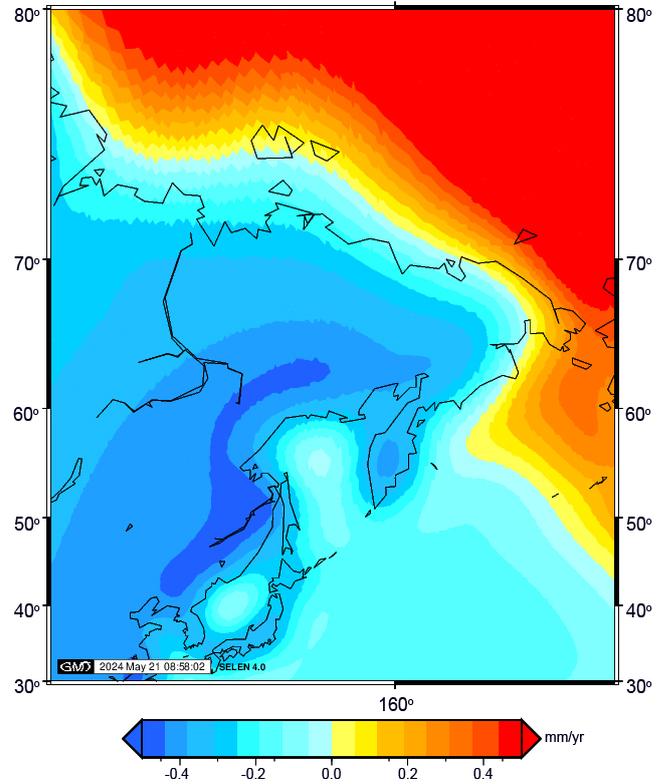


Рис. 7. Изменение относительного уровня моря (глубины) (мм/год).
Fig. 7. Change in relative sea level (depth) (mm/year).

Таблица. Результаты моделирования остаточных процессов в изменениях относительного уровня морей и вертикальных смещений твердой поверхности Земли по данным наблюдений на GNSS-станциях

Table. Results of modeling of residual processes in the relative sea level changes and vertical displacements of the solid surface of the Earth based on observations at GNSS stations

Станция	Решение	Номер станции	Координаты		Длительность наблюдений, лет	Полнота данных, %	Вертикальные смещения, мм/год	Неопределенность скорости смещений, мм/год	Изменения уровня моря, мм/год
			долгота	широта					
Петропавловск-Камчатский									
PETS	JPL14	12355M003	158.6501	53.0233	17.87	95	-5.07	1.03	
PETS	NGL14	12355M003	158.6501	53.0233	17.81	97	-5.99	1.11	
PETS	GT2	12355M003	158.6501	53.0233	17.87	95	-5.07	1.03	
PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKY	RLR	824	158.65	52.9833333	65	98.4			3.38
SELEN4							-0.496		-0.623
Бухта Нагэва (Магадан)									
MAG0	JPL14	12354M001	150.77	59.5758	24.42	74	0.9	0.31	
MAG0	NGL14	12354M001	150.77	59.5758	24.36	74	1.01	0.51	
MAG0	GT2	12354M001	150.77	59.5758	24.42	74	0.9	0.31	
NAGAEVO	RLR	827	150.716667	59.55	65	95.8			1.48
SELEN4							-0.505		-0.548
Япония, Хакодате 1 (Находка)									
P204	NGL14	21779S001	140.7245	41.7817	18.95	93	5.85	1.11	
HAKODATE1	RLR	813	140.724722	41.781667	66	99.2			-1.145
SELEN4							-0.544		-0.496
Тикси (Якутия)									
TIXI	JPL14	12360M001	128.8664	71.6345	23.52	95	1.05	0.26	
TIXI	NGL14	12360M001	128.8664	71.6345	23.46	96	0.77	0.56	
TIXI	GT2	12360M001	128.8664	71.6345	23.52	95	1.05	0.26	
TIXI	URL7	12360M001	128.8664	71.6345	20.99	92.84	0.61	0.21	
TIKSI BUKHTA	RLR	569	128.916667	71.5833333	61	99.7			-0.705
SELEN4							0.294		-0.266

<i>Швеция, Спикарна (Spikarna)</i>									
0VIB	NGL14		17.4277	62.3738	11.88	99	9.41	0.68	
0VIB	URL7	99999M009	17.4277	62.3738	10.62	94.25	9.72	0.36	
SPIKARNA	RLR	1211	17.531111	62.363333	55	98.7			-4.545
SELEN4							7.74		-7.426
<i>Канада, Черчилл (Churchill)</i>									
CHUR	JPL14	40128M002	-94.0887	58.7591	27.15	95	10.49	0.12	
CHUR	NGL14	40128M002	-94.0887	58.7591	27.95	96	10.45	0.42	
CHUR	GT2	40128M002	-94.0887	58.7591	27.15	95	10.49	0.12	
CHUR	URL7	40128M002	-94.0887	58.7591	20.94	90.14	10.38	0.22	
CHURCHILL	RLR	447	-94.183333	58.766667	83	90.5			-7.083
SELEN4							10.735		-9.614

Обращает на себя внимание достаточно хорошее совпадение как в скоростях движений твердой поверхности, так и в изменениях относительного уровня моря в ближней зоне с результатами моделирования SELEN4. Так, берег зал. Гудзон, который находился под ледником, но в стабильных условиях в сравнении с активными геодинамическими зонами, по данным ГНСС показал скорость воздымания твердой поверхности в среднем 10.45 мм/год, по результатам моделирования SELEN4 – 10.735 мм/год. Относительное изменение уровня моря в этой точке по данным натурных наблюдений (-7.083) мм/год, по результатам моделирования – (-9.614) мм/год.

Аналогичное, достаточно хорошее совпадение результатов моделирования наблюдается на балтийском побережье Швеции на станции Spikarna. По данным ГНСС, скорость воздымания твердой поверхности в среднем 9.565 мм/год, по результатам моделирования SELEN4 – 7.74 мм/год. Относительное изменение уровня моря в этой точке по данным натурных наблюдений (-4.545) мм/год, по результатам моделирования – (-7.426) мм/год.

Следует отметить, что в данном случае преобладающим фактором в воздымании твердой поверхности и изменении относительного уровня моря являются остаточные движения в результате гляциоизостазии.

По мере отдаления от «ближней зоны» центров оледенения разница между расчетными результатами, которые учитывают вклад после таяния ледников, и полевыми наблюдениями, которые дают суммированный эффект, увеличивается, что в принципе ожидаемо. То есть вклад от гляциоизостазии в современные процессы сокращается, остается гидроизостазия и сопутствующие процессы, такие как «сифонинг» и другие, связанные с изменением объема и массы воды, а также вступают в дело геодинамические процессы.

На станции «Тикси» (Якутия) скорость воздымания твердой поверхности по данным ГНСС в среднем 0.87 мм/год, по результатам моделирования SELEN4 – 0.294 мм/год. Относительное изменение уровня моря в этой точке по данным натурных наблюдений (-0.705) мм/год, по результатам моделирования – (-0.266) мм/год.

По мере приближения к геодинамически активным побережьям, в дальней от центров оледенения зоне, разница между натурными наблюдениями и расчетными данными еще значительнее, вплоть до смены знака движения.

Так, в бухте Нагаева (Магадан) средняя скорость воздымания по данным ГНСС 0.94, а по результатам моделирования (–0.505) мм/год. Относительное изменение уровня моря в этой точке по данным натурных наблюдений +1.48, по результатам моделирования (–0.548) мм/год.

На станции «Петропавловск-Камчатский» скорость погружения твердой поверхности по данным ГНСС в среднем –5.38, по результатам моделирования –(–0.496) мм/год. Относительное изменение уровня моря в этой точке по данным натурных наблюдений +3.38, по результатам моделирования (–0.623) мм/год.

На станции «Хакодате 1» (Япония) скорость воздымания твердой поверхности по данным ГНСС в среднем +5.85, по результатам моделирования –(–0.544) мм/год. Относительное изменение уровня моря в этой точке по данным натурных наблюдений (–1.145), по результатам моделирования (–0.496) мм/год.

Если направления движения твердой поверхности по натурным наблюдениям и результатам моделирования противоположны, как в случае «Нагаево» или «Хакодате 1» (воздымание по натурным наблюдениям и погружение по расчетным), то вклад от движений твердой поверхности в современное повышение уровня моря отрицательный – за счет эффекта гидроизостазии, т.е. современное повышение уровня моря сдерживается. Однако положительное значение относительных изменений уровня при отрицательных по результатам моделирования свидетельствует о дополнительных факторах, привносящих свой вклад в изменения уровня моря, например термостатических, за счет нагрева вод в связи с потеплением климата.

По данным станции «Петропавловск-Камчатский», твердая поверхность испытывает погружение как по натурным данным, так и по расчетным, что свидетельствует о том, что в этой точке геодинамически обусловленные движения твердой поверхности Земли усили-

ваются фактором гидроизостазии. Но положительные относительные изменения уровня моря (увеличение глубины моря) по натурным данным и отрицательные (уменьшение глубины) по результатам моделирования свидетельствуют о сдерживании повышения уровня моря за счет как геодинамического фактора, так и эффекта гидроизостазии.

На станции «Хакодате 1» твердая поверхность воздымается, но гидроизостазия сдерживает, тогда как глубина моря уменьшается как по натурным наблюдениям, так и по расчетным. В данном случае также получается, что геодинамика, в результате латеральных движений земной коры, и гидроизостазия сдерживают климатическое повышение уровня моря.

Заключение

Любопытным результатом проведенных исследований оказалось то, что, по данным моделирования, климатическое повышение уровня моря сдерживается за счет отрицательного вклада гидроизостазии. Если геодинамический фактор может менять направление в иницировании движений твердой поверхности Земли и тем самым во время нисходящих движений усугубить последствия в повышении уровня морей, то гидроизостазия в геодинамически активных районах оказывает сдерживающее влияние на современное повышение уровня морей.

Актуальность реалистической оценки значений векового повышения уровня морей для безопасной и безубыточной эксплуатации береговых инфраструктур настаивает на более широком изучении данного явления. Приоритетным должно быть как расширение натурных наблюдений за колебаниями уровня морей на береговых уровнемерных станциях с ГНСС-сопровождением, так и анализ палеогеографических данных хода изменений уровня морей в послеледниковую трансгрессию.

Список литературы (References)

1. Peltier W.R. 2002. Comments on the paper of Yokoyama et al. (2000), entitled “Timing of the Last Glacial Maximum from Observed Sea Level Minima”. *Quaternary Science Reviews*, 21(1–3): 409–414. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00112-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00112-3)

2. Tamisiea M.E. **2011**. Ongoing glacial isostatic contributions to observations of sea level change. *Geophysical Journal International*, 186: 1036–1044. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2011.05116.x>
3. Gregory J.M., Griffies S.M., Hughes C.W., Lowe J.A., Church J.A., Fukimori I., Gomez N., Kopp R.E., Landerer F., Le Cozannet G., Ponte R.M., et al. **2019**. Concepts and terminology for sea level: mean, variability and change, Both local and global. *Surveys in Geophysics*, 40: 1251–1289. <https://doi.org/10.1007/s10712-019-09525-z.10>
4. Milne G.A., Mitrovica J.X. **1998**. Postglacial sea-level change on a rotating Earth. *Geophysical Journal International*, 133: 1–19. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.1331455.x>
5. Peltier W.R. **1974**. The impulse response of a Maxwell Earth. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 12(4): 649–669. <https://doi.org/10.1029/RG012i004p00649>
6. Caron L., Ivins E.R., Larour E., Adhikari S., Nilsson J., Blewitt G. **2018**. GIA model statistics for GRACE hydrology, cryosphere, and ocean science. *Geophysical Research Letters*, 45. <https://doi.org/10.1002/2017GL076644>
7. Spada G., Stocchi P. **2006**. *The sea level equation: theory and numerical examples*. Roma: Aracne, 96 p.
8. Spada G., Stocchi P. **2007**. SELEN: A Fortran 90 program for solving the “sea-level equation”. *Computers & Geosciences*, 33(4): 538–562. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006>
9. Spada G., Melini D., Galassi G., Colleoni F. **2012**. Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: The improved SELEN code. *arXiv.1212.5061* [physics.geo-ph]. <https://doi.org/10.48550/arXiv.1212.5061>
10. Булгаков Р.Ф., Афанасьев В.В., Игнатов Е.И. **2020**. Гидроизостазия как фактор, повлиявший на ход послеледниковой трансгрессии на шельфе и побережье Приморья, по результатам численного моделирования. *Геосистемы переходных зон*, 4(2): 210–219. [Bulgakov R.F., Afanas'ev V.V., Ignatov E.I. Effect of hydroisostasy on postglacial transgression on the shelf and coast of Primorye as revealed by computer modelling. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 4(2): 220–229]. <https://doi.org/10.30730/gtr.2020.4.2.210-219.220-229>
11. Булгаков Р.Ф. **2022**. Ход послеледниковой трансгрессии на побережье морей Восточно-Сибирского и Лаптевых. *Океанология*, 62(1):117–124. [Bulgakov R.F. **2022**. Process of postglacial transgression on the coasts of the East Siberian and Laptev seas. *Oceanology*, 62: 98–104. <https://doi.org/10.1134/s0001437022010039>]
12. Spada G., Melini D. **2019**. SELEN 4 (SELEN version 4.0): a Fortran program for solving the gravitationally and topographically self-consistent sea-level equation in glacial isostatic adjustment modeling. *Geoscientific Model Development*, 12(12): 5055–5075. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-5055-2019>
13. Argus D.F., Peltier W.R., Drummond R., Moore W.A. **2014**. The Antarctica component of postglacial rebound model ICE-6G_C (VM5a) based on GPS positioning, exposure age dating of ice thicknesses, and relative sea level histories. *Geophysical Journal International*, 198(1): 537–563. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu140>

Об авторе

Булгаков Рустям Фаридович (<https://orcid.org/0000-0001-9095-3785>), кандидат географических наук, старший научный сотрудник лаборатории береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия, r.bulgakov@imgg.ru

Поступила 16.10.2024

Принята к публикации 24.11.2024

About the Author

Bulgakov, Rustam F. (<https://orcid.org/0000-0001-9095-3785>), Cand. of Sci. (Geography), Senior Researcher of the Laboratory of coastal geosystems, Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia, r.bulgakov@imgg.ru

Received 16 October 2024

Accepted 24 November 2024

© The Authors, 2024.
Content is available under Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)



© Авторы, 2024 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution
License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 556.3:556:6

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.367-380>
<https://www.elibrary.ru/qmtjyf>

Estimation of groundwater recharge using the cumulative rainfall departure method for Bac Lieu province, Mekong Delta, Vietnam

*Trinh Hoai Thu*¹, *Renat B. Shakirov*², *Nguyen Van Hoang*³, *Tran Thi Thuy Huong*¹,
*Nguyen The Chuyen*⁴, *Natalia S. Lee*², *Elena V. Maltceva*^{2@}, *Anna L. Venikova*²

@E-mail: ekor@poi.dvo.ru

¹*Institute of Marine Geology and Geophysics, VAST, Hanoi, Vietnam*

²*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia*

³*Institute of Geological Sciences, VAST, Hanoi, Vietnam*

⁴*Vietnam National Center for Water Resources Planning and Investigation, Hanoi, Vietnam*

Abstract. Estimation of the groundwater (GW) recharge from rainfall is important for determining GW resources in water resources development and management. GW is currently extensively exploited and is an important source of freshwater for people in the Mekong Delta, Vietnam, especially during dry seasons. To achieve sustainable utilization of GW resources in the delta, it is essential to determine the annual renewable GW reserve from the rainfall recharge. The study provides evidence for the application of the cumulative rainfall departure (CRD) method for the GW recharge estimation for deep aquifers. The monitored rainfall data and GW levels of the aquifers in Bac Lieu province are used. The results of the analysis by the CRD method show that the fractions of cumulative rainfall departure for Holocene (qh), Upper Pleistocene (qp_3), Middle-Upper Pleistocene (qp_{2-3}), and Lower Pleistocene (qp_1) aquifers are 0.08 %, 0.18 %, 0.55 %, and 0.50 %, respectively, which only equals 1.31 % of the total rainfall. The Pearson correlation between the observed and model water levels is high, from 0.898 to 0.925. The total GW annual recharge from the rainfall over the province is estimated to be 74.07 million m³, equivalent to 203 000 m³/day, i.e., which is 16 % lower than the current water abstraction of 23 600 m³/day. The obtained results are important for subsequent comparison with the Red River basin in northern Vietnam, where it is necessary to keep track of the groundwater inflow along with its volume/resource, including the inflow from the geothermal system of the rift zone of the Red River.

Keywords: Mekong Delta, groundwater monitoring, Pleistocene, Holocene, Pearson correlation, net recharge

Оценка пополнения запасов подземных вод, с использованием метода кумулятивного оттока осадков, для провинции Бак Льеу, дельта реки Меконг, Вьетнам

*Тинь Хоа Ту*¹, *Р. Б. Шакиров*², *Нгуен Ван Хоанг*³, *Тран Тхи Тхуи Хуонг*¹,
*Нгуен Тхе Чуен*⁴, *Н. С. Ли*², *Е. В. Мальцева*^{2@}, *А. Л. Веникова*²

@E-mail: ekor@poi.dvo.ru

¹*Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Социалистическая республика Вьетнам*

²*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия*

³*Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Социалистическая республика Вьетнам*

⁴*Национальный центр планирования и исследования водных ресурсов, Ханой, Социалистическая республика Вьетнам*

Резюме. Оценка подпитки грунтовых вод (ГВ) за счет атмосферных осадков важна для определения ресурсов ГВ при освоении и управлении водными ресурсами. В настоящее время ГВ широко эксплуатируются и являются важным источником пресной воды для населения во вьетнамской дельте р. Меконг, особенно в засушливые сезоны. Для достижения устойчивого использования ресурсов ГВ важно определить ежегодный возобновляемый резерв ГВ благодаря подпитке дождевой водой. В работе приведена аргументация применимости метода кумулятивного притока осадков (cumulative rainfall departure, CRD) для оценки подпитки ГВ для глубоких водоносных горизонтов. Используются данные о количестве осадков и уровнях ГВ водоносных горизонтов в провинции Бакльеу. По результатам анализа методом CRD, доли кумулятивного оттока осадков для водоносных горизонтов голоцена (qh), верхнего плейстоцена (qp_3), среднего–верхнего плейстоцена (qp_{2-3}) и нижнего плейстоцена (qp_1) соответственно составляют 0.08 %, 0.18, 0.55 и 0.50 %, то есть всего 1.31 % от количества осадков. Корреляция Пирсона между наблюдаемыми и модельными уровнями воды высокая, от 0.898 до 0.925. Общий годовой запас ГВ от осадков над провинцией оценивается в 74.07 млн м³, что эквивалентно 203 000 м³/день, т.е. на 16 % ниже текущего забора в 23 600 м³/день. Полученные результаты важны для последующего сравнения с бассейном р. Красная на севере Вьетнама, где кроме оценки ресурсов грунтовых вод необходимо вести учет поступления подземных вод, в том числе из геотермальной системы рифтовой зоны р. Красная.

Ключевые слова: дельта Меконга, мониторинг подземных вод, плейстоцен, голоцен, корреляция Пирсона, возобновляемые водные ресурсы

For citation: Trinh Hoai Thu, Shakirov R.B., Nguyen Van Hoang, Tran Thi Thuy Huong, Nguyen The Chuyen, Lee N.S., Maltceva E.V., Venikova A.L. Estimation of groundwater recharge using the cumulative rainfall departure method for Bac Lieu province, Mekong Delta, Vietnam. *Geosistemy perelodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 367–380. <https://doi.org/10.30730/trz.2024.8.4.367-380>; <https://www.elibrary.ru/qmtjyf>

Funding and Acknowledgements

This paper has been completed within the framework of the UQĐTCB.01/23–24 research project funded by the Vietnam Academy of Science and Technology and of the State Russian Program for basic scientific research 124022100078-7, as well as with the funding from the Russian Science Foundation (RSF), RSF-VAST grant No. 24-47-04001 (<https://rscf.ru/project/24-47-04001/>). Sampling, data computing, and basic analysis, including general interpretation, methodology, and writing of the manuscript, were conducted in the framework of the UQĐTCB.01/23–24 research project. Visualization, methodology and discussion, and final version of the manuscript were performed in the framework of RSF-VAST grant No. 24-47-04001, and formal analysis and the paper's plan were completed in the framework of the State Russian Program for basic scientific research 124022100078-7.

The authors express sincere gratitude to Dr. Do Huy Cuong, Director IMG VAST, for support of joint research and cooperation. The authors thank the Reviewers for their constructive comments and the editorial board of the Journal for attention to work.

Introduction

Groundwater (GW) is an important freshwater source for people in the Mekong Delta, Vietnam, especially during dry seasons when the quality of surface water is deteriorated in most parts of the delta [1–4]. Groundwater is abstracted via dug wells, small-scale household tube wells, or medium- and large-scale central supply wells that were dug as part of the Rural Clean Water Supply Program [5–7]. The Division for Water Resources Planning and

Финансирование и благодарности

Работа выполнена в рамках исследовательского проекта UQĐTCB.01/23–24, финансируемого Вьетнамской Академией науки и технологий (VAST), и Государственной российской программы фундаментальных научных исследований (тема № 124022100078-7), а также при поддержке Российского научного фонда (грант RSF-VAST № 24-47-04001; <https://rscf.ru/project/24-47-04001/>). В рамках проекта UQĐTCB.01/23–24 выполнены отбор проб, обработка данных и базовый анализ, включая общую интерпретацию, методологию и подготовку рукописи; за счет гранта RSF-VAST № 24-47-04001 – визуализация, интерпретация, обсуждение результатов и итоговый вариант статьи, в рамках темы № 124022100078-7 – план статьи и формальный анализ.

Авторы выражают искреннюю благодарность д-ру Do Huy Cuong, директору IMG VAST, за поддержку совместных исследований и сотрудничество. Авторы благодарят рецензентов за конструктивные замечания и редколлегию журнала за внимание к работе.

Investigation found that 60 percent of wells access the Pleistocene aquifers of the delta (qp_{2-3} and qp_1 in Fig. 1 a), and that most water supply projects for domestic and industrial water supply use this aquifer. The GW exploitation, especially over-exploitation, causes land subsidence, which in coastal areas poses a flood inundation hazard in the Delta. The average annual rate of GW decline is about 0.3 m and the land subsidence is at an average annual rate of 1.6 cm [8]. From 1991–2015, the Delta

sank on average about 18 cm and in 2016 within 1.1 cm/yr – 2.5 cm/yr as a consequence of GW withdrawal [9, 10]. Minderhoud et al. [11] presented projections of extraction-induced subsidence and consequent delta elevation loss for this century using a 3D hydrogeological model with a coupled geotechnical module. The results show that if the GW extraction continues to increase continuously as in the past decades, extraction-induced subsidence would drown the Mekong Delta before the end of the century. The combined effect of global sea-level rise [11] and groundwater abstraction and its induced subsidence result in further saltwater intrusion [8, 12].

To have a future sustainable utilization of GW resources in the Mekong Delta, the determination of the annual GW renewable component, including the recharge of GW in flood periods, is an important issue [13]. One of the components of GW renewable reserves is the dynamic reserve thanks to the rainwater recharge. Although the annual rainfall in the Mekong Delta is from 1300 mm to 2500 mm [14], the wide distribution of the top surface soil from medium (sand, silty sand) to weak (silt, semi-permeable clay) formations limits the GW recharge from rainfall. The authors Jan et al. [15] pointed out that, the fresh GW volume in the Mekong Delta is huge in comparison with the present yearly extraction rate. However, the annual replenishment is very limited, the extraction rate can cause rapid upcoming of brackish and saline GW, which is a serious salinization threat to the fresh GW volume.

Within this work, a study on the GW recharge via the rainfall infiltration using the revised cumulative rainfall departure (CRD) method [16] for GW levels obtained in the monitoring GW boreholes in Bac Lieu province in the Mekong Delta is carried out and presented.

About recharge estimation methods

Groundwater recharge estimation is a difficult, sensitive, and delicate problem and varies very much in accuracy and uncertainty. The authors Kinzelbach et al. [17] in their survey work on the most common methods of recharge estimation have classified into the following groups with accuracy ratings in three classes, according to regional recharge estimates: 1) class 1: factor of 2 (two times larger or two times smaller than

the true value); 2) class 2: factor of 5 (of the same order of magnitude); and 3) class 3: factor of 10 or more (with large errors likely). Following Kinzelbach et al. [17], the CRD method proposed by Bredekenkamp et al. [18] has advantages in simplicity and error stabilization thanks to the long time series, and the disadvantage in requirement of storage coefficient, of known discharge (including abstractions), and the accuracy class 2 to 3.

GW recharge may occur thanks to different mechanisms, four types of which can be distinguished by Xu and Beekman [19]: 1) vertical water flow through the unsaturated zone reaching the water table; 2) lateral and/or vertical inter-aquifer flow; 3) artificial recharge, such as from infiltration ponds or injection water wells; and 4) induced recharge from nearby surface water bodies (rivers, streams, lakes), which results from the groundwater abstraction.

The CRD methods have been applied in several studies, mainly for shallow aquifers. The authors Xu and Van Tonder [16] demonstrated the application of the CRD method to several shallow fractured aquifers with low storativity. Adams et al. [20] used the chloride mass balance (CMB), the saturated volume fluctuation (SVF), and the CRD methods to quantify GW recharge of the aquifers in the Central Namaqualand of South Africa and obtained that the SVF and CRD results are of a good agreement and that the GW recharge is higher in the mountainous areas than in the lower lying areas, and that the GW recharge mainly occurs through the alluvial aquifers with significant soil cover.

The author Baalousha [21] applied the CRD method for quantification of GW recharge in the Gaza Strip (Palestine), a transitional zone between the semi-humid zone and the semi-arid loess plains. The aquifer system in the area of study. The aquifer is mainly phreatic with thickness from a few meters at the east to 170 m and consists of Pleistocene calcareous sandstone and gravel and Holocene sands interbedded with some silts, clay, and conglomerate. The aquifer storativity values range between 0.0005 and 0.03. The average GW recharge had been determined to be from 31.64 % to 41.10 %, on average 36.74 %.

The authors Rasoulzadeh and Moosavi [22] utilized CRD and revised CRD methods to estimate the GW recharge from rainfall to the Quaternary aquifer, with thickness from 30 m to more

than 300 m in the Tashk Lake area, Iran. The aquifer consists of rubble stone, gravel, sand, and silt with a small amount of clay and has a storativity of 0.0342 as determined by the pumping test data. The results showed that the rainfall recharge is 35 % with a lag time of 1 month between the rainfall and GW level change.

The authors Sun et al. [23] applied the rainfall infiltration breakthrough (RIB), a modified revised CRD model for the estimation of GW recharge by the rainfall percolating through the unsaturated zone to the water table in two research sites characterized by two extremely different types of geology in west coastal South Africa: the coastal plain sand aquifer with a diffuse recharge in Riverlands Nature Reserve (Western Cape, South Africa), and the mountain group aquifer (TMG) with a localized recharge in Oudebosch catchment in the Kogelberg Nature Reserve (Western Cape, South Africa). The storativity ranges from 0.05 to 0.15 for fine to medium sand cover, and the water table depth ranges from 1.6 m to 3.5 m. The GW recharge estimated is 16–47 % at the daily scale and 9.3–27.8 % at the monthly scale at Riverlands, while at Oudebosch is 51.5 % of MAP at the daily scale and 15.7 % at the monthly scale. Similarly, Nguyen Duc Roi [24] applied the RIB method to the shallow Holocene aquifer in Hung Yen province, Northern Vietnam.

Some issues remain with the CRD method, such as the applicability of the method for deep aquifers [16], for different climatic areas under different hydrogeological conditions [23]. The present study attempts to deal with the climatic conditions different from the arid and semi-arid, i.e., the tropical climatic conditions, and for deep aquifers with vertical inter-aquifer flow through semi-pervious aquitards and rainfall percolation through the ground surface aquitard in the Vietnamese Mekong delta in the southernmost region of Vietnam.

Cumulative rainfall departure method (CRD)

Method description

The revised CRD method utilizes the relationship between water level fluctuations and the departure of rainfall from the mean rainfall of a preceding time [16] which is defined as:

$${}^1CRD_i = \sum_{n=1}^i R_n - \left(2 - \frac{1}{R_{av}} \sum_{n=1}^i R_n \right) \sum_{n=1}^i R_i; \quad (n = 1, 2, 3 \dots N), \quad (1)$$

where:

N is the total length of rainfall series;

R_i is the rainfall amount at i^{th} time scale (daily, monthly, or annually);

R_{av} is the mean precipitation of the whole time series;

P_i is a threshold value representing the boundary conditions.

A linear relationship between the CRD_i value and water level change during the i^{th} time duration is assumed:

$$\Delta h_i = \frac{r}{S} ({}^1CRD_i); \quad (i = 0, 1, 2, 3 \dots N), \quad (2)$$

where:

Δh_i is the water level change during the i^{th} time duration;

r is the fraction of cumulative rainfall departure which results in recharge;

S is the aquifer storativity (i.e., the aquifer storage coefficient S^* for confined aquifer or the specific yield μ for the unconfined aquifer).

Therefore, Eq. (2) may be used to estimate the ratio of the aquifer recharge to the aquifer storativity through a regression analysis between CRD_i and Δh_i .

In case the monitored groundwater level fluctuations are effective by the natural aquifer discharge and/or pumping out, the following is used instead of Eq. (2):

$$\Delta h_i = \frac{r}{S} ({}^1CRD_i) - \frac{Q_{outi}}{AS}; \quad (i = 0, 1, 2, 3 \dots N) \quad (3)$$

where:

Q_{outi} is the total natural aquifer discharge and pumping out during the i^{th} time duration;

A is the area under the effect of the aquifer discharge, pumping out, or pumping in.

If the rainfall departure is positive, the water level definitely will rise and vice versa. However, as long as there is a surplus of recharge over the

discharge of an aquifer, the natural water level may continue to rise even though the departure is negative.

About R_t values

Following the authors Xu and Van Tonder [16], the value of $R_t = 0$ represents a closed aquifer system, which means that the recharge at i^{th} time scale only depends on preceding rainfall events, while a value of $R_t = R_{av}$ represents an open system, which perhaps is regulated by spring flow. Both r and R_t values are determined during the simulation process. The value of R_t slightly greater than R_{av} had been revealed in the current work and shall be addressed and discussed as follows.

For accessing the R_t value, let us consider the case that there is no recharge other than the rainfall recharge and any discharge, and rewrite (1) and (2) as follows:

$$r = \frac{S\Delta h_i}{\sum_{n=1}^i R_n - \left(2 - \frac{1}{R_{av}^i} \sum_{n=1}^i R_n\right) \sum_{n=1}^i R_t};$$

$$(n = 1, 2, 3 \dots N) \tag{4}$$

For $R_t = 0$: $\Delta h_i = \frac{r}{S} \sum_{n=1}^i R_n$ ($n = 1, 2, 3 \dots N$)

which shows that Δh_i is increasing with time as

$\sum_{n=1}^i R_n$; ($n = 1, 2, 3 \dots N$) increases with n .

For $R_t = R_{av}$, the rainfall events R_i do not have a trend, and the cumulative rainfall average would conform to R_{av} [16]:

$$\Delta h_i = \frac{r}{S} \left[\sum_{n=1}^i R_n - \left(2 - \frac{1}{R_{av}^i} \sum_{n=1}^i R_n\right) \sum_{n=1}^i R_{av} \right] =$$

$$= \frac{r}{S} \left(\sum_{n=1}^i R_n - \sum_{n=1}^i R_{av} \right); \quad (n = 1, 2, 3 \dots N) \tag{5}$$

Eq. (5) is the CRD formula proposed by Bredenkamp et al. [18] with $k = 1$, i.e., there is no pumping and/or natural discharge:

$${}^iCRD_i = \sum_{n=1}^i R_n - k \sum_{n=1}^i R_{av};$$

$$(n = 1, 2, 3 \dots N). \tag{6}$$

Let us consider the case of using $R_t > R_{av}$ for coping with the net effect of pumping and/or natural outflow Q_{outi} in Eq. (3), as the actual CRD analysis has shown an increasing water level fluctuation tendency with the use of $R_t = R_{av}$.

$${}^iCRD_i(R_{av}) - {}^iCRD_i(R_t) =$$

$$= \left[\sum_{n=1}^i R_n - \left(2 - \frac{1}{R_{av}^i} \sum_{n=1}^i R_n\right) \sum_{n=1}^i R_{av} \right] -$$

$$- \left[\sum_{n=1}^i R_n - \left(2 - \frac{1}{R_{av}^i} \sum_{n=1}^i R_n\right) \sum_{n=1}^i R_t \right] =$$

$$= \left(2 - \frac{1}{R_{av}^i} \sum_{n=1}^i R_n\right) \left(\sum_{n=1}^i R_t - \sum_{n=1}^i R_{av} \right);$$

$$(n = 1, 2, 3 \dots N) \tag{7}$$

where: ${}^iCRD_i(R_{av}), {}^iCRD_i(R_t)$ are CRD values determined with $R_t = R_{av}$ and $R_t > R_{av}$, respectively.

Therefore, the groundwater level drawdown (Δs_i) due to the net effect of pumping and/or natural discharge is:

$$\Delta s_i = \frac{r}{S} \left(2 - \frac{1}{R_{av}^i} \sum_{n=1}^i R_n\right) \left(\sum_{n=1}^i R_t - \sum_{n=1}^i R_{av} \right);$$

$$(n = 1, 2, 3 \dots N). \tag{8}$$

Application of CRD method to Bac Lieu province, South Vietnam

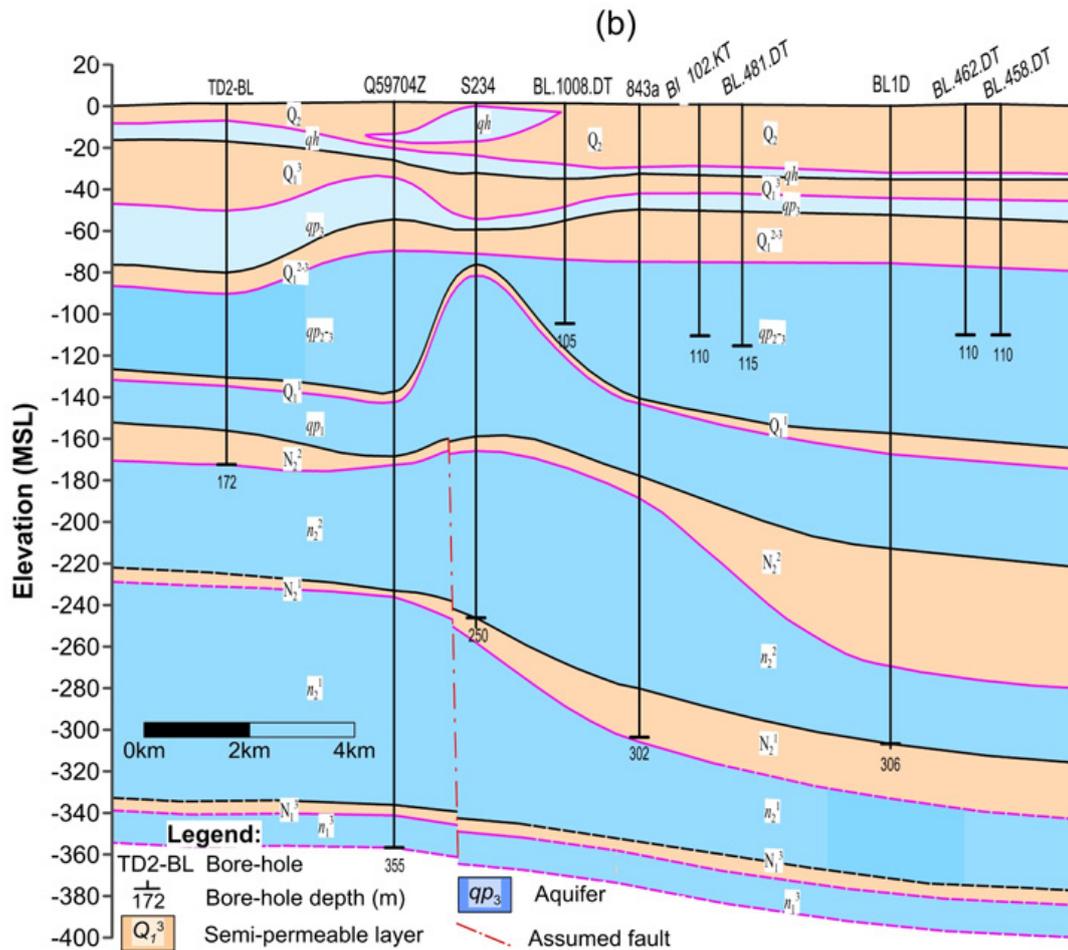
Hydrological conditions of the study area

The study area is Bac Lieu province with an area of 2669 km², located in the southernmost region of Vietnam in the Vietnam Mekong Delta, the most downstream area of the Mekong River basin Delta (Fig. 1 a). The Vietnam Mekong Delta region includes Can Tho city and 12 provinces (Long An, Tien Giang, Ben Tre, Vinh Long, Tra Vinh, Hau Giang, Soc Trang, Dong Thap, An Giang, Kien Giang, Bac Lieu and Ca Mau). The Mekong Delta has a total area of 40816 km² and a total population of nearly 18 million [25].

The hydrogeological conditions of the Mekong Delta in general and Bac Lieu province in particular, are characterized by the following 7 aquifers and 7 semi-permeable layers (Fig. 1 b) [26].



Fig. 1. Map of Southern Vietnam showing the study area (Bac Lieu province) within the Mekong delta including groundwater monitoring wells and hydrogeological cross-section AB location illustrated (at the top). Hydrogeological cross-section along line AB (below). The bore-holes (wells), their ID and depth indicated as well as semi-permeable sediment layer (quaternary, yellow colored), aquifers (blue colored) and fault position provided.



Holocene porous aquifer (qh)

The Holocene aquifer (*qh*) consists of layers of ash-gray, blue-gray, yellow-gray fine sands to medium sands with grits or gravels, in some places interbedded with layers of silty sands and silt. The Holocene aquifer is exposed to the ground surface in some places but is mostly underlain by the Holocene semi-pervious layer (Q_2) and lying above the upper Pleistocene layer (Q_1^3). The Holocene aquifer thickness varies from 4 m to 32 m, on average 18 m.

Aquifer storativity (S) which is equal to the multiplication of the specific storativity of the aquifer material (S_s) and aquifer thickness is an important required parameter in the determination of the rainwater recharge in the aquifer. The aquifer-specific storativity is determined by the water unit weight, water, and aquifer material compressibilities, and total porosity. The water at 25 °C has a compressibility of 4.6×10^{-10} m²/N. For fine sands to medium sands with grits or gravels, the compressibility would be 1.3×10^{-8} m²/N [27]. With the porosity of the Holocene and Pleistocene aquifers of around 0.25 [26], the specific storativity of the aquifers' materials is around 0.00013/m. Therefore, the aquifer storativity is 0.00234.

There is only a groundwater monitoring well (Q17701T) in the *qh* aquifer which is located near the study province Bac Lieu in the west of province Ca Mau (Fig. 1).

Upper Pleistocene porous aquifer (qp₃)

The Upper Pleistocene aquifer (qp_3) consists of layers of ash-gray, blue-gray, yellow-gray fine sands to medium sands with grits or gravels, in some places interbedded with layers of gray, blue-gray, gray-yellow, light gray silty sands, silt, and silty clay. The Upper Pleistocene aquifer is underlain by the upper Pleistocene semi-pervious layer (Q_1^3) and is lying above the Middle–Upper Pleistocene semi-pervious layer (Q_1^{2-3}). The qp_3 aquifer thickness varies very much from 2 m to 65 m, on average 17 m. Similarly to aquifer *qh*, the aquifer storativity is 0.00221.

The groundwater monitoring well (Q5970) in the qp_3 , qp_{2-3} , and qp_1 aquifers is located in the east of province Bac Lieu in the west of Ca Mau province (Fig. 1).

Upper Middle–Upper Pleistocene porous aquifer (qp₂₋₃)

The Middle–Upper Pleistocene aquifer (qp_{2-3}) consists of layers of ash-gray, blue-gray, yellow-gray fine sands to medium sands with grits or gravels, in some places interbedded with layers of gray, blue-gray, gray-yellow, light gray silty sands, silt, and silty clay. The Upper Pleistocene aquifer is underlain by the Upper Pleistocene (Long Toan formation) semi-pervious layer (Q_1^{2-3}) and is lying above the Lower Pleistocene (Ca Mau formation) semi-pervious layer (Q_1^1). The qp_{2-3} aquifer thickness varies very much from 5 m to 100 m, on average 46 m. Similarly to aquifers *qh* and qp_3 , the aquifer qp_{2-3} storativity is 0.00598. The groundwater monitoring well in the qp_{2-3} aquifer is Q5970 (Fig. 1).

Lower Pleistocene porous aquifer (qp₁)

The Lower Pleistocene aquifer (qp_1) consists of layers of dark-gray, ash-gray fine sands to medium-coarse sands, in some places interbedded with layers of gray, dark-gray silty sands, and silt. The Upper Pleistocene aquifer is underlain by the Lower Pleistocene (Ca Mau formation – Q_1^1cm) semi-pervious layer (Q_1^1) and is lying above the Middle Pliocene (Nam Can Formation – N_2^2nc) semi-pervious layer (N_2^2). The qp_1 aquifer thickness varies from 25 m to 53 m, on average 37 m. Similarly to aquifers *qh* and qp_3 and qp_{2-3} , the aquifer qp_1 storativity is 0.00481. The groundwater monitoring well in the qp_1 aquifer is Q5970 (Fig. 1).

Middle Pliocene porous aquifer (n₂²)

The Middle Pliocene aquifer (n_2^2) consists of layers of blue-gray, light yellow fine sands to coarse sands, interbedded with layers of silty sands, and clayey sands. The Middle Pliocene aquifer is underlain by the Middle Pliocene semi-pervious layer (N_2^2) and is lying above the Lower Pliocene (Can Tho Formation – N_2^1ct) semi-pervious layer (N_2^1). The n_2^2 aquifer thickness varies from 18 m to 123 m, on average 78 m. Similarly, to the above aquifers, the aquifer n_2^2 storativity is 0.01014.

Lower Pliocene porous aquifer (n_2^1)

The Lower Pliocene aquifer (n_2^1) consists of layers of ash-gray, blue-gray, light gray fine sands to coarse sands mixed with some clay, in some places with gravels, interbedded with layers of gray, ash-gray silty sands, silts. The Lower Pliocene aquifer is underlain by the Lower Pliocene semi-pervious layer (N_2^1) and is lying above the Upper Miocene (Phung Hiep Formation – N_1^{3ph}) semi-pervious layer (N_1^3). The n_2^1 aquifer thickness varies from 33 m to 52 m, on average 43 m. Similarly, to the above aquifers, the aquifer n_2^2 storativity estimate is 0.00559.

Upper Miocene porous aquifer (n_1^3)

The Upper Miocene aquifer (n_1^3) consists of layers of fine sands to coarse sands, in some places interbedded with layers of silts. The Upper Miocene aquifer is underlain by the Upper Miocene semi-pervious layer (N_1^3). The n_1^3 aquifer thickness varies from 15 m to 122 m, on average 51 m. The aquifer n_2^2 storativity estimate is 0.01586.

Semi-pervious layers

The semi-pervious layers that have been mentioned above have the lithological contents and the thickness as follows.

– The semi-pervious *Holocene layer* Q_2 has a thickness from 11 m to 25 m (20 m on average) and consists of ash-gray, dark-gray, yellow clayey silts, and silts interbedded with lenses of fine sands.

– The semi-pervious *Upper Pleistocene layer* Q_1^3 has a thickness from 5 m to 43 m (16 m on average) and consists of ash-gray, dark-gray, blue-gray silty clay, silts, silty sands, in some places interbedded with lenses of fine sands.

– The semi-pervious *Upper-Middle Pleistocene layer* Q_1^{2-3} has a thickness from 7 m to 65 m (26 m on average) and consists of ash-gray, blue-gray laterite clay, silts, and clayey silts.

– The semi-pervious *Lower Pleistocene layer* Q_1^1 has a thickness from 3 m to 60 m (15 m on average) and consists of blue-gray, dark-gray, red-gray laterite clay, silty clay, silts, in some places interbedded with fine sands mixed with many silts.

– The semi-pervious *Middle Pliocene layer* N_2^2 has a thickness from 3 m to 28 m (11 m on av-

erage) and consists of blue-gray, light-gray, and red-gray clay.

– The semi-pervious *Lower Pliocene layer* N_2^1 has a thickness from 3 m to 20 m (13 m on average) and consists of blue-gray, light-gray, dark-gray, yellow-gray clay, silty clay, clayey silts with laterite grits.

– The semi-pervious *Upper Miocene layer* N_1^3 consists of mainly tight silts and clay. Its thickness is not well determined as there is only one bore-hole drilled through the layer in 14 m of length.

The semi-pervious layers have low hydraulic conductivity from 10^{-7} m/day to 10^{-4} m/day [26].

The above-described aquifers and aquitards are all distributed within Vietnam territory, under the East Sea, and expanded to the Kingdom of Cambodia and the Lao People's Democratic Republic. The distributed recharge to the aquifers is exclusively from the rainfall: the rainwater infiltrates to recharge the Holocene aquifer qh , which in turn recharges the Upper aquifer qp_3 and so on [26]. The water level elevations are in the lowering sequence from the topmost aquifer (Holocene aquifer qh) to the lowest Quaternary aquifer (Lower Pleistocene porous aquifer qp_1) as shown in Fig. 2.

On the capability of the CRD method of dealing with deep vertical inter-aquifer flow aquifers in the study area

The groundwater level of the aquifer qp_3 and qp_{2-3} have been being monitored since 1995, during which very insignificant groundwater abstraction took place in the context of the country's extremely low economic activity. The quality of the groundwater level monitoring is not so good during the first monitoring year. Analyzing the monitored data, reasonable and seemingly good monitoring data in the monitoring well Q5970 (shown in Fig. 1) is from the 27th of February 1996 to the 27th of March 1997 [28] (Fig. 2 b). The Pearson correlation analysis shows a high relationship (the correlation coefficient is 0.930) between the daily water level of aquifers qp_3 and

qp_{2-3} (Fig. 3). This would allow us to conclude that the increase of qp_3 water level causes vertical groundwater flow from qp_3 to qp_{2-3} through the semi-pervious layer Q_1^{2-3} . The component of the vertical flow rate which recharges aquifer qp_{2-3} may be estimated using Darcy law and that vertical flow rate may be calibrated with the assumption that the rate is determined by the difference in water level of aquifers qp_3 and qp_{2-3} , the thickness and the hydraulic conductivity of the semi-pervious layer Q_1^{2-3} .

Therefore, the fluctuations of the water levels of the aquifers in the multi-aquifer system in the study area are synchronized with each other. This would also be supported by the high Pearson correlations between CRD simulated GW levels and observed GW levels for all aquifers under consideration.

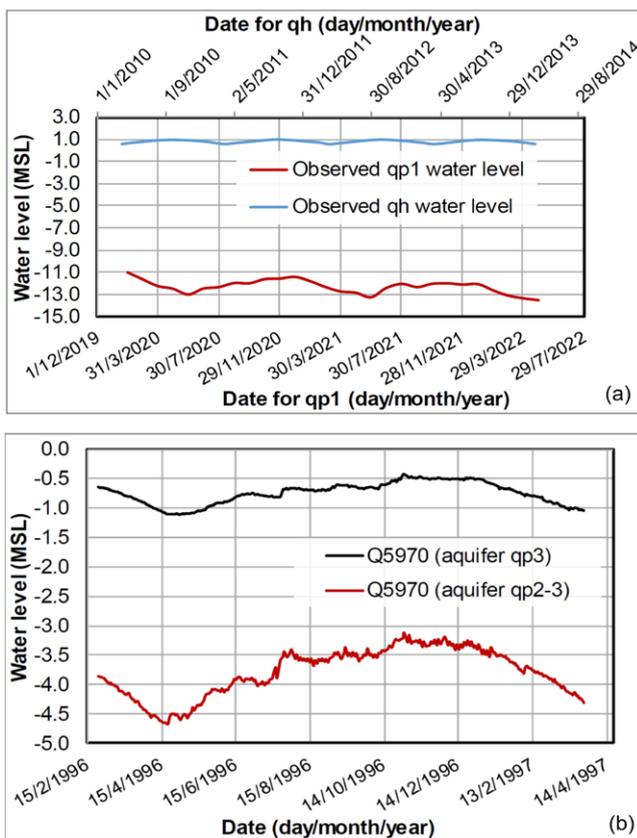


Fig. 2. Groundwater levels time series monitoring data: (a) qh (monitoring well Q17701T) and qp_1 (monitoring well Q5970) during 01.12.2019-29.07.2022; (b) qp_3 and qp_{2-3} from 27.02.1996 to 27.03.1997 in monitoring well Q5970. On the (a) and (b) variations of groundwater levels observed, fluctuated seasonally and annually. Clearly exposed by monitoring data that even during dry season's groundwater level stay still keep enough high values. This is optimistic observed phenomena making rainfall method helpful to use data for groundwater management in the area.

Let us now consider the relationship between rainfall and groundwater level of the uppermost aquifer qh . The aquifer qh receives recharge from the rainfall via the rainwater infiltration neither through the unsaturated or saturated zone above the uppermost aquifer. The water level fluctuation of the uppermost aquifer is dependent upon that rainwater infiltration rate. In our case, the rainwater infiltration takes place in the Holocene semi-pervious silty layer Q_2 of thickness of 20 m on average. The lack time of for the water to respond to the rainfall is the time the wetting front reaches the semi-pervious layer bottom. Roi [24] showed that the lag time would be 5.5 days for the Holocene silty unsaturated zone thickness of 3 m in Hung Yen province (North of Vietnam), based on the assumption that the lag time is linearly proportional to the thickness of a semi-pervious layer, the lack time of the water level response of the Holocene aquifer qh to the rainfall in this study area would be around one month. Yet, the CRD method is also capable of analyzing the lag time through the time series of CRD simulated water level fluctuations and the time series of monitored groundwater levels.

The lag time of one month is initially used in the CRD model: the data series of the monthly rainfalls and the groundwater levels at the month's end are used.

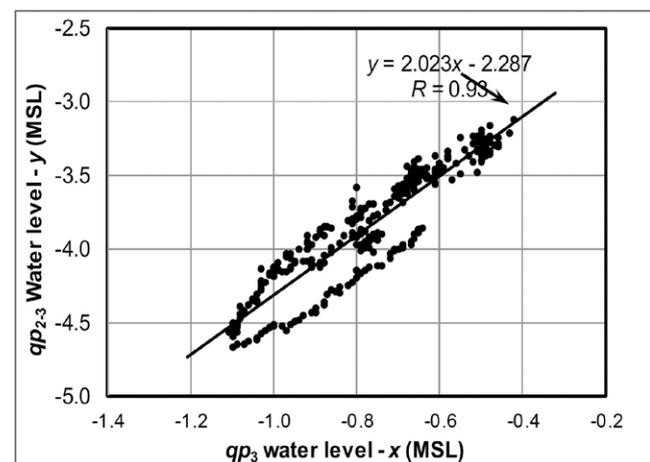


Fig. 3. Correlation between water level of qp_3 and qp_{2-3} in monitoring well Q5970. Here and on the Figures 4–7, R indicates the correlation coefficient. Good correlation of water levels in the well on different depth reflects high permeable and dynamic groundwater systems entirely reflecting variations under the certain local and regional factors.

An illustration with long-term semi-hypothetical repeated rainfall and GW level

The data series of the monthly rainfalls and the groundwater levels of the aquifer qp_3 at the months' ends from the 31st Mar. 1995 to the 29th Feb. 1996 are used for the next 7-year duration (Fig. 4 a). The total rainfall during the 12 months from the 31st Mar. 1995 to the 29th Feb. 1996 is 1.989 m. With the storage coefficient of the aquifer equal to 0.003, the fraction of the rainfall that recharged the aquifer is equal to 0.12 %. Therefore, the aquifer qp_3 annual recharge from the rainfall is 0.0024 m. The Pearson correlation coefficients for $R_t = R_{av}$ and $R_t = 1.023R_{av}$ are 0.965 and 0.952, respectively (Fig. 4 b). The observed

and CRD simulated water level fluctuations are presented in Fig. 4 a along with the month rainfalls. It seems that the lag time of one month is appropriate for the aquifer water level. The CRD simulated monthly water level (WL) fluctuations for $R_t = 1.023R_{av}$ seem to be of a 12-month cycle.

The application results

As it was mentioned before, the groundwater level monitoring has been not so well implemented, i.e., the monitoring wells in the aquifers had not been installed at the same time, and the monitoring data are most likely not corrected for some periods. Therefore, some separated periods for each of the aquifers have been selected for the analysis. Each couple of figures, Figures 5–7

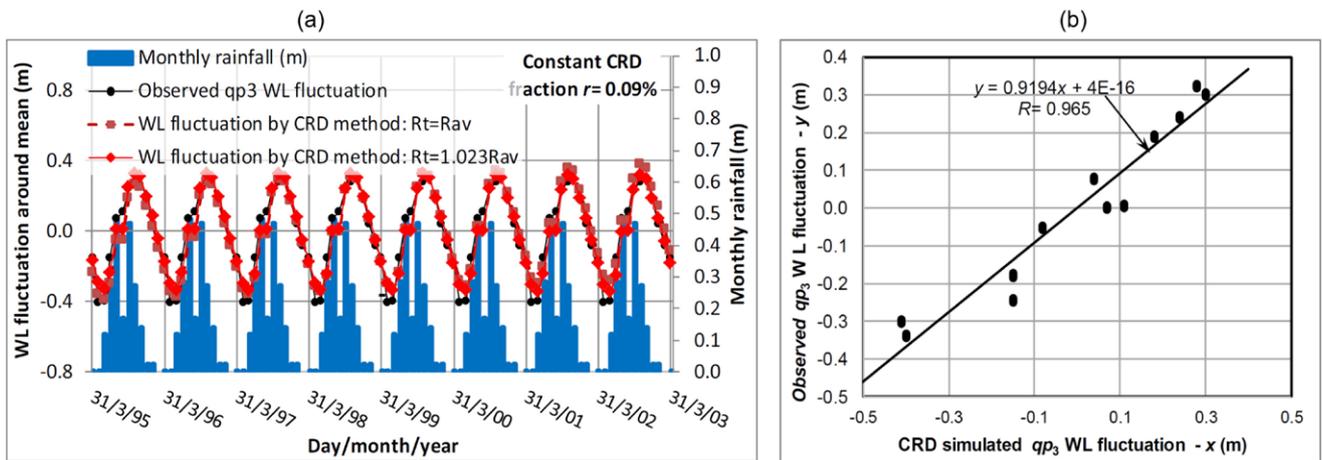


Fig. 4. Observed and CRD simulated WL fluctuations of qp_3 in monitoring well Q5970 for long-term semi-hypothetical repeated rainfall (a) and the correlation between them (b). This figure clearly illustrates approval of CRD method verified by experimental observations and simulated computing during 31.03.1995 – 31.03.2003 confirmed by well correlated values for demonstrated sites of qp_3 .

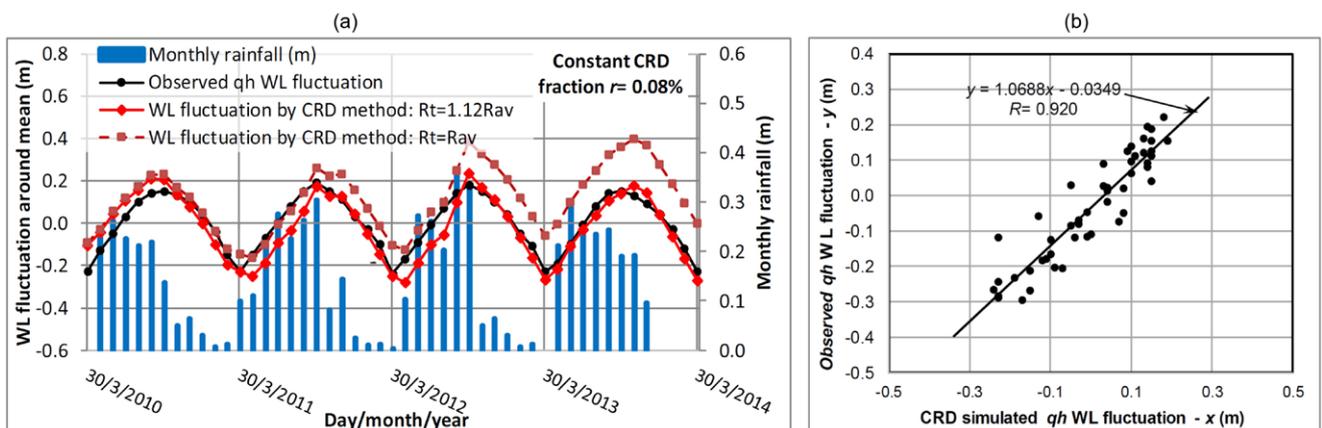


Fig. 5. Observed and CRD simulated WL fluctuations of qh during Mar. 2010 – Mar. 2014 (a) and the correlation between them (b). This figure approves by the CRD method obtained data verified by experimental observations and simulated computing confirmed by well correlated values for demonstrated sites of qh during 30.03.2010 – 30.03.2014.

present the CRD simulated monthly water level fluctuations and Pearson correlation between observed and simulated water level fluctuations for qh , qp_3 , qp_{2-3} and qp_1 aquifers, respectively. The Pearson correlation coefficient is relatively

high, from 0.894 to 0.925. Table summarizes the analysis results.

Meanwhile, the present GW abstraction from the Quaternary aquifers is 236 000 m^3/day , which is much higher than the net recharge from the rainfall.

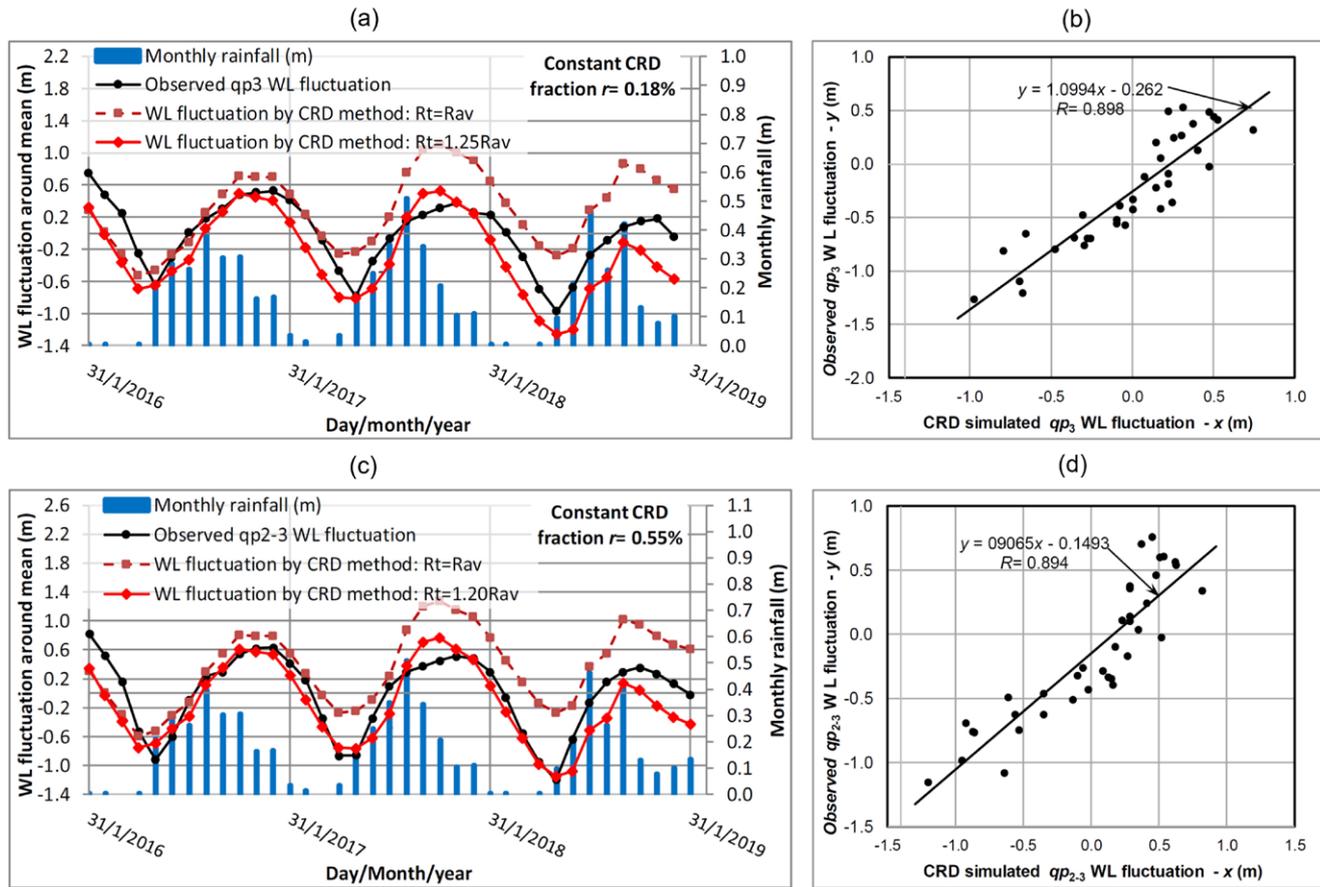


Fig. 6. Observed and CRD simulated WL fluctuations during Jan. 2016 – Jan. 2019: qp_3 (a) and the correlation between them (b); qp_{2-3} (c) and the correlation between them (d). This figure clearly illustrates approval of CRD method verified by experimental observations and simulated computing confirmed by well correlated values for demonstrated sites of qp_3 and qp_{2-3} during 31.01.2016 – 31.01.2019.

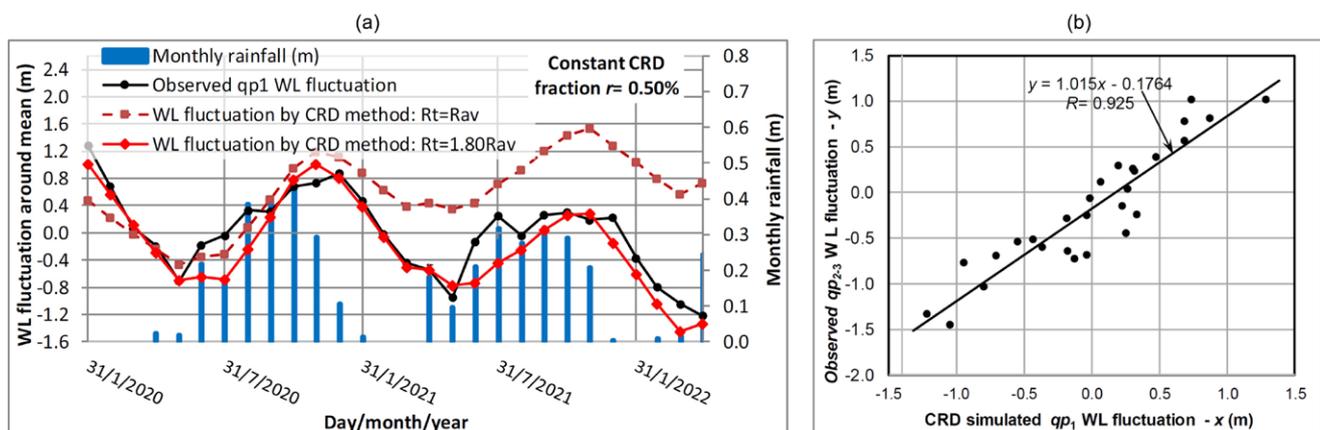


Fig. 7. Observed and CRD simulated WL fluctuations of qp_1 during Jan. 2020 – Jan. 2022 (a) and the correlation between them (b). This figure illustrates approval of CRD method verified by experimental observations and simulated computing confirmed by well correlated values for demonstrated sites of qp_1 during 31.01.2020 – 31.01.2022.

Table. Determined not to recharge values by the CRD method

Aquifer	R_t	Pearson correlation coefficient (R)	Annual rainfall (mm)	Percentage of rainfall (%)	Annual net recharge (mm)
qh	1.12	0.920	2207	0.08	1.77
qp_3	1.25	0.898	2000	0.18	3.60
qp_{2-3}	1.20	0.894	2056	0.55	11.31
qp_1	1.80	0.925	2216	0.50	11.08
			Average:	Total	
			2120	1.31	27.75

Note. From the whole Bac Lieu province: with area of 2669 km², annual net recharge is 74.07'10⁶ m³/year, or 203 000 m³/day.

Discussions

The CRD method's authors suggested that for an open aquifer system, the R_t is equal to the average rainfall R_{av} . The present study shows that R_t is equal to 1.12 R_{av} for the shallowest aquifer qh from which there is no GW exploitation, (1.20–1.25) R_{av} for aquifers qp_3 and qp_{2-3} , and to a very high value ($R_t = 1.80R_{av}$) for aquifer qp_1 . This issue would be significant matter to be further investigated.

Finally, the fractions of cumulative rainfall departure for aquifers qh , qp_3 , qp_{2-3} , and qp_1 are 0.08 %, 0.18 %, 0.55 %, and 0.50 %, respectively, which is equal to 1.31 % of the rainfall. The fractions are rather small in comparison to 34.1 % – 38.1 % obtained by Roi [24] for Hung Yen province, Northern Vietnam. The total fraction of 1.31 % would provide the total GW annual recharge of 74.07 million m³ from the rainfall over the whole Bac Lieu province, equivalent to 203 000 m³/day. The current GW abstraction of 236 000 m³/day in the province is 16 % higher than the estimated GW recharge from the rainfall, which needs to be paid attention to in the water planning in general and reconsideration of the GW exploitation plan in particular for Bac Lieu province.

Comparable research should be performed between the Southern (Mekong River basin) and Northern (Red River basin) Vietnam areas to get clear pattern of groundwater recharge not only by rainfall but also by underlying deep water saturated strata also influenced by hydrogeological geothermal processes.

Summary

The CRD method originally developed for arid and semi-arid Southern Africa has been proven to apply to Northern Vietnam [24] and Southern Vietnam (the present study) with tropical climates. The applicability of the CRD method for deep aquifers would be judged through the Darcy law describing a vertical inter-aquifer flow which is determined by the difference in water level of upper and lower aquifers with an in-between semi-pervious layer having a certain hydraulic conductivity and the results of the present study.

The present study shows that the CRD simulated GW levels of all four Quaternary aquifers in the study area have a tight correlation with the monthly rainfall, which means that the preceding monthly rainfall results in the water level fluctuation at the end of the month.

For the further research authors will continue these studies using additionally ecological and landscape methods, and performing hydrochemical, microbiological and gasgeochemical and geophysical research in the study areas, which will allow us to specify the hydrogeological situation and clarify the dynamics of groundwater resources and their quality during seasonal and annual fluctuations.

Credit authorship contribution statement. All authors contributed to the study conception and design, material preparation, data collection, and analysis. Trinh Hoai Thu: Material preparation, Data collection, Writing-review & editing. Renat Shakirov: Methodology, Writing-original draft, and final version.

Natalia Lee & Elena Maltceva: Formal analysis, Methodology, Writing-original draft. Nguyen Van Hoang: Investigation, Methodology, Writing-review & editing. Tran Thi Thuy Huong: Investigation, Methodology, Visualization. Nguyen The Chuyen: Investigation, Data collection, Visualization. Anna Venikova: Formal analysis.

Declaration of Competing Interest: The authors declare no competing interests.

Data availability: Data will be made available on request.

Additional information: Correspondence and requests for materials should be addressed to Elena Maltceva.

References

- Eastham J., Mpelasoka F., Mainuddin M., Ticehurst C., Dyce P., Hodgson G., Ali R., Kirby M. **2008**. *Mekong River basin water resources assessment: Impacts of climate change*. CSIRO: Water for a Healthy Country National Research Flagship.
- Phuc D.D. **2008**. *General on groundwater resources*. Department of Water Resources Management, Hanoi, Water Sector Review Project.
- IDE Cambodia, **2009**. *Strategic study of groundwater resources in Prey Veng and Svay Rieng (Phase 1)*. Final Report. Rural Poverty Reduction Project, Seila Task Force Secretariat, IFAD Loan No: 623-KH, Phnom Penh.
- Wagner F., Tran V.B., Renaud F.G. **2012**. *Groundwater resources in the Mekong Delta: Availability, utilization, and risks in the Mekong Delta system*. Eds Renaud F., Kuenzer C. Dordrecht: Springer Environmental Science and Engineering.
- Nuber T., Stolpe H. **2008**. *Challenges of groundwater management in Can Tho City, Viet Nam*. (Hannover: BGR-Symposium Sanitation and Groundwater Protection).
- IUCN (The International Union for Conservation of Nature). **2011**. *Groundwater in the Mekong Delta*. Discussion paper in Mekong Water Dialogues.
- Danh V.T., Khai H.V. **2015**. Household demand and supply for clean groundwater in the Mekong Delta, Vietnam. *Renewables*, 2(4). <https://doi.org/10.1186/s40807-014-0004-7>
- Erbani L.E., Gorelick S.M., Zebker H.A. **2014**. Groundwater extraction, land subsidence, and sea-level rise in the Mekong Delta, Vietnam. *Environmental Research Letters*, 9(8): 084010. DOI: 10.1088/1748-9326/9/8/084010
- Minderhoud P.S.J., Erkens G., Pham V.H., Bui V.T., Erban L., Kooi H., Stouthamer E. **2017**. Impacts of 25 years of groundwater extraction on subsidence in the Mekong Delta, Vietnam. *Environmental Research Letters*, 12(6): 064006. DOI: 10.1088/1748-9326/aa7146
- Minderhoud P.S.J., Coumou L., Erkens G., Middelkoop H., Stouthamer E. **2019**. Mekong Delta is much lower than previously assumed in sea-level rise impact assessments. *Nature Communications*, 10(1): 3847. DOI: 10.1038/s41467-019-11602-1
- Minderhoud P.S.J., Middelkoop H., Erkens G., Stouthamer E. **2020**. Groundwater extraction may drown mega-delta: projections of extraction-induced subsidence and elevation of the Mekong delta for the 21st century. *Environmental Research Communications*, 2(1): 011005. DOI: 10.1088/2515-7620/ab5e21.
- Eslami S., Hoekstra P., Kernkamp H.W.J., Nguyen Trung N., Do Duc D., Nguyen Nghia H., Tran Quang T., van Dam A., Darby S.E., Parsons D.R., Vasilopoulos G., Braat L., van der Vegt M. **2021**. Dynamics of salt intrusion in the Mekong Delta: results of field observations and integrated coastal-inland modeling. *Earth Surface Dynamics*, 9(4): 953–976. DOI: 10.5194/esurf-9-953-2021
- Hori H. **2000**. *The Mekong: Environment and Development*. Tokyo, United Nations University.
- Phong V.V.L., Hai V., Luyen K.B., Anh N.T., Chien V.P., Giang V.N., Phuong A.T. **2021**. Responses of groundwater to precipitation variability and ENSO in the Vietnamese Mekong Delta. *Hydrology Research*, 52(6): 1280–1293. DOI: 10.2166/nh.2021.024
- Jan L.G., Hung V.P., Gualbert H.P.O.E., Marc F.P.B. **2021**. The three-dimensional groundwater salinity distribution and fresh groundwater volumes in the Mekong Delta, Vietnam, inferred from geostatistical analyses. *Earth System Science Data*, 13(7): 3297–3319. <https://doi.org/10.5194/essd-13-3297-2021>
- Xu Y., Van Tonder G.J. **2001**. Estimation of recharge using a revised CRD method. *Water SA*, 27(3): 341–344. <https://doi.org/10.4314/wsa.v27i3.4977>
- Kinzelbach W., Aeschbach W., Alberich C., Goni I.B., Beyerle U., Brunner P., Chiang W.-H., Rueedi J., Zoellmann K. **2002**. *A survey of methods for groundwater recharge in arid and semi-arid regions*. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2, United Nations Environment Program, Nairobi, Kenya.
- Bredenkamp D.B., Botha L.J., Van Tonder G.J., Van Rensburg H.J. **1995**. *Manual on quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity: Based on practical hydro-logical methods*. WRC Report No. TT 73/95, Water Research Commission, Pretoria.
- Xu Y., Beekman H.E (eds). **2003**. *Review of groundwater recharge estimation in arid and semi-arid southern Africa*. Groundwater Recharge Estimation in Southern Africa. UNESCO IHP Series, No. 64. Paris: UNESCO.

20. Adams S., Titus R., Xu Y. **2004**. *Groundwater recharge assessment of the basement aquifers of Central Namaqualand*. WRC Report No. 1093/1/04, Water Research Commission, Pretoria.
21. Baalousha H. **2005**. Using CRD method for quantification of groundwater recharge in the Gaza Strip, Palestine. *Environmental Geology*, 48: 889–900. <https://doi.org/10.1007/s00254-005-0027-x>
22. Rasoulzadeh A., Moosavi S.A.A. **2007**. Study of groundwater recharge in the vicinity of Tashk Lake area. *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions B-Engineering*, 31(B5): 509–521.
23. Xu Y., Jovanovic N.Z., Kapangaziwiri E., Brendonck L., Bugan R.D.H. **2013**. Application of the rainfall infiltration breakthrough (RIB) model for groundwater recharge estimation in west coastal South Africa. *Water SA*, 39(2): 221–230. <https://doi.org/10.4314/wsa.v39i2.5>
24. Roi N.D. **2014**. Estimation of groundwater recharge of the Holocene aquifer from rainfall by RIB method for Hung Yen province. *VNU Journal of Science: Earth and Environmental Sciences*, 30(4): 49–63.
25. Phuong D.N.D., Cuong D.K., Ton D.D., Nguyen K.L. **2018**. Long-term spatiotemporal warming tendency in the Vietnamese Mekong Delta based on observed and high-resolution gridded datasets. *European Journal of Climate Change*, 1(1): 1–16. <https://doi.org/10.34154/2019-ejcc-0101-01-16/eurass>
26. DWRPIS, **2018**. *Compilation and edition of Vietnam groundwater resources mapping, Southern Vietnam Plain, scale 1: 200,000, Bac Lieu province* (Division for Water Resources Planning and Investigation for the South of Vietnam).
27. Fetter C.W. **2001**. *Applied hydrogeology*. 4th ed. Prentice Hall.
28. NAWAPI, **2023**. *Groundwater monitoring data* (National Center for Water Resources Planning and Investigation for the South of Vietnam).

About the Authors

Trinh Hoai Thu (<https://orcid.org/0009-0000-6297-217X>), Cand. of Sci., Senior Researcher, Institute of Marine Geology and Geophysics, The Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam, hoaitu0609@hotmail.com

Nguyen Van Hoang (<https://orcid.org/0000-0001-8984-459X>), Dr. of Sci., Senior Researcher, Institute of Geological Sciences, The Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam, n_v_hoang_vdc@yahoo.com

Tran Thi Thuy Huong (<https://orcid.org/0009-0007-1211-6587>), Cand. of Sci., Senior Researcher, Institute of Marine Geology and Geophysics, The Vietnam Academy of Science and Technology, Hanoi, Vietnam, thuyhuong7th@gmail.com

Nguyen The Chuyen, Researcher, Vietnam National Center for Water Resources Planning and Investigation, Hanoi, Vietnam, nguyenchuyenhung@gmail.com

Employees of the V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the RAS (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia:

Shakirov, Renat B. (<https://orcid.org/0000-0003-1202-0351>), Dr. of Geology and Mineralogy, Deputy Directors, Head of Laboratory, ren@poi.dvo.ru

Lee, Natalia S. (<https://orcid.org/0000-0001-6658-6946>), Senior Researcher, lee@poi.dvo.ru

Maltceva, Elena V. (<https://orcid.org/0000-0003-3230-7042>), Cand. of Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, ekor@poi.dvo.ru

Venikova, Anna L. (<https://orcid.org/0000-0002-1445-8579>), Researcher, anett@poi.dvo.ru

Об авторах

Тинь Хоа Ту (<https://orcid.org/0009-0000-6297-217X>), кандидат наук, старший научный сотрудник, Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам, hoaitu0609@hotmail.com

Нгуен Ван Хоанг (<https://orcid.org/0000-0001-8984-459X>), доктор наук, старший научный сотрудник, Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам, n_v_hoang_vdc@yahoo.com

Тран Тхи Тхуи Хуонг (<https://orcid.org/0009-0007-1211-6587>), кандидат наук, старший научный сотрудник, Институт морской геологии и геофизики Вьетнамской академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам, thuyhuong7th@gmail.com

Нгуен Тхе Чуен, научный сотрудник, Национальный центр планирования и исследования водных ресурсов, Ханой, Вьетнам, nguyenchuyenhung@gmail.com

Сотрудники Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, Россия:

Шакиров Ренат Белалович (<https://orcid.org/0000-0003-1202-0351>), доктор геолого-минералогических наук, доцент, заместитель директора по научной работе, ren@poi.dvo.ru

Ли Наталья Сергеевна (<https://orcid.org/0000-0001-6658-6946>), старший научный сотрудник, lee@poi.dvo.ru

Мальцева Елена Валерьевна (<https://orcid.org/0000-0003-3230-7042>), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ekor@poi.dvo.ru

Веникова Анна Леонидовна (<https://orcid.org/0000-0002-1445-8579>), научный сотрудник, anett@poi.dvo.ru

Received 3 December 2024
Accepted 12 December 2024

© Авторы, 2024 г.
Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)



© The Authors, 2024.
Content is available under Creative Commons Attribution License 4.0 International (CC BY 4.0)

УДК 551.21

<https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.381-388>
<https://www.elibrary.ru/envqaf>

Вулканическая активность на Курильских островах в 2023 г.

А. В. Дегтерев[@], М. В. Чибисова

^{@E-mail:} d_a88@mail.ru

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Резюме. В 2023 г. на Курильских островах в состоянии извержения находились вулканы Эбеко и Чикурачки, расположенные на о. Парамушир (Северные Курилы). Вулкан Эбеко на протяжении 2023 г. проявлял типичную для его последних лет умеренную вулканскую активность, характеризующуюся частыми фреатическими и фреатомагматическими пепловыми эксплозиями. Камерой видеонаблюдения зафиксировано 675 выбросов на высоту от 1.5 до 4.5 км н.у.м., из них 293 выброса – на высоту 3 км и более. Как и в предыдущие годы, максимум активности (по количеству и высоте выбросов) наблюдался с июня по август (244 пепловых выброса, 94 из которых на высоту 3 км н.у.м. и более). Повышенная частота эксплозий отмечалась с января по апрель (в январе 59, в марте 64 выброса), также в декабре (56 событий). На вулкане Чикурачки в период с 28 января по 8 февраля происходило очередное эксплозивное извержение. Эруптивная деятельность характеризовалась проявлением умеренной вулканской активности: наблюдались как отдельные взрывы, так и фазы относительно спокойной и продолжительной эмиссии пепло-газовой смеси. Зафиксировано не менее 8 выбросов на высоту 2.5–4.5 км н.у.м., по своему характеру аналогичных 5 эпизодам эксплозивной активности вулкана, происходившим на протяжении 2022 г.

Ключевые слова: вулкан, извержение, Эбеко, Чикурачки, Парамушир, Курильские острова, вулканический пепел, спутниковые снимки

Volcanic activity on the Kuril Islands in 2023

Artem V. Degterev[@], Marina V. Chibisova

^{@E-mail:} d_a88@mail.ru

Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. Ebeko and Chikurachki volcanoes, located on Paramushir Island (the Northern Kuril Islands), were in a state of eruption in 2023. During that year, Ebeko volcano showed moderate volcanic activity typical of its recent years, characterized by frequent phreatic and phreatomagmatic ash explosions. According to video surveillance data, a total of 675 emissions to a height of 1.5 to 4.5 km above sea level were recorded, 293 of which were up to 3 km above sea level and higher. As in the previous years, the maximum activity (in terms of the number and height of emissions) was observed in the period from June to August (244 ash emissions, 94 of which were up to 3 km above sea level or higher). The explosions were more frequent from January to April (59 emissions in January and 64 emissions in March) and in December (56 emissions). Another explosive eruption of Chikurachki volcano occurred from 28.01.23 to 8.02.2023. The eruptive events were characterized by moderate volcanic activity: both occasional explosions and phases of relatively quiet and prolonged emission of ash and gas mixture were observed. At least 8 emissions to a height of 2.5–4.5 km above sea level were recorded, similar in their nature to the previous 5 episodes of explosive volcanic activity that occurred throughout 2022.

Keywords: volcano, eruption, Ebeko, Chikurachki, Paramushir, the Kuril Islands, volcanic ash, satellite images

Для цитирования: Дегтерев А.В., Чибисова М.В. Вулканическая активность на Курильских островах в 2023 г. *Геосистемы переходных зон*, 2024, т. 8, № 4, с. 381–388. <https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.381-388>; <https://www.elibrary.ru/envqaf>

For citation: Degterev A.V., Chibisova M.V. Volcanic activity on the Kuril Islands in 2023. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2024, vol. 8, No. 4, pp. 381–388. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.381-388>; <https://www.elibrary.ru/envqaf>

Материалы

На Курильских островах, являющихся зоной проявления современного островодужного вулканизма, выделяется не менее 36 действующих вулканов, большинство из которых проявляли активность в историческое время. С XVIII в. известно более 150 различных по типу и силе извержений, зафиксированных в исторических хрониках и литературных источниках.

В 2023 г. на Курильских островах в состоянии извержения находились вулканы Эбеко и Чикурачки (о. Парамушир, Северные Курилы) (рис. 1). Мониторинг их активности, как и в предыдущие годы, осуществлялся по данным дистанционного зондирования и визуальных наземных наблюдений.

Для отслеживания проявлений активности на влк. Эбеко анализировались изображения (фотоснимки), поступающие с IP-камеры AXIS (0526-001), установленной в г. Северо-Курильск Камчатским филиалом ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» совместно с ИМГиГ ДВО РАН; на влк. Чикурачки – спутниковые снимки NOAA-18/19 (AVHRR/POES), Terra/Aqua (MODIS), SuomiNPP/JPSS-1 (VIIRS), Sentinel-2 и Himawari-8/9 по разности инфракрасных каналов 10–12 мкм (4–5 каналы AVHRR, 31–32 каналы MODIS, 14–15 каналы Himawari-8/9, VIIRS), агрегируемые и обрабатываемые информационными системами «ВЕГА-Science» и «Дистанционный мониторинг вулканов Камчатки и Курил» VolSat-View (с 2019 г. VolSatView используется только для ретроспективного анализа эруптивных событий, так как отсутствует возможность оперативного доступа к сервису).

При рассмотрении активности вулканов Эбеко и Чикурачки использованы авторские материалы SVERT (Сахалинской группы реагирования на вулканические извержения), полученные на основе анализа данных дистанционного зондирования, а также информация VACC (Volcanic Ash Advisory Center) Токио и KVERT

(Камчатской группы реагирования на вулканические извержения), с соответствующими ссылками.

Данное сообщение продолжает серию сводок по вулканической активности, регулярно публикуемых Сахалинской группой SVERT в журнале «Геосистемы переходных зон».

Вулканическая активность вулканов Эбеко и Чикурачки в 2023 г.

Вулкан Эбеко

Вулкан Эбеко (абс. выс. 1156 м) расположен в северной части хр. Вернадского, трассирующего северную половину о. Парамушир (рис. 1). В ~7 км к восток-юго-востоку от вулкана находится г. Северо-Курильск – административный центр и единственный населенный пункт МО «Северо-Курильский городской округ» Сахалинской области (рис. 1).

Постройка влк. Эбеко не образует типичного стратовулканического конуса, как боль-

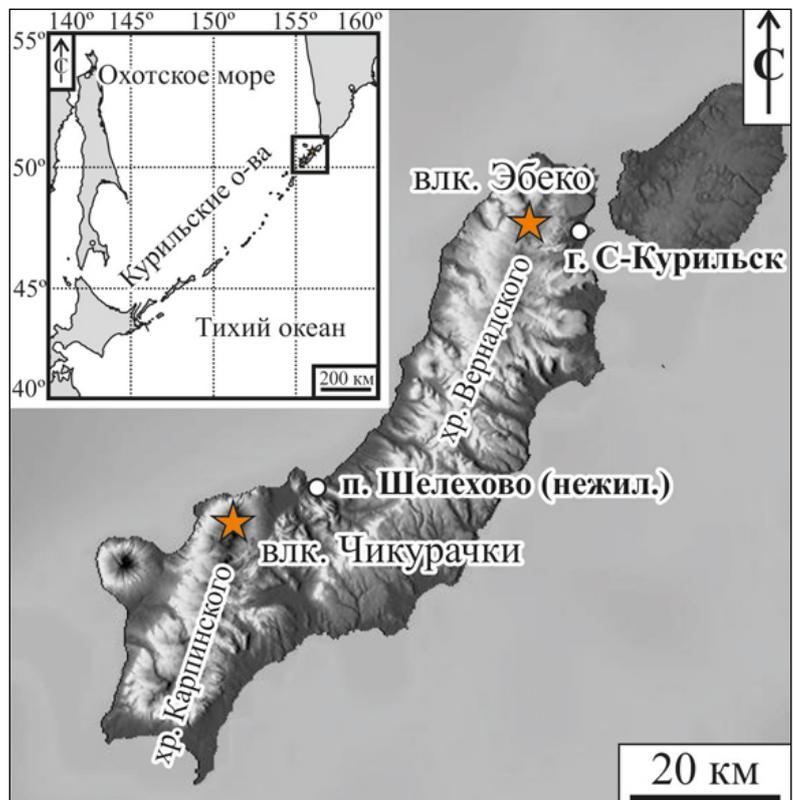


Рис. 1. Географическое положение вулканов Эбеко и Чикурачки на о. Парамушир.

Fig. 1. Geographical location of Ebeko and Chikurachki volcanoes on Paramushir Island.

шинство современных активных вулканов Курильской островной дуги, а представляет собой сложное вулканическое сооружение «кустового» типа, образованное несколькими слившимися между собой разновозрастными вулканическими аппаратами, насаженное на миоценовые и миоцен-плиоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы хр. Вернадского [1–3]. Формирование вулкана, по данным [2, 4], происходило приблизительно 2000–3000 лет назад. В это же время действовали конусы Неожиданный и Незаметный, расположенные поблизости, но в настоящее время не проявляющие активности (Эбеко в настоящее время – единственный действующий вулкан хр. Вернадского).

Вершина вулкана, вытянутая в субмеридиональном направлении, осложнена тремя соприкасающимися между собой кратерами диаметром 200–300 м, названными, соответственно, Северный, Средний и Южный. Проявления эруптивной деятельности на протяжении XX–XXI вв. были приурочены к Северному и Среднему кратерам [5].

С 1989 г. наиболее активен Северный кратер [6]. В его северной половине с 2018 г. находится кратер Корбута (Новый Северный кратер), в котором локализованы современные активные жерла (до 2018 г. в северо-восточном секторе Северного кратера располагалась так называемая Активная воронка, которая впо-

следствии была разрушена и перекрыта продуктами активности кратера Корбута) [5, 6].

Эффузивные породы влк. Эбеко представлены преимущественно андезибазальтами и андезитами [5, 7], к андезитам относятся также продукты извержений 1934–1935, 2021–2022 гг. [6].

По частоте и продолжительности извержений влк. Эбеко является самым активным на Курильских островах [1, 2].

С октября 2016 по декабрь 2021 г. влк. Эбеко находился в состоянии длительного эксплозивного извержения, которое протекало в форме регулярных (десятки в месяц) фреатических и фреато-магматических взрывов. Суммарно за год группой SVERT в светлое время суток, при отсутствии облачности и тумана регистрировалось от 550 до 805 выбросов на высоту 1–3 (до 5.5) км н.у.м. В начале периода, в 2016–2017 гг., работали жерла, расположенные в Среднем кратере и в Активной воронке Северного кратера, а с 2018 г. был активен главным образом кратер Корбута. Начиная с сентября 2021 г. активность влк. Эбеко значительно снизилась, и к ноябрю извержение завершилось [8]. В декабре 2021 г. в кратере Корбута образовалось озеро [6], возникновение которого в условиях частых вулканических эксплозий было невозможно. С декабря 2021 по май 2022 г. вулкан проявлял преимущественно парогазовую эмиссию; изредка происходили слабые фреатические взрывы. Начиная с июня 2022 г. влк. Эбеко заработал в прежнем режиме: с июня по декабрь 2022 г. зафиксировано 600 пепловых выбросов (253 на высоту 3 км и более н.у.м.). Средняя частота выбросов, по результатам видеонаблюдений за 2018–2022 гг., составила 625 событий в год.

В 2023 г. вулканическая активность влк. Эбеко продолжилась: на протяжении всего года преобладали слабые и умеренные паро- и пепло-газовые выбросы. По данным видеонаблюдения суммарно зафиксировано порядка 675 пепловых выбросов на высоту от 1.5 до 4.5 км н.у.м., из них 293 – на высоту 3 км и более (рис. 2). Как и в предыдущие годы, максимум активности (по количеству и высоте выбросов) наблюдался с июня по август. За это время зафиксировано 244 эксплозии, 94 из которых на высоту 3 км и более н.у.м.

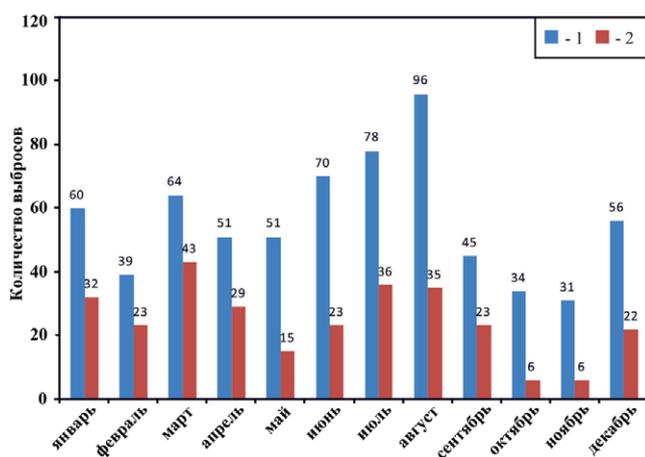


Рис. 2. Распределение общего количества эксплозий (1) и эксплозий на высоту 3 км и более н.у.м. (2) на влк. Эбеко в 2023 г. (по данным камеры видеонаблюдения).

Fig. 2. Distribution of the total number of explosions (1) and explosions up to 3 km a.s.l. (2) at Ebeko volcano in 2023 (according to video surveillance).

В сравнении с данными за прошлые годы частоту выбросов можно охарактеризовать как среднюю, однако были отмечены некоторые особенности. В частности, повышенная активность в период с января по апрель: январь и март стали рекордными за всю историю наблюдений, когда было зафиксировано 59 и 64 эксплозии соответственно. Максимальное количество выбросов было зарегистрировано также в декабре 2023 г. – 56 (в предыдущие годы в течение декабря в среднем происходило 20–30 эксплозий) (рис. 2). Кроме того, на протяжении года отмечено заметное уменьшение высоты выбросов: за весь год ни разу не зафиксированы эксплозии на высоту более 4.5 км н.у.м.

По данным сервиса MIROVA (https://www.mirovaweb.it/?action=volcanoDetails_MOD&volcano_id=290380), в 2023 г. периодически отмечались слабые термальные аномалии (рис. 4).

Пепловые шлейфы распространялись главным образом на юг, северо-восток, север, юго-восток, восток (здесь и далее используется аэронавигационное обозначение направления распространения шлейфов) (рис. 5). Максимальное удаление пеплового шлейфа отмечалось 22–23 марта, его протяженность составила 76 км (в восточном направлении) по данным KVERT (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/index?type=3>). В Северо-Курильске и его окрестностях регулярно наблюдались пеплопады: 2, 3, 17 января; 5, 8, 12, 13, 27, 26 февраля; 1, 3, 6, 21, 29 марта; 5, 6, 10, 20 апреля; 5, 25, 31 мая; 5, 6, 12 июня; 11, 12 июля; 31 августа; 11 сентября; 4, 5, 10, 24, 26, 30 октября; 5, 6, 7, 15, 17, 20, 23, 27, 28 ноября; 2, 20 декабря (по устному сообщению жителя Северо-Курильска С.П. Лакомова).

Вулкан Эбеко в настоящее время является наиболее опасным вулканом на Куриль-

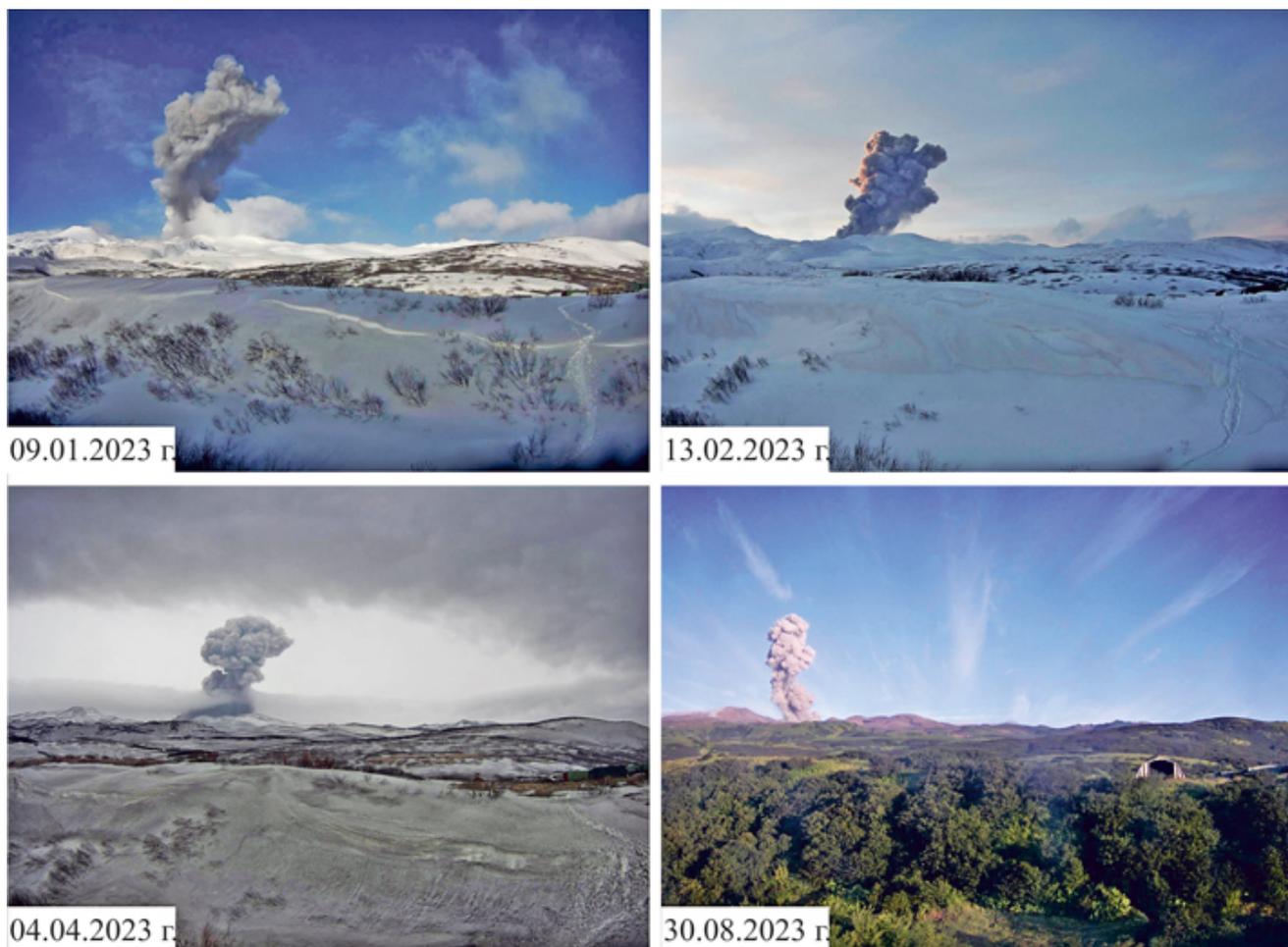


Рис. 3. Эксплозивная активность вулкана Эбеко в 2023 г. Примеры пепловых выбросов, зафиксированных камерой видеонаблюдения.
Fig. 3. Explosive activity of Ebeko volcano in 2023. Examples of volcanic explosions recorded by a video surveillance camera.

ских островах – этот активный вулкан расположен ближе всего к населенному пункту: в 7 км от регулярно извергающегося вулкана находится г. Северо-Курильск, где проживает 2378 чел. (по данным на 1.01.2024 г.) и куда регулярно приезжают сезонные работники и туристы. Проведенные на о. Парамушир в 1980–90-е гг. сотрудниками Института вулка-

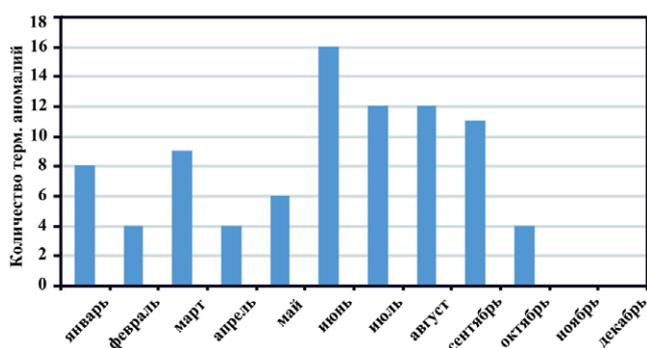


Рис. 4. Термальная активность влк. Эбеко в 2023 г. по спутниковым данным. Использованы данные сервиса MIROVA (https://www.mirovaweb.it/?action=volcanoDetails_MOD&volcano_id=290380).

Fig. 4. Thermal activity of Ebeko volcano in 2023 according to satellite data. Data are taken from the MIROVA service (https://www.mirovaweb.it/?action=volcanoDetails_MOD&volcano_id=290380).

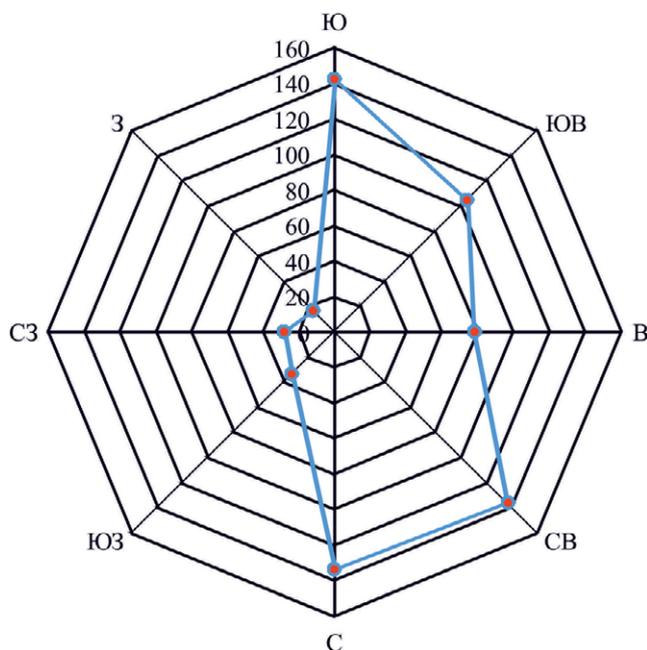


Рис. 5. Основные направления распространения пепловых облаков от влк. Эбеко в 2023 г. Значения на оси соответствуют количеству наблюдавшихся выбросов по данным камеры видеонаблюдения и визуальным.

Fig. 5. The main directions of the distribution of ash clouds from Ebeko volcano in 2023. The number of observed emissions according to visual and video surveillance data is marked on the axis.

нологии и сейсмологии ДВО РАН специальные вулканологические и геолого-геоморфологические исследования, направленные на реконструкцию эруптивной истории и оценки вулканического риска, показали, что основная опасность для Северо-Курильска от извержений влк. Эбеко связана с вулканическими селями – лахарами [2, 4, 9]. Основными каналами схода лахаров являются долины рек Кузьминка и Матросская. За последние 4.5-5 тыс. лет в пределах их конуса выноса, в западной части города, диагностированы следы 5-6 мощных грязекаменных лавин, сходявших с интервалом в несколько сотен лет. Предпосылками для возникновения лахаров на влк. Эбеко являются обилие гидротермально измененных пород, значительные запасы снега в районе вулкана и большой уклон речных долин. При этом, по оценке И.В. Мелекесцева с соавторами [9], возникший вулканический сель может достичь города или пригорода через 20–30 мин после начала сильного извержения.

Вулкан Чикурачки

Вулкан Чикурачки (абс. выс. 1816 м) насажен на северную оконечность хребта Карпинского, формирующего южную часть о. Парамушир. Его постройка состоит из древнего лавового основания, предположительно, плейстоценового возраста и молодого стратовулканического конуса (отн. выс. – 250–300 м) с вершинным кратером (диаметр ~500 м), открытым на юго-восток [1]. Чаша кратера заполнена лавой сильного извержения 1986 г., которая «прорывается» на юго-восток коротким (300–350 м) потоком, покрытым многочисленными поперечными трещинами. В западно-юго-западной части кратера расположено колодцеобразное жерло – бокка [12], являющееся центром последних извержений вулкана. Вещественный состав изверженных продуктов вулкана представлен преимущественно базальтами и андезибазальтами [1, 3, 10, 11].

Чикурачки – один из активнейших вулканов Курильских островов [1, 10]. Большинство из них – слабые и умеренные извержения вулканического типа продолжительностью от нескольких дней до нескольких недель. Дважды, в 1853 и 1986 гг., происходили мощные извержения плинианского типа [10], нетипичные для вулкана, продуцирующего магмы основного состава.

В 2022 г., после 6-летнего периода затишья, влк. Чикурачки активизировался, по спутниковым данным в течение года было зафиксировано не менее 5 эпизодов эксплозивной активности, продолжительность каждого из которых составляла от 2 до 7 дней. Пепловые шлейфы и облака распространялись преимущественно на восток, юг, юго-восток, северо-восток и юго-запад [12].

После извержения в октябре 2022 г. вулкан на протяжении 3 мес. находился в состоянии покоя, который был прерван в конце января 2023 г. Подробно активность влк. Чикурачки в январе–феврале 2023 г. рассмотрена в [13], поэтому в настоящей сводке приведем лишь краткие сведения.

По данным VACC Токио, 28 января 2023 г. в 06:00–06:10 UTC на спутниковых снимках Himawari-8/9 был зафиксирован пепловый выброс на высоту 2.5–3 км н.у.м., пепловый шлейф от которого распространялся в северо-восточном направлении.

Позже, в 18:30 и 22:50, произошло еще два взрыва, поднявших пепел на высоту 2.5–3 и 4 км соответственно (рис. 6). Связанные с ними эруптивные шлейфы продвигались на юго-восток, восток-юго-восток и восток. В последующие дни (31 января, 5–7 февраля 2023 г.), по спутниковым данным Himawari-8/9, произошло еще несколько выбросов, наблюдавшихся также местными туристами-снегоходчиками.

По сообщению очевидцев, 30 января на территории пос. Шелехово, расположенного

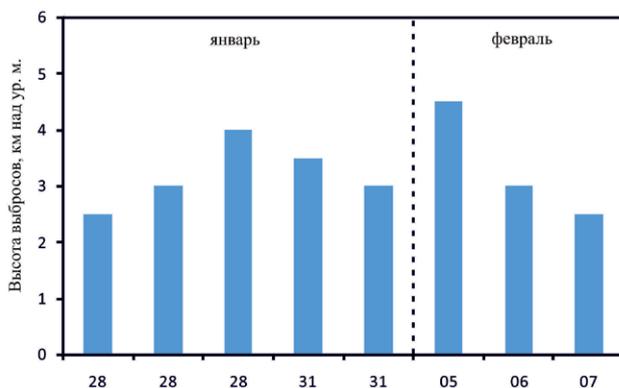


Рис. 6. Эксплозивная активность (высота пепловых выбросов) влк. Чикурачки в период с 28 января по 7 февраля 2023 г.

Fig. 6. Explosive activity (heights of the ash emissions) of Chikurachki volcano for the period from January 28 to February 7, 2023.

в 7 км к восток-северо-востоку от вулкана, наблюдался пеплопад [13]. С 90-х годов прошлого века пос. Шелехово заброшен, но в 2020 г. на его месте начали создавать туристический объект «Архипелаг Онекотан». При этом объекты будущей инфраструктуры туристического кластера планируется расположить в зоне вулканической опасности, связанной с выпадением тефры, без учета данных мониторинга современной вулканической обстановки в районе влк. Чикурачки и сведений об исторических мощных плинианских событиях, происходящих с интервалом 100–200 лет [10].

Заключение

Из 36 действующих вулканов Курильской островной дуги в 2023 г. в состоянии извержения находились вулканы Эбеко и Чикурачки, расположенные на о. Парамушир, – одни из самых активных на Курильских островах как в текущем столетии, так и на протяжении исторического времени в целом.

Влк. Эбеко в 2023 г. продолжил типичную для него вулканскую активность, характеризующуюся частыми фреатическими и фреатомагматическими пепловыми эксплозиями слабой и умеренной силы. Суммарно за год зафиксировано 675 выбросов на высоту от 1.5 до 4,5 км н.у.м., из них 293 – на высоту 3 км и более. Максимум активности (по количеству и высоте выбросов) наблюдался с июня по август: 244 пепловых выброса, из них 94 на высоту 3 км и более н.у.м. Повышенной частотой эксплозий характеризовался период с января по апрель и декабрь. В целом отмечено уменьшение количества относительно мощных выбросов по сравнению с предыдущими годами: на протяжении 2023 г. ни разу не зафиксированы эксплозии на высоту более 4.5 км н.у.м. Пепловые шлейфы были направлены преимущественно на юг, северо-восток, север, юго-восток, восток.

В связи с высокой современной активностью влк. Эбеко необходим полноценный комплексный мониторинг его деятельности, включая контроль зон очагов и транспортировки селевых отложений с помощью георадаров. Кроме того, необходима разработка и реализа-

ция мер по минимизации последствий прохождения лахаров путем создания специализированных инженерных средств защиты (дамб, плотин и др.), подробно описанных в [4, 8, 14]. Планирование городской среды и будущего строительства на территории г. Северо-Курильска следует проводить с учетом селевой опасности, не допуская разрастания города в западном направлении, в район слияния рек Матросская и Кузьминка, являющийся наиболее опасной зоной.

С 28 января по 8 февраля 2023 г. происходило очередное эксплозивное извержение влк. Чикурачки. Вулкан проявлял умеренную вулканскую активность: наблюдались как отдельные взрывы, так и фазы относительно спокойной и продолжительной (несколько часов) эмиссии пепло-газовой смеси. Суммарно зафиксировано не менее 8 выбросов на высоту 2.5–4.5 км н.у.м. Пепловые шлейфы протяженностью 100–155 км распространялись преимущественно на восток и северо-восток.

По своему характеру извержение было аналогично предыдущим 5 эпизодам эксплозивной активности вулкана, происходившим на протяжении 2022 г. Учитывая высокую частоту и эксплозивный характер извержений влк. Чикурачки, при которых формируются протяженные пепловые шлейфы, вулкан является потенциально опасным для международных и местных авиалиний. Также пеплопады его будущих извержений могут представлять опасность для наземной туристической инфраструктуры, создаваемой в районе бывшего пос. Шелехово. Поэтому при будущем строительстве в южной части о. Парамушир необходимо учитывать вулканические риски, связанные с выпадением тefры влк. Чикурачки.

Авторы признательны С.П. Лакомову (г. Северо-Курильск), осуществляющему визуальные наблюдения и сбор информации о состоянии активных вулканов Северных Курил.

Список литературы

1. Горшков Г.С. **1967.** *Вулканизм Курильской островной дуги.* М.: Наука, 287 с.
2. Лавров Н.П. **2005.** *Новейший и современный вулканизм на территории России.* М.: Наука, 604 с.

3. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. **1989.** *Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис.* М.: Наука, 239 с.
4. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю., Курбатов А.В., Несмачный И.А. **1993.** Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. I. *Вулканология и сейсмология*, 3: 69–81.
5. Belousov A., Belousova M., Auer A., et al. **2021.** Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles. *Bull. of Volcanology*, 83(4). <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>
6. Котенко Т.А., Смирнов С.З., Тимина Т.Ю. **2023.** Активность вулкана Эбеко в 2022 г.: механизм и продукты извержения. *Вулканология и сейсмология*, 4: 3–22. <https://doi.org/10.31857/s0203030623700244>; <https://elibrary.ru/WRATVN>
7. Панин Г.Л., Гора М.П., Бортникова С.П., Шевко Е.П. **2015.** Подповерхностная структура Северо-Восточного фумарольного поля вулкана Эбеко (о. Парамушир) по данным геоэлектрических и геохимических исследований. *Тихоокеанская геология*, 34(4): 67–85.
8. Дегтерев А.В., Чибисова М.В. **2022.** Активность вулканов Курильских островов в 2020–2021 гг. *Геосистемы переходных зон*, 6(3): 195–205. <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.3.195-205>
9. Мелекесцев И.В., Двигало В.Н., Кирьянов В.Ю., Курбатов А.В., Несмачный И.А. **1993.** Вулкан Эбеко (Курильские острова): история эруптивной активности и будущая вулканическая опасность. Ч. II. *Вулканология и сейсмология*, 4: 24–42.
10. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гришин С.Ю., Крестов П.В. **2003.** Исторические извержения вулкана Чикурачки (о. Парамушир, Курильские острова). *Вулканология и сейсмология*, 3: 15–34. EDN: ONTZGR
11. Hasegawa T., Nakagawa M., Yoshimoto M., Ishizuka Y., Hirose W., Seki S., Ponomareva V., Rybin A. **2011.** Tephrostratigraphy and petrological study of Chikurachki and Fuss volcanoes, western Paramushir Island, northern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activity and temporal change of magma system. *Quaternary International*, 246(1-2): 278–297. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.06.047>
12. Дегтерев А.В., Чибисова М.В. **2022.** Эксплозивная активность вулкана Чикурачки в январе–октябре 2022 г. (о. Парамушир, Северные Курильские острова). *Геосистемы переходных зон*, 6(4): 328–338. <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.4.328-338>
13. Дегтерев А.В., Чибисова М.В. **2023.** Эксплозивная активность вулкана Чикурачки в январе–феврале 2023 г. (о. Парамушир, Северные Курильские острова). *Геосистемы переходных зон*, 7(2): 212–218. <https://doi.org/10.30730/gtr.2023.7.2.212-218>

References

1. Gorshkov G.S. 1967. [*Volcanism of the Kuril island arc*]. Moscow: Nauka Publ., 287 p. (In Russ.).
2. Laverov N.P. 2005. [*Newest and modern volcanism on the territory of Russia*]. Moscow: Nauka, 604 p. (In Russ.).
3. Fedorchenko V.I., Abdurakhmanov A.I., Rodionova R.I. 1989. [*Volcanism of the Kuril island arc: geology and petrogenesis*]. Moscow: Nauka, 239 p. (In Russ.).
4. Melekestsev I.V., Dvigalo V.N., Kiryanov V.Yu., Kurbatov A.V., Nesmachny I.A. 1993. [Ebeko volcano (the Kuril Islands): History of the eruption activity and future volcanic hazard. Pt I]. *Volcanology and Seismology*, 3: 69–81. (In Russ.).
5. Belousov A., Belousova M., Auer A., et al. 2021. Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles. *Bull. of Volcanology*, 83(4). <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>
6. Kotenko T.A., Smirnov Z.3, Timina T.Y. 2023. The 2022 activity of Ebeko volcano: The mechanism and ejecta. *J. of Volcanology and Seismology*, 17: 259–277. <https://doi.org/10.1134/S0742046323700264>
7. Panin G.L., Gora M.P., Bortnikova S.P., Shevko E.P. 2015. Subsurface structure of the northeastern fumarole field of the Ebeko Volcano (Paramushir Island) according to the data of geoelectrical and geochemical studies. *Russian Journal of Pacific Geology*, 9: 301–311. <https://doi.org/10.1134/s1819714015040077>
8. Degterev A.V., Chibisova M.V. 2022. Volcanic activity of the Kuril Islands in 2020–2021. *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 6(3): 195–205. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.3.195-205>
9. Melekestsev I.V., Dvigalo V.N., Kiryanov V.Yu., Kurbatov A.V., Nesmachny I.A. 1993. [Ebeko volcano, Kuril Islands: eruptive history and potential volcanic hazards. Pt II]. *Volcanology and Seismology*, 4: 24–42. (In Russ.).
10. Belousov A.B., Belousova M.G., Grishin S.Yu., Krestov P.V. 2003. Historical eruptions of Chikurachki volcano. Paramushir I., Kuriles. *J. of Volcanology and Seismology*, 3: 15–34. (In Russ.).
11. Hasegawa T., Nakagawa M., Yoshimoto M., Ishizuka Y., Hirose W., Seki S., Ponomareva V., Rybin A. 2011. Tephrostratigraphy and petrological study of Chikurachki and Fuss volcanoes, western Paramushir Island, northern Kurile Islands: Evaluation of Holocene eruptive activity and temporal change of magma system. *Quaternary International*, 246(1-2): 278–297. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.06.047>
12. Degterev A.V., Chibisova M.V. 2022. The explosive activity of Chikurachki volcano in January–October 2022 (Paramushir Island, Northern Kuriles). *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 6(4): 328–338. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.4.328-338>
13. Degterev A.V., Chibisova M.V. 2023. Explosive activity of Chikurachki volcano in January–February of 2023 (Paramushir Island, Northern Kuril Islands). *Geosistemy perhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 7(2): 212–218. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2023.7.2.212-218>

Об авторах

Дегтерев Артем Владимирович (<https://orcid.org/0000-0001-8291-2289>), кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория вулканологии и вулканопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Чибисова Марина Владимировна (<https://orcid.org/0000-0003-0677-6945>), старший научный сотрудник, лаборатория вулканологии и вулканопасности, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

Поступила 20.11.2024

Принята к публикации 07.12.2024

About the Authors

Degterev, Artem V. (<https://orcid.org/0000-0001-8291-2289>), Cand. of Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk

Chibisova, Marina V. (<https://orcid.org/0000-0003-0677-6945>), Senior Researcher, Laboratory of volcanology and volcanic hazard, Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of the RAS, Yuzhno-Sakhalinsk

Received 20 November 2024

Accepted 7 December 2024

**Тематический указатель материалов, опубликованных в журнале
«Геосистемы переходных зон» в 2024 г. (том 8)**

Автор(ы). Название	Номер: страницы
Геофизика. Сейсмология <i>Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А.</i> Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.261-276 ; https://www.elibrary.ru/poihsb	4: 261–276
<i>Маринин А.В., Сим Л.А.</i> Тектонические напряжения юго-восточной части Горного Алтая. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.277-297 ; https://www.elibrary.ru/qiryvh	4: 277–297
<i>Кузиков С.И., Прохоров О.А.</i> Тектонические движения и деформации в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (Северный Тянь-Шань) по данным многолетних космогеодезических наблюдений. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.298-312 ; https://www.elibrary.ru/gutfzv	4: 298–312
<i>Макаров Е.О., Акбашев Р.Р., Глухов В.Е.</i> Вариации концентрации подпочвенных газов и электрического поля атмосферы перед некоторыми землетрясениями Камчатки. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.328-342 ; https://www.elibrary.ru/homkeo	4: 328–342
<i>Закутин А.С., Казаков А.И., Стовбун Н.С., Гуляков С.А., Андреева М.Ю., Жердева О.А.</i> О возможной связи между магнитными бурями и землетрясениями в определенных тектонических условиях (на примере о. Сахалин). [Электронный ресурс]. http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-3-1.pdf ; https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.161-173	3: 161–173
<i>Сычева Н.А.</i> Сейсмотектонические деформации и сброшенные напряжения землетрясений Центрального Тянь-Шаня. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.174-200 ; https://www.elibrary.ru/lmyvyk	3: 174–200
<i>Сафонов Д.А., Семенова Е.П.</i> Сейсмичность юга Дальнего Востока России в 2023 году. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.077-090 ; https://www.elibrary.ru/vlppqc	2: 77–90
<i>Закутин А.С., Стовбун Н.С., Гуляков С.А., Казаков А.И., Дудченко И.П.</i> Проявления геомагнитной активности (солнечные вспышки и магнитные бури) в изменении электротеллурических потенциалов по данным измерений на Южно-Сахалинском геофизическом полигоне. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.091-103 ; https://www.elibrary.ru/idofpc	2: 91–103
Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика. Вулканология. Петрология. Гидрогеология <i>Дегтерев А.В.</i> Полевые тейфростратиграфические работы на о. Итуруп (Южные Курильские острова) в 2024 г. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.212-218 ; https://www.elibrary.ru/uvkmyl	3: 212–218
<i>Каменев П.А., Дегтярев В.А., Жердева О.А., Костров Ю.В.</i> Кинематика разрывных нарушений Сахалина по геологическим и сейсмологическим данным. https://doi.org/10.30730/gtr.2023.8.1.037-046 ; https://www.elibrary.ru/bajsbf	1: 37–46
<i>Батанов Ф.И., Абкадыров И.Ф., Дегтерев А.В., Захаров С.М., Коханова С.П., Новиков Ю.В., Пинегина Т.К., Разжигалева Н.Г., Хомчановский А.Л., Хубаева О.Р.</i> Экспедиция «Итуруп 2022–2023»: основные направления работ и предварительные результаты. https://doi.org/10.30730/gtr.2023.8.1.047-055 ; https://www.elibrary.ru/abwmow	1: 47–55
<i>Романюк Ф.А.</i> Вулканологические и геоэкологические исследования на о. Итуруп (Курильские острова) в 2023 году. https://doi.org/10.30730/gtr.2023.8.1.056-063 ; https://www.elibrary.ru/wtvlsi	1: 56–63
<i>Верхотуров А.А.</i> Стратиграфическая привязка крупнообломочного материала из отложений Южно-Сахалинского грязевого вулкана. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.104-113 ; https://www.elibrary.ru/jjlpzq	2: 104–113
Геоморфология и палеогеография <i>Чаков В.В., Климин М.А., Купцова В.А., Захарченко Е.Н., Разжигалева Н.Г., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А.</i> Генезис и эволюция торфяных отложений на островных территориях юго-западного Приохотья в голоцене. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.013-036 ; https://www.elibrary.ru/cgjuf	1: 13–36
<i>Мухаметшина Е.О.</i> Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры горных территорий на примере полуострова Камчатка. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.127-141 ; https://www.elibrary.ru/evlhaw	2: 127–141
Океанология <i>Ковалев Д.П., Ковалев П.Д., Борисов А.С., Кириллов К.В.</i> Волны в морской акватории вблизи мыса Свободный (юго-восточная часть о. Сахалин). [Электронный ресурс]. http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-3-3.pdf ; https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.201-211	3: 201–211
<i>Мишукова Г.И.</i> Потоки метана на границе вода–атмосфера на акватории российского сектора Восточной Арктики. [Электронный ресурс]. http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-1-1.pdf ; https://doi.org/10.30730/gtr.2023.8.1.005-012	1: 5–12
<i>Шумилов И.В., Минервин И.Г., Пищальник В.М., Романюк В.А.</i> Экспериментальная модель внутрисезонного хода ледовитости Охотского моря. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.114-126 ; https://www.elibrary.ru/vjivyc	2: 114–126
Геоинформатика и картография <i>Имашев С.А.</i> Методика обнаружения аномалий в вариациях величины геомагнитного поля на основе искусственной нейронной сети. [Электронный ресурс]. http://journal.imgg.ru/web/full/f2024-4-6.pdf ; https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.343-356	4: 343–356
<i>Булгаков Р.Ф.</i> Вклад гидроизостазии в современные изменения уровня морей и вертикальные движения твердой поверхности Земли для морей Дальнего Востока. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.357-366 ; https://www.elibrary.ru/ayiipa	4: 357–366
Механика деформируемого твердого тела. Геофизика <i>Борняков С.А., Добрынина А.А., Пантелеев И.А., Саньков В.А., Салко Д.В., Встовский Г.В., Мирошниченко А.И., Шагун А.Н., Синцов А.Е., Каримова А.А.</i> Тектонофизическая модель очага тектонического землетрясения. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.313-327 ; https://www.elibrary.ru/xhqjfo	4: 313–327
Гидрогеология. Геоэкология <i>Тинь Хоа Ту, Шакиров Р.Б., Нгуен Ван Хоанг, Тран Тху Тхуи Хуонг, Нгуен Тхе Чуен, Ли Н.С., Мальцева Е.В., Венникова А.Л.</i> Оценка пополнения запасов подземных вод с использованием метода кумулятивного оттока осадков, для провинции Бак Льеу, дельта реки Меконг, Вьетнам (На англ. яз.). https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.367-380 ; https://www.elibrary.ru/qmtjyf	4: 367–380
Геоэкология. Экология. Биология <i>Ежескин А.К., Романюк Ф.А.</i> Лишайники восточного склона вулкана Берутарубе, о. Итуруп (Курильские острова, Дальний Восток России). https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.219-227 ; https://www.elibrary.ru/tziizr	3: 219–227

<i>Ежкин А.К., Каганов В.В.</i> Гербарий лишайников Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (SAK): первые результаты инвентаризации. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.228-243 ; https://www.elibrary.ru/scbng0	3: 228–243
<i>Мохова Л.М.</i> Особенности формирования субфосильных спорово-пыльцевых спектров острова Кетой (Центральные Курилы). https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.142-152 ; https://www.elibrary.ru/hbzaau	2: 142–152
Мониторинг опасных геологических процессов	
<i>Дегтерев А.В., Чибисова М.В.</i> Вулканическая активность на Курильских островах в 2023 г. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.381-388 ; https://www.elibrary.ru/envqaf	4: 381–388
Конференции, экспедиции	
V Всероссийская научная конференция с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы» (Южно-Сахалинск, 2024). <i>М.Ю. Андреева</i>	2: 153–156
Хроника научной жизни	
Комплексные вулканологические исследования на Курильских островах под руководством А.В. Рыбина. <i>А.В. Дегтерев, М.В. Чибисова.</i> https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.244-254 ; https://www.elibrary.ru/rwvwhzh	3: 244–254
Олег Васильевич Веселов [85 лет]	3: 255–256

Topical index of articles published in the journal “Geosystems of Transition Zones” in 2024 (Volum 8)

Author(s). Title	Issue: Pages
Geophysics. Seismology	
<i>Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A.</i> The stressed state of the Earth’s crust in the Altai-Sayan mountain region: reconstruction based on the modified algorithms of the cataclastic method. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.261-276 ; https://www.elibrary.ru/poihsb	4: 261–276
<i>Marinin A.V., Sim L.A.</i> Tectonic stress of the southeastern part of the Gornyy Altai. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.277-297 ; https://www.elibrary.ru/qiryvh	4: 277–297
<i>Kuzikov S.I., Prokhorov O.A.</i> Movements and deformations within the tectonic structure of the Bishkek network of long-term space geodetic observations. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.298-312 ; https://www.elibrary.ru/gutfzv	4: 298–312
<i>Makarov E.O., Akbashev R.R., Glukhov V.E.</i> Variations in the concentration of subsoil gases and the atmospheric electric field prior to some earthquakes in Kamchatka. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.328-342 ; https://www.elibrary.ru/homkeo	4: 328–342
<i>Zakupin A.S., Kazakov A.I., Stovbun N.S., Gulyakov S.A., Andreeva M.Yu., Zherdeva O.A.</i> On the possible relationship between magnetic storms and earthquakes in certain tectonic conditions (using the example of Sakhalin). https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.161-173 ; https://www.elibrary.ru/nbfges	3: 161–173
<i>Sycheva N.A.</i> Seismotectonic deformations and stress drop of earthquakes of Central Tien Shan. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.174-200 ; https://www.elibrary.ru/lmyvyk	3: 174–200
<i>Safonov D.A., Semenova E.P.</i> Seismicity of the south of the Russian Far East in 2023 https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.077-090 ; https://www.elibrary.ru/vlppqc	2: 77–90
<i>Zakupin A.S., Stovbun N.S., Gulyakov S.A., Kazakov A.I., Dudchenko I.P.</i> The manifestations of geomagnetic activity (solar flares and magnetic storms) in the change of electrotelluric potentials according to measurements at the Yuzhno-Sakhalinsk geophysical test site [Electronic resources]. http://journal.imgg.ru/web/full/f-e2024-2-2.pdf ; https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.091-103	2: 91–103
General and regional geology. Geotectonics and geodynamics. Volcanology. Petrology. Hydrogeology	
<i>Degterev A.V.</i> Tephrostratigraphic fieldwork on Iturup Island (the South Kuril Islands) in 2024. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.212-218 ; https://www.elibrary.ru/uvkmyl	3: 212–218
<i>Kamenev P.A., Degtyarev V.A., Zherdeva O.A., Kostrov Yu.V.</i> Fault kinematics of Sakhalin Island based on geological and seismological data [Electronic resources]. http://journal.imgg.ru/web/full/f-e2024-1-3.pdf ; https://doi.org/10.30730/gtr.2023.8.1.037-046	1: 37–46
<i>Batanov Ph.I., Abkadyrov I.F., Degterev A.V., Zakharov S.M., Kokhanova S.P., Novikov Yu.V., Pinegina T.K., Razjigaeva N.G., Khomchanovskiy A.L., Khubaeva O.R.</i> “Iturup 2022–2023” expedition: main directions of work and preliminary results. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.047-055 ; https://www.elibrary.ru/abwmow	1: 47–55
<i>Romanyuk F.A.</i> Volcanological and geoecological studies on Iturup Island (Kuril Islands) in 2023. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.056-063 ; https://www.elibrary.ru/wtvlsi	1: 56–63
<i>Verkhoturov A.A.</i> Stratigraphic control of large detrital rocks of the Yuzhno-Sakhalinsk Mud Volcano https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.104-113 ; https://www.elibrary.ru/jjlpzq	2: 104–113
Geomorphology and paleogeography	
<i>Chakov V.V., Klimin M.A., Kuptsova V.A., Zakharchenko E.N., Razjigaeva N.G., Mokhova L.M., Ganzey L.A., Grebennikova T.A.</i> Genesis and evolution of peat deposits on island territories of the southwestern Okhotsk Sea Region in the Holocene. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.013-036 ; https://www.elibrary.ru/cgjuj	1: 13–36
<i>Mukhametshina E.O.</i> Subfossil spore-pollen spectra of mountainous areas: the case of the Kamchatka Peninsula https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.127-141 ; https://www.elibrary.ru/evlhaw	2: 127–141
Oceanology	
<i>Kovalev D.P., Kovalev P.D., Borisov A.S., Kirillov K.V.</i> Waves in the marine area near Cape Svobodny (south-eastern part of Sakhalin Island). https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.3.201-211 ; https://www.elibrary.ru/lgdflz	3: 201–211
<i>Mishukova G.I.</i> Methane fluxes at the water–atmosphere boundary in the waters of the Russian sector of the Eastern Arctic https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.1.005-012 ; https://www.elibrary.ru/wgcapo	1: 5–12
<i>Shumilov I.V., Minervin I.G., Pishchalnik V.M., Romanyuk V.A.</i> Experimental model of intraseasonal variation of ice cover area in the Sea of Okhotsk. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.2.114-126 ; https://www.elibrary.ru/vjivyc	2: 114–126
Geoinformatics and cartography	
<i>Imashev S.A.</i> Method for detecting anomalies in geomagnetic field variations based on artificial neural network. https://doi.org/10.30730/gtr.2024.8.4.343-356 ; https://www.elibrary.ru/fhzhskv	4: 343–356

<i>Bulgakov R.F.</i> The contribution of hydroisostasy to modern changes in sea level and vertical displacements of the solid surface of the Earth in the Far Eastern seas. https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.357-366 ; https://www.elibrary.ru/ayiipa	4: 357–366
Mechanics of deformable solids. Geophysics <i>Bornyakov S.A., Dobryнина A.A., Panteleev I.A., Sankov V.A., Salko D.V., Vstovskiy G.V., Miroshnichenko A.I., Shagun A.N., Sintsov A.E., Karimova A.A.</i> Tectonophysical model of the tectonic earthquake focus. https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.313-327 ; https://www.elibrary.ru/xhqjfo	4: 313–327
Gydrogeology. Geoecology <i>Trinh Hoai Thu, Shakirov R.B., Nguyen Van Hoang, Tran Thi Thuy Huong, Nguyen The Chuyen, Lee N.S., Maltceva E.V., Venikova A.L.</i> Estimation of groundwater recharge using the cumulative rainfall departure method for Bac Lieu province, Mekong Delta, Vietnam. https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.367-380 ; https://www.elibrary.ru/qmtjyf	4: 367–380
Geoecology. Ecology. Biology <i>Ezhkin A.K., Romanyuk F.A.</i> Lichens of the eastern slope of Berutarube volcano, Iturup Island (the Kuril Islands, Far East of Russia). https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.3.219-227 ; https://www.elibrary.ru/tziazr	3: 219–227
<i>Ezhkin A.K., Kaganov V.V.</i> Lichen Herbarium of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS (SAK): preliminary results of the inventory. https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.3.228-243 ; https://www.elibrary.ru/scbno	3: 228–243
<i>Mokhova L.M.</i> Special aspects of the formation of subfossil pollen assemblages from Ketoi Island (Central Kuril Islands). https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.2.142-152 ; https://www.elibrary.ru/hbzaau	2: 142–152
Monitoring of geological hazards <i>Degterev A.V., Chibisova M.V.</i> Volcanic activity on the Kuril Islands in 2023. https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.4.381-388 ; https://www.elibrary.ru/envqaf	4: 381–388
Conference, expeditions V Russian scientific conference with foreign participants “Geodynamical Processes and Natural Hazards” (Yuzhno-Sakhalinsk, 2024). <i>M.Yu. Andreeva</i>	2: 153–156
Current scientific events Complex volcanological studies in the Kuril Islands under the leadership of Aleksander V. Rybin. <i>A.V. Degterev, M.V. Chibisova.</i> https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.3.244-254 ; https://www.elibrary.ru/rwvwhzh	3: 244–254
<i>Oleg Vasil'evich Veselov [85 yers]</i>	3: 255–256

**Авторский указатель публикаций в журнале
«Геосистемы переходных зон» в 2024 г. (том 8)**

Автор(ы). Название	Номер: страницы
Абкадыров И.Ф. см. <i>Батанов Ф.И.</i> 1: 47–55	
Акбашев Р.Р. см. <i>Макаров Е.О.</i> 4: 328–342	
<i>Андреева М.Ю.</i> V Всероссийская научная конференция с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы» (Южно-Сахалинск, 2024)	2: 153–156
<i>Андреева М.Ю.</i> см. <i>Закупин А.С.</i> 3: 161–173	
<i>Батанов Ф.И., Абкадыров И.Ф., Дегтерев А.В., Захаров С.М., Коханова С.П., Новиков Ю.В., Пинегина Т.К., Разжигайева Н.Г., Хомчановский А.Л., Хубаева О.Р.</i> Экспедиция «Итуруп 2022–2023»: основные направления работ и предварительные результаты	1: 47–55
<i>Борисов А.С.</i> см. <i>Ковалев Д.П.</i> 3: 201–211	
<i>Борняков С.А., Добрынина А.А., Пантелеев И.А., Саньков В.А., Салко Д.В., Встовский Г.В., Мирошнichenko А.И., Шагун А.Н., Синцов А.Е., Каримова А.А.</i> Тектонофизическая модель очага тектонического землетрясения	4: 313–327
<i>Булгаков Р.Ф.</i> Вклад гидроизостазии в современные изменения уровня морей и вертикальные движения твердой поверхности Земли для морей Дальнего Востока	4: 357–366
<i>Веникова А.Л.</i> см. <i>Тинь Хоа Ту</i>	
<i>Верхотуров А.А.</i> Стратиграфическая привязка крупнообломочного материала из отложений Южно-Сахалинского грязевого вулкана	2: 104–113
<i>Встовский Г.В.</i> см. <i>Борняков С.А.</i> 4: 313–327	
<i>Ганзей Л.А.</i> см. <i>Чаков В.В.</i> 1: 13–36	
<i>Глухов В.Е.</i> см. <i>Макаров Е.О.</i> 4: 328–342	
<i>Гребенникова Т.А.</i> см. <i>Чаков В.В.</i> 1: 13–36	
<i>Гуляков С.А.</i> см. <i>Закупин А.С.</i> 2: 91–103; 3: 161–173	
<i>Дегтерев А.В.</i> Полевые тefростратиграфические работы на о. Итуруп (Южные Курильские острова) в 2024 г.	3: 212–218
<i>Дегтерев А.В., Чибисова М.В.</i> Вулканическая активность на Курильских островах в 2023 г.	4: 381–388
<i>Дегтерев А.В., Чибисова М.В.</i> Комплексные вулканологические исследования на Курильских островах под руководством А.В. Рыбина	3: 244–254
<i>Дегтерев А.В.</i> см. <i>Батанов Ф.И.</i> 1: 47–55	
<i>Дегтярев В.А.</i> см. <i>Каменев П.А.</i> 1: 37–46	
<i>Добрынина А.А.</i> см. <i>Борняков С.А.</i> 4: 313–327	
<i>Дудченко И.П.</i> см. <i>Закупин А.С.</i> 2: 91–103	
<i>Ежкин А.К., Кaganov В.В.</i> Гербарий лишайников Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (SAK): первые результаты инвентаризации	3: 228–243
<i>Ежкин А.К., Романюк Ф.А.</i> Лишайники восточного склона вулкана Берутарубе, о. Итуруп (Курильские острова, Дальний Восток России)	3: 219–227
<i>Жердева О.А.</i> см. <i>Закупин А.С.</i> 3: 161–173	
<i>Жердева О.А.</i> см. <i>Каменев П.А.</i> 1: 37–46	
<i>Закупин А.С., Казаков А.И., Стоббун Н.С., Гуляков С.А., Андреева М.Ю., Жердева О.А.</i> О возможной связи между магнитными бурями и землетрясениями в определенных тектонических условиях (на примере о. Сахалин) [Электронный ресурс]. Печатная версия: <i>Zakupin A.S., Kazakov A.I., Stovbun N.S., Gulyakov S.A., Andreeva M.Yu., Zherdeva O.A.</i> On the possible relationship between magnetic storms and earthquakes in certain tectonic conditions (using the example of Sakhalin)	3: 161–173

Закупин А.С., Стовбун Н.С., Гуляков С.А., Казаков А.И., Дудченко И.П. Проявления геомагнитной активности (солнечные вспышки и магнитные бури) в изменении электротеллурических потенциалов по данным измерений на Южно-Сахалинском геофизическом полигоне	2: 91–103
Захаров С.М. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Захарченко Е.Н. см. Чаков В.В. 1: 13–36	
Имашев С.А. Методика обнаружения аномалий в вариациях величины геомагнитного поля на основе искусственной нейронной сети. [Электронный ресурс]. Печатная версия: <i>Imashev S.A. Method for detecting anomalies in geomagnetic field variations based on artificial neural network</i>	4: 343–356
Каганов В.В. см. Ежкин А.К. 3: 228–243	
Казаков А.И. см. Закупин А.С. 2: 91–103; 3: 161–173	
Каменев П.А., Дегтярев В.А., Жердева О.А., Костров Ю.В. Кинематика разрывных нарушений Сахалина по геологическим и сейсмологическим данным	1: 37–46
Каримова А.А. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Кириллов К.В. см. Ковалев Д.П. 3: 201–211	
Климин М.А. см. Чаков В.В. 1: 13–36	
Ковалев Д.П., Ковалев П.Д., Борисов А.С., Кириллов К.В. Волны в морской акватории вблизи мыса Свободный (юго-восточная часть о. Сахалин) [Электронный ресурс]. Печатная версия: <i>Kovalev D.P., Kovalev P.D., Borisov A.S., Kirillov K.V. Waves in the marine area near Cape Svobodny (south-eastern part of Sakhalin Island)</i>	3: 201–211
Ковалев П.Д. см. Ковалев Д.П. 3: 201–211	
Костров Ю.В. см. Каменев П.А. 1: 37–46	
Коханова С.П. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Кузиков С.И., Прохоров О.А. Тектонические движения и деформации в пределах Бишкекской локальной GPS-сети (Северный Тянь-Шань) по данным многолетних космогеодезических наблюдений	4: 298–312
Купцова В.А. см. Чаков В.В. 1: 13–36	
Ли Н.С. см. Тинь Хоа Ту	
Макаров Е.О., Акбашев Р.Р., Глухов В.Е. Вариации концентрации подпочвенных газов и электрического поля атмосферы перед некоторыми землетрясениями Камчатки	4: 328–342
Мальцева Е.В. см. Тинь Хоа Ту	
Маринин А.В., Сим Л.А. Тектонические напряжения юго-восточной части Горного Алтая	4: 277–297
Минервин И.Г. см. Шумилов И.В. 2: 114–126	
Мирошниченко А.И. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Мишукова Г.И. Потoki метана на границе вода–атмосфера на акватории российского сектора Восточной Арктики [Электронный ресурс]. Печатная версия: <i>Mishukova G.I. Methane fluxes at the water–atmosphere boundary in the waters of the Russian sector of the Eastern Arctic</i>	1: 5–12
Мохова Л.М. Особенности формирования субфоссильных спорово-пыльцевых спектров острова Кетой (Центральные Курилы)	2: 142–152
Мохова Л.М. см. Чаков В.В. 1: 13–36	
Мухаметшина Е.О. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры горных территорий на примере полуострова Камчатка	2: 127–141
Нгуен Ван Хоанг см. Тинь Хоа Ту	
Нгуен Тхе Чуен см. Тинь Хоа Ту	
Новиков Ю.В. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Пантелеев И.А. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Пинегина Т.К. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Пищальник В.М. см. Шумилов И.В. 2: 114–126	
Прохоров О.А. см. Кузиков С.И. 4: 298–312	
Разжигаева Н.Г. см. Чаков В.В. 1: 13–36	
Разжигаева Н.Г. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Алтае-Саянской горной области: реконструкция на основе модифицированных алгоритмов катакластического метода	4: 261–276
Романюк В.А. см. Шумилов И.В. 2: 114–126	
Романюк Ф.А. Вулканологические и геоэкологические исследования на о. Итуруп (Курильские острова) в 2023 году	1: 56–63
Романюк Ф.А. см. Ежкин А.К. 3: 219–227	
Салко Д.В. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Саньков В.А. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Сафонов Д.А., Семенова Е.П. Сейсмичность юга Дальнего Востока России в 2023 году	2: 77–90
Семенова Е.П. см. Сафонов Д.А. 2: 77–90	
Сим Л.А. см. Маринин А.В. 4: 277–297	
Синцов А.Е. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Стовбун Н.С. см. Закупин А.С. 2: 91–103; 3: 161–173	
Сычева Н.А. Сейсмотектонические деформации и сброшенные напряжения землетрясений Центрального Тянь-Шаня	3: 174–200
Сычева Н.А. см. Ребецкий Ю.Л. 4: 261–276	
Тинь Хоа Ту, Шакиров Р.Б., Нгуен Ван Хоанг, Тран Тхи Тхуи Хуонг, Нгуен Тхе Чуен, Ли Н.С., Мальцева Е.В., Веникова А.Л. Оценка пополнения запасов подземных вод, с использованием метода кумулятивного оттока осадков, для провинции Бак Льеу, дельта реки Меконг, Вьетнам (На англ. яз.)	4: 367–380
Тран Тхи Тхуи Хуонг см. Тинь Хоа Ту	
Хомчановский А.Л. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Хубаева О.Р. см. Батанов Ф.И. 1: 47–55	
Чаков В.В., Климин М.А., Купцова В.А., Захарченко Е.Н., Разжигаева Н.Г., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. Генезис и эволюция торфяных отложений на островных территориях юго-западного Приохотья в голоцене	1: 13–36
Чибисова М.В. см. Дегтярев В.А. 3: 244–254; 4:	
Шагун А.Н. см. Борняков С.А. 4: 313–327	
Шакиров Р.Б. см. Тинь Хоа Ту	
Шумилов И.В., Минервин И.Г., Пищальник В.М., Романюк В.А. Экспериментальная модель внутрисезонного хода ледовитости Охотского моря	2: 114–126