

ISSN 2541-8912

ГЕОСИСТЕМЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Том 4 № 1 2020 Январь – Март

ISSN 2541-8912

GEOSYSTEMS OF TRANSITION ZONES

Vol. 4 No 1 2020 January – March

Научный журнал

Учредитель и издатель:

ФГБУН Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской академии наук

Издается с 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 Journal mission is informing of international scientific community about results of researches in the Geosystems of Earth transition zones and related problems in Geophysics, Geology, Geodynamics, Seismology, Geoecology and other sciences.

Журнал индексируется и архивируется в:

Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)

Журнал регистрируется в системе **CrossRef**

Научным публикациям присваивается идентификатор DOI

Журнал входит в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, ученой степени доктора наук, по следующим научным специальностям и соответствующим им отраслям науки:

- 25.00.01. Общая и региональная геология
(*геолого-минералогические*)
- 25.00.03. Геотектоника и геодинамика
(*геолого-минералогические*)
- 25.00.04. Петрология, вулканология
(*геолого-минералогические*)
- 25.00.10. Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых
(*геолого-минералогические; физико-математические*)
- 25.00.25. Геоморфология и эволюционная география
(*географические*)
- 25.00.28. Океанология
(*географические; геолого-минералогические; физико-математические*)
- 25.00.35. Геоинформатика
(*геолого-минералогические; физико-математические*)
- 25.00.36. Геоэкология
(*геолого-минералогические; географические*)
- 01.02.04. Механика деформируемого твердого тела
(*физико-математические; технические*)

The journal is indexed and archived in:

Russian Index of Scientific Citations (RISC)

Journal Issues are registered in the **CrossRef** system
(each article is assigned an individual number – DOI)

The Journal is included in the List of peer reviewed scientific journals in which main research results from the dissertations of Candidates of Sciences (Ph.D) and Doctor of Sciences (Dr.Sci.) degrees should be published. Scientific specialties of dissertations and their respective branches of science are the following:

- 25.00.01. General and regional geology
(*Geology and Mineralogy*)
- 25.00.03. Geotectonics and Geodynamics
(*Geology and Mineralogy*)
- 25.00.04. Petrology and volcanology
(*Geology and Mineralogy*)
- 25.00.10. Geophysics, geophysical methods of exploration activity
(*Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
- 25.00.25. Geomorphology and evolutionary geography
(*Geography*)
- 25.00.28. Oceanology
(*Geography; Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
- 25.00.35. Geoinformatics
(*Geology and Mineralogy; Physics and Mathematics*)
- 25.00.36. Geoecology
(*Geology and Mineralogy; Geography*)
- 01.02.04. Mechanics of deformable solids
(*Physics and Mathematics; Engineering*)

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://www.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://www.journal.imgg.ru>

Главный редактор

- **Левин Борис Вульфович**, член-корреспондент РАН, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, главный научный сотрудник лаборатории цунами им. С.Л. Соловьева; Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, научный руководитель

Заместитель главного редактора

- **Богомолов Леонид Михайлович**, д-р физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, директор, руководитель Центра коллективного пользования
- **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 автоматики 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
- **Завьялов Петр Олегович**, член-корреспондент РАН, д-р геогр. наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
- **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
- **Левин Владимир Алексеевич**, академик РАН, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт автоматики 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
- **Марапулец Юрий Валентинович**, д-р физ.-мат. наук, доцент, Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Камчатский край, Паратунка
- **Обжиров Анатолий Иванович**, д-р геол.-минер. наук, профессор, Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток
- **Огородов Станислав Анатольевич**, профессор РАН, д-р геогр. наук, чл.-корр. РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва
- **Плехов Олег Анатольевич**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь
- **Прытков Александр Сергеевич**, канд. физ.-мат. наук, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск – *ответственный секретарь*
- **Ребецкий 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, Кыргызстан
- **Сасорова Елена Васильевна**, д-р физ.-мат. наук, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва
- **Троицкая Юлия Игоревна**, д-р физ.-мат. наук, профессор, Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород; Нижегородский гос. университет им Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород
- **Фирстов Павел Павлович**, д-р физ.-мат. наук, Камчатский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский
- **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
- **Ярмолюк Владимир Викторович**, академик РАН, д-р геол.-минер. наук, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Переводчик
Качесова Галина Сергеевна

Editor-in-Chief

- **Boris W. Levin**, Corresponding Member of the RAS, Doctor of Sciences in Physics and Mathematics, Professor, Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk; P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow, Russia

Deputy Editor-in-Chief

- **Leonid M. Bogomolov**, Doctor of Sciences in Physics and Mathematics, Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia
- **Vitaly V. Adushkin**, Academician of RAS, Dr. Sci. Phys. and Math., Institute of Geosphere Dynamics of the RAS; Moscow Institute of Physics and Technology
- **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
- **Peter O. Zavyalov**, Corr. Member of the RAS, Dr. Sci. Geogr., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow
- **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, Nizhniy Novgorod
- **Vladimir A. Levin**, Academician of RAS, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, The 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
- **Anatoly I. Obzhirnov**, Dr. Sci. Geol.-Miner., Professor, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Stanislav A. Ogorodov**, Prof. RAS, Dr. Sci. Geogr., Corr. Member of the RAES, Lomonosov Moscow State University, Moscow
- **Oleg A. Plekhov**, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, Institute of Continuous Media Mechanics of the Ural Branch of the RAS, Perm'
- **Alexander S. Prytkov**, Cand. Sci. Phys. and Math., Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk – *Executive Secretary*
- **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 Russian Academy of Sciences in Bishkek City, Bishkek, Kyrgyzstan
- **Elena V. Sasorova**, Dr. Sci. Phys. and Math., P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the RAS, Moscow
- **Yuliya I. Troitskaya**, Dr. Sci. Phys. and Math., Professor, Institute of Applied Physics of the RAS, Nizhniy Novgorod; Lobachevsky University, Nizhniy Novgorod
- **Pavel P. Firstov**, Dr. Sci. Phys. and Math., FRC "United Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences", Kamchatka Branch, Petropavlovsk-Kamchatsky
- **Renat B. Shakirov**, Dr. Sci. Geol.-Miner., Associate Professor, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of the FEB RAS, Vladivostok
- **Georgiy V. Shevchenko**, Dr. Sci. Phys. and Math., Sakhalin Branch of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk
- **Vladimir V. Yarmolyuk**, Academician of RAS, Dr. Sci. Geol.-Miner., Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the RAS, Moscow

Translator
Galina S. Kachesova

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENT

Океанология. Геофизика

- Р.Б. Шакиров, С. Мау, Г.И. Мишукова, А.И. Обжиров, М.В. Шакирова, О.В. Мишукова. Особенности потоков метана в западной и восточной Арктике: обзор. Часть I 4
- Ю.П. Королев, П.Ю. Королев. Волны цунами: длинные или диспергирующие? 26
- Г.В. Шевченко, В.Н. Частиков, А.Т. Цой. Вихревые образования у юго-восточного побережья о. Сахалин 35

Океанология

Геоморфология и эволюционная география

- Н.Г. Разжигаева, Т.А. Гребенникова, Л.А. Ганзей, А.О. Горбунов, В.И. Пономарев, М.А. Климин, Х.А. Арсланов, Ф.Е. Максимов, А.Ю. Петров. Реконструкция палеотайфунов и повторяемости экстремальных паводков на юге острова Сахалин в среднем–позднем голоцене 46

Геофизика

Вулканология

- П.П. Фирстов, О.Е. Попов, М.А. Лобачева, Д.И. Будилев, Р.Р. Акбашев. Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) 21–22 июня 2019 г. 71

Вулканология

- А.В. Дегтерев, М.В. Чибисова. Вулканическая активность на Курильских островах в 2019 г. 93

Геотектоника и геодинамика

- М.А. Никитина, М.В. Родкин. Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии 103
- Р.Ф. Булгаков, В.Н. Сеначин, М.В. Сеначин. Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного желоба 116

От редколлегии

- Правила оформления и публикации рукописей в журнале «Геосистемы переходных зон» 131

Geophysics. Oceanology

- R.B. Shakirov, S. Mau, G.I. Mishukova, A.I. Obzhirrov, M.V. Shakirova, O.V. Mishukova. The features of methane fluxes in the western and eastern Arctic: A review. Part I 4
- Yu.P. Korolev, P.Yu. Korolev. Are tsunamis long or dispersive waves? 26
- G.V. Shevchenko, V.N. Chastikov, A.T. Tsoy. Eddies off the southeastern coast of Sakhalin Island 35

Oceanology

Geomorphology and evolutionary geography

- N.G. Razjigaeva, T.A. Grebennikova, L.A. Ganzey, A.O. Gorbunov, V.I. Ponomarev, M.A. Klimin, Kh.A. Arslanov, F.E. Maksimov, A.Yu. Petrov. Reconstruction of paleotyphoons and recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island in Middle–Late Holocene 46

Geophysics. Volcanology

TRANSLATION

- P.P. Firstov, O.E. Popov, M.A. Lobacheva, D.I. Budilov, R.R. Akbashev. Wave perturbations in the atmosphere accompanied the eruption of the Raykoke volcano (Kuril Islands) June 21–22, 2019 82

Volcanology

- A.V. Degterev, M.V. Chibisova. The volcanic activity at the Kuril Islands in 2019 93

Geotectonics and geodynamics

- M.A. Nikitina, M.V. Rodkin. Intermediate-depth earthquakes and the connection of the seismicity with metamorphism and deep fluid regime in subduction zone for the North Island of New Zealand 103
- R.F. Bulgakov, V.N. Senachin, M.V. Senachin. Density and rheological inhomogeneities in the mantle of the active oceanic margins of western part of Pacific Ocean and the Kuril deep-sea trench area 116

Editorial Note

- The rules for the authors of the journal “Geosystems of Transition Zones” 137

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Свидетельство о регистрации ПИ № ФС 77-73243 от 13.07.2018 г.).

Редактор к.ф.н. Низзяева Галина Филипповна
Дизайн Леоненкова Александра Викторовна
Компьютерная верстка Филимонкина Анна Александровна
Корректор Качесова Галина Сергеевна

Типография: 693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б.
<http://www.imgg.ru>

Формат 60 × 84 /8. Усл. печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 15.
Тираж 150 экз. Заказ 7933. Свободная цена.
Подписано в печать 26.03.2020.

Подписной индекс в каталоге агентства «Роспечать» – 80882
По вопросам распространения обращаться также
E-mail: gtrz-journal@mail.ru

Editor Galina Ph. Nizyaeva, Cand. Sci. in Phylology
Design Alexandra V. Leonenkova
Desktop publishing Anna A. Filimonkina
Proofreader Galina S. Kachesova

Publisher: 1B, Nauki Str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022.
<http://www.imgg.ru>

Sheet size 60 × 84 /8. Conv. print. sheets 16,5.
Number of copies 150. Order no. 7933. Free price.
Date of publishing 26.03.2020.

Subscription index in catalogue of the “Rospechat” agency – 80882
The Editorial Office can also be contacted by:
E-mail: gtrz-journal@mail.ru

The features of methane fluxes in the western and eastern Arctic: A review. Part I

© 2020 Renat B. Shakirov^{*1}, Susan Mau², Galina I. Mishukova^{**1},
Anatoly I. Obzhairov¹, Maria V. Shakirova³, Olga V. Mishukova¹

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

²University of Bremen, Bremen, Germany

³Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

*E-mail: ren@poi.dvo.ru; **e-mail: gmishukova@poi.dvo.ru

Abstract. The article provides a review of the modern researches on methane content and its emissions into the atmosphere in the Arctic region. We discussed various methane sources and summarized the certain existing data of its origins as well as driving forces of the methane upward and lateral migration. The greenhouse gas flux of methane from the Arctic marginal seas plays a significant climatic, geopolitical, and social role, but remains one of the most debated topics in ocean sciences. The Arctic seas are presented today in the literature both as a threat of a global ecological catastrophe due to methane emissions, and as sources of gigantic deposits of the fossil carbon, including coal, permafrost strata, oil-gas and gas hydrates storages, rivers runoff, and as the most sensitive indicator of regular (evolutionary) processes of climate change. Large amounts of organic matter are stored in permafrost on land and under the sea that have been partly and further will be degraded to CO₂ and CH₄. Reviewed studies suggested that the Arctic is a substantial source of CH₄ to the atmosphere (between 32 and 112 Tg(CH₄) yr⁻¹), primarily because of the large area of wetlands throughout the region. A recent assessment of the Arctic region identified thousands of gigatonnes (1 Gt = 10¹⁵ g) of stored carbon, including unresearched deposits of methane, stored within permafrost and as gas hydrate. We concluded that methane sources and the pathways of its transportation in sediments and into the water column of the Arctic seas are characterized by the extreme ambiguity of existing estimates, due to the complexity of natural gas genesis and its migration mechanisms (diffusion, filtration, bubble gas fluxes). These differences illustrate that we currently cannot predict changes of the methane emissions from the Arctic, as too many unknowns and too large uncertainties persist. Although release of CH₄ to the ocean and atmosphere has become a topic of discussion, the region remains sparingly explored. Submarine permafrost is still poorly studied, mainly due to the lack of direct observations. Objective assessment of the methane distribution and dynamics of its oxidation patterns in sediments and water column in the Arctic seas requires further studies based on the integrated marine expeditions, remote sensing and onland gas monitoring stations. Authors are experienced in methane flux and resources research in Arctic region since 1976th. The study is one of the important topic for planning of future research in the Arctic region, since Russian Federation will be in charge of International Arctic Council (a high level intergovernmental forum) for 2021–2023.

Keywords: methane, climate change, gas hydrate, permafrost, microbial methane turnover, microbial methane oxidation, seismo-tectonic pathways, methane emission, Arctic seas.

For citation: Shakirov R.B., Mau S., Mishukova G.I., Obzhairov A.I., Shakirova M.V., Mishukova O.V. The features of methane fluxes in the western and eastern Arctic: A review. Part I. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1, p. 004-025. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.004-025>

Особенности потоков метана в западной и восточной Арктике: обзор. Часть I

Р. Б. Шакиров^{*1}, Сюзан Мау², Г. И. Мишукова^{**1},
А. И. Обжиров¹, М. В. Шакирова³, О. В. Мишукова¹

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

²Бременский университет, Бремен, Германия

³Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

*E-mail: ren@poi.dvo.ru; **e-mail: gmishukova@poi.dvo.ru

Реферат. В статье приведен обзор современного состояния исследований содержания метана и его выхода в атмосферу в Арктическом регионе. Представлены различные источники метана, и рассмотрены немногие существующие данные о его происхождении. Поток парникового газа метана из окраинных арктических морей играет значительную климатическую, геополитическую и социальную роль и остается одной из наиболее обсуждаемых тем в науках об океане. Арктика является наиболее чувствительным индикатором регулярных (эволюционных) процессов изменения климата. В настоящее время арктические моря представляют угрозу глобальной экологической катастрофы из-за эмиссии метана вследствие глобального потепления и таяния вечной мерзлоты. В Арктике сосредоточены огромные запасы углерода. В вечной мерзлоте на континенте и под водой содержится большое количество органического вещества, которое подвержено процессам разложения до газов CO₂ и CH₄. Существенный вклад в содержание углерода вносит речной сток. Важными источниками метана являются ископаемые углеводороды, включая уголь, нефть, газ, газогидраты, запасы которых, вероятно, огромны. Рассмотрены различные пути поступления метана в окружающую среду, механизмы вертикальной и горизонтальной миграции. По литературным данным, в Арктике возможно выделение CH₄ в атмосферу в диапазоне 32–112 Tg(CH₄) год⁻¹, преимущественно благодаря большому количеству болот в регионе. Недавняя оценка позволила выявить в Арктическом регионе тысячи гигатонн (1 Гт = 10¹⁵ г) накопленного углерода, включая неразведанные залежи метана в вечной мерзлоте и газогидратах.

Очевидно, что существующие оценки метановых источников и путей его переноса в осадках и толще вод Арктического региона характеризуются крайней неоднозначностью, обусловленной сложностью генезиса природного газа и механизмов его миграции (рассеяния, фильтрации, пузырькового переноса). Хотя выход CH₄ в океан и атмосферу является предметом обсуждений, регион мало исследован. Вечная мерзлота недостаточно изучена из-за отсутствия прямых наблюдений. Из-за недостатка данных и большого количества неопределенностей в настоящем невозможно предсказать изменения в эмиссии метана в Арктике. Объективная оценка структуры распределения и динамики окисления метана в отложениях и водной толще в арктических морях требует дальнейших исследований, основанных на изучении региона в комплексных морских экспедициях, дистанционном зондировании и организации станций газового мониторинга на суше. Авторы исследуют поток метана и ведут поиск ресурсов в Арктике с 1976 г. Представленное в статье направление является одной из важных целей для будущих исследований в Арктике в связи с грядущим председательством Российской Федерации в Международном Арктическом совете (экологический форум на высоком уровне) в 2021–2023 гг.

Ключевые слова: метан, изменения климата, газогидраты, вечная мерзлота, микробный оборот метана, сейсмотектонические зоны проницаемости, эмиссия метана, арктические моря.

Для цитирования: Шакиров Р.Б., Мау С., Мишукова Г.И., Обжиров А.И., Шакирова М.В., Мишукова О.В. Особенности потоков метана в западной и восточной Арктике: обзор. Часть I. *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 004–025. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.004-025>

Introduction

Currently, the discussion about the role of the Arctic seas in the climatic and resource aspects of the planet occupies a leading place. The greenhouse gas flux of methane from the Arctic marginal seas plays a significant climatic, geopolitical, and social role, but remains one of the most debated topics in ocean sciences. The Arctic seas are presented today in the literature both as a threat of a global ecological catastrophe due to methane emissions, and as sources of gigantic deposits of gas hydrates and as the most sensitive indicator of regular (evolutionary) processes of climate change. Different views on the scale and genesis of methane fluxes in the lithosphere–hydrosphere–atmosphere system are common: regardless of the point of view, all studies agree that there are huge, still far from an objective assessment, hydrocarbon resources in the depths of the Arctic basin. A recent assessment of the Arctic region identified thousands of gigatonnes ($1 \text{ Gt} = 10^{15} \text{ g}$) of stored carbon, locked in permafrost, oil-gas reserves, and likely in gas hydrates [Schuur et al., 2015].

However, it is certain that present day warming is amplified in the Arctic Ocean and that the Arctic contains potentially large deposits of methane stored within permafrost and as gas hydrate. There is concern that warming of overlying waters may melt these deposits, releasing CH_4 into the ocean and atmosphere systems [IPCC... , 2013; State of the Climate... , 2017, 2018].

Considering the faster increase of Arctic temperatures compared to the global average, these deposits may constitute important greenhouse gas emissions due to the climate change in the next 100 years. When thawed, these deposits can be released relatively quickly into the atmosphere as greenhouse gases CO_2 and CH_4 . The magnitude and timing of these releases have the potential to accelerate climate change beyond what we project from human activities alone [q.v. e.g. Schuur et al., 2015]. Although there are large quantities of methane stored in the Arctic, it is a current debate whether and how fast methane might be released. Using multiple climate models [Lamarque, 2008], predicted an upper estimate of the global seafloor flux of between 560 and 2140 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$

($\text{Tg} = 10^{12} \text{ g}$), mostly in the high latitudes [IPCC... , 2013; State of the Climate... , 2017, 2018; Jackson, 2000].

It was found that hydrates residing in a typical deep ocean setting (4°C and 1000 m depth) would be stable and in shallow low-latitude settings (6°C and 560 m) any seafloor CH_4 fluxes would be oxidized within the sediments. The recent discovery of active methane gas venting along the landward limit of the gas hydrate stability zone (GHSZ) on the shallow continental slope west of Svalbard suggests that this process may already have begun, but the source of the methane has not been determined. Both gradual and rapid warming is simulated, and localized gas release is observed for both cases [IPCC... , 2013; Reagan, Moridis, 2009]. Only in cold-shallow Arctic settings (0.4°C and 320 m) CH_4 fluxes would exceed rates of benthic sediment oxidation. In the longer term there are estimates that between 35 and 940 PgC could be released over several thousand years in the future following a 3°C seafloor warming. Cold water column temperatures in the high latitudes lead to buildup of hydrates in the Arctic and Antarctic at shallower depths than is possible in low latitudes. A critical bubble volume fraction threshold has been proposed as a critical threshold at which gas migrates all through the sediment column. This hydrate model, embedded into a global climate model, predicts $\approx 0.4\text{--}0.5^\circ \text{C}$ [Archer et al., 2009].

It was also found [Hunter et al., 2013] that 21st century hydrate dissociation in shallow Arctic waters was comparable in magnitude to [Bias-toch et al., 2011], although maximum CH_4 seafloor fluxes were smaller than [Lamarque, 2008], with emissions from 330 to 450 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ for RCP4.5 to RCP8.5 [IPCC... , 2013]. The stability of marine hydrates is sensitive to changes in temperature and pressure and once destabilised, hydrates release methane into sediments and ocean and potentially into the atmosphere, creating a positive feedback with climate change. The results indicate that a warming-induced reduction is dominant even when assuming rather extreme rates of sea level rise (up to 20 mm yr^{-1}) under moderate warming scenarios (RCP 4.5). Over the next century modelled hydrate dissociation is focussed in the top $\sim 100 \text{ m}$ of Arc-

tic and Subarctic sediments beneath <500 m water depth. Predicted dissociation rates are particularly sensitive to the modelled vertical hydrate distribution within sediments. Under the worst case business-as-usual scenario (RCP 8.5), upper estimates of resulting global sea-floor methane fluxes could exceed estimates of natural global fluxes by 2100 ($>30\text{--}50 \text{ Tg (CH}_4\text{) yr}^{-1}$), although subsequent oxidation in the water column could reduce peak atmospheric release rates to $0.75\text{--}1.4 \text{ Tg (CH}_4\text{) yr}^{-1}$ [Hunter et al., 2013]. Arctic bottom water temperatures and their future evolution, projected by a climate model, were analyzed. Within the next 100 years, the warming affects 25 % of shallow and mid-depth regions containing methane hydrates. Release of methane from melting hydrates in these areas could enhance ocean acidification and oxygen depletion in the water column. The impact of methane release on global warming, however, would not be significant within the considered time span [Biaostoch et al., 2011]. Simulations of heat penetration through the sediment suggest that changes in the gas hydrate stability zone will be small on century time scales, except for the high-latitude regions of shallow ocean shelves [Fyke, Weaver, 2006].

Results and discussions

1. The atmospheric CH₄ concentrations

Direct atmospheric measurements of CH₄ of sufficient spatial coverage to calculate global annual means began in 1978. Values for time series of globally averaged CH₄ mole fractions as analyzed by the WDCGG, using statistical methods, show an increasing tendency except for the early 2000s. Atmospheric methane was 1803.2 ppb (1801.2 to 1805.2) in 2011; this is 150 % greater than before 1750. Globally averaged 'pre-industrial' CH₄ in 1750 was $722 \pm 25 \text{ ppb}$ [IPCC... , 2013]. The increase in annual mean CH₄ from 2016 to 2017 was $6.9 \pm 0.9 \text{ ppb}$, comparable to the average growth rate over the past 10 years ($+7.1 \pm 2.6 \text{ ppb yr}^{-1}$; the uncertainty is the standard deviation of annual increases). Since 1750, CH₄ has increased by $\sim 1128 \text{ ppb}$ from $722 \pm 15 \text{ ppb}$ [State of the Climate... , 2017]. More recently since 2007, atmospheric CH₄ is observed to increase again. Results of measurements from

the Advanced Global Atmospheric Gases Experiment (AGAGE) and the Australian Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) networks were presented by [Rigby et al., 2008]. Values have shown an increase again since 2007, but the mechanism behind this trend is not fully understood. Measurements of atmospheric CH₄ from air samples collected weekly at 46 remote surface sites show that, after a decade of near-zero growth, globally averaged atmospheric methane increased during 2007 and 2008. During 2007, CH₄ increased by $8.3 \pm 0.6 \text{ ppb}$. CH₄ mole fractions averaged over polar northern latitudes and the Southern Hemisphere increased more than other zonally averaged regions. In 2008, globally averaged CH₄ increased by $4.4 \pm 0.6 \text{ ppb}$; the largest increase was in the tropics, while polar northern latitudes did not increase. The most likely drivers of the CH₄ anomalies observed during 2007 and 2008 are anomalously high temperatures in the Arctic and greater than average precipitation in the tropics [Dlugokencky et al., 2009].

The atmospheric CH₄ concentrations near the ocean surface measured along the two cruise tracks between Qingdao, China and Iceland during July–September 2012 were studied by [Zhang et al., 2017].

CH₄ was observed at very high latitudes, up to 87° N. The mean CH₄ concentration increased from 1849 to 1866 ppbv after the ship passed through the North Pacific Ocean to the Arctic Ocean during cruise track I. Compared with cruise track I, relatively higher CH₄ concentrations during cruise track II were observed, with the mean CH₄ concentration of 1882 ppbv for the whole cruise track. As the ship sailed over the remote water relatively far away from terrestrial and continental shelf regions, methane emissions from degradation of shelf permafrost, destabilization of marine hydrates and wetlands cannot reasonably explain this phenomenon [Zhang et al., 2017].

2. Organic matter and methane in the Arctic

Considering the Arctic Ocean, organic matter and methane from various sources contribute to its carbon content. Several studies brought attention to the storage capabilities of permafrost

[Tarnocai et al., 2009; Schuur et al., 2008; Zimov et al., 2006]. For example, 1700 billion tones of organic carbon have been estimated to be stored in terrestrial soils in the northern permafrost zone [Schuur et al., 2015].

A recent assessment of the Arctic region identified 1000–2000 gigatonnes ($Gt = 10^{15} \text{ g}$) of stored carbon, mainly locked in buried plant matter but also including methane bound in gas hydrate that is vulnerable to climate change over the next century [McGuire et al., 2009]. Old and long-term buried material consists of organic matter and pre-existing methane in terrestrial and subsea permafrost, permafrost associated and continental slope gas hydrates, and commercial relevant oil and gas reservoirs. Large amounts of organic matter are stored in permafrost on land and under the sea that have been partly and further will be degraded to CO_2 and CH_4 [Schuur et al., 2015]. Released organic matter from permafrost that degraded by methanogens under anaerobic conditions might have generated a considerable pool of methane. It is unknown how much methane from that source is still trapped within and beneath permafrost soil and sediment. Additional organic matter and methane are transported by some of the largest rivers on Earth and by groundwater discharges into the Arctic Ocean.

Finally, less ice-cover of the ocean leads to extended phytoplankton blooms generating additional organic matter and most likely methane. There are significant uncertainties associated with those stocks [McGuire et al., 2009].

Studies suggest that the Arctic is a substantial source of CH_4 to the atmosphere (between 32 and 112 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$), primarily because of the large area of wetlands throughout the region. Analyses to date indicate that the sensitivity of the carbon cycle of the Arctic during the remainder of the 21st century is highly uncertain [McGuire et al., 2009].

The Arctic now represents about 4 % of the global methane budget; 23 vs. 568 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ for 2012, according to [Saunois et al., 2016]. This budget is lower than bottom-up estimates (range 37–89 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$, according to the review by [Thornton et al., 2016]). Information on the magnitude of methane flux from the Arctic basin to the atmosphere is extremely

contradictory: models from insignificant emissions to explosive release, leading to a global catastrophe, are considered. Investigations led by [Shakhova et al., 2010] estimated the total East Siberian Arctic Shelf (ESAS) emissions from diffusion, ebullition, and storm-induced degassing at 8–17 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$. A subsequent measurement campaign led by [Thornton et al., 2016], though not made during a stormy period, failed to observe such high rates and estimated an average flux of 2.9 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ instead. Other studies supported the lower methane fluxes.

Berchet et al. [Berchet et al., 2016] also found that such high values as reported by [Shakhova et al., 2010] at the ESAS were not supported by atmospheric observations, and suggested the range of 0.0–4.5 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$ instead. A reference scenario with the ESAS emissions of 8 $\text{Tg}(\text{CH}_4) \text{ yr}^{-1}$, in the lower part of previously estimated emissions, is found to largely overestimate atmospheric observations in winter, likely related to overestimated methane leakage through sea ice [Berchet et al., 2016]. Fenwick et al. observed low sea air fluxes of methane across the western part of the Arctic Ocean. They investigated ~10,000 km transect across contrasting hydrographic environments, from the oligotrophic waters of the deep Canada Basin and Baffin Bay to the productive shelves of the Bering and Chukchi Seas [Fenwick et al., 2017]. The percent saturation relative to atmospheric equilibrium ranged from 30 to 800 % for CH_4 , with the highest concentrations occurred in the northern Chukchi Sea.

The differences between the first Arctic estimates of the ESAS and later estimates there and in other regions of the Arctic illustrate large variabilities and thus uncertainties associated with methane fluxes from the Arctic region. This difference demonstrates that we currently cannot predict changes of the methane emissions from the Arctic as too many unknowns and too large uncertainties persist. Although these various sources are generally known, the scaling of the sources appears challenging.

3. The sources of methane in the Arctic

3.1. The permafrost

Permafrost landscapes in northern high latitudes are an important, but poorly known, com-

ponent of the global carbon cycle [Kittler et al., 2017]. Permafrost is defined as soil, rock, and any other subsurface earth material that exists at or below 0 °C continuously for two or more consecutive years [Osterkamp, 2001]. Permafrost zone soils have accumulated over hundreds and thousands of years.

Subsequent inundation of this area at the Pleistocene/Holocene transition put this loess permafrost carbon under water and also started thawing the permafrost surface [Rachold et al., 2007].

Undersea permafrost carbon initially formed on land as the continental shelf was exposed by sea levels that were 120 meters lower during the last glacial period [Walter et al., 2007].

The exposed organic carbon started to decompose potentially under anaerobic conditions. This would have converted a portion of the carbon pool to CO₂ and CH₄ in the past, leaving an unknown quantity of organic carbon remaining both in the sediment and in permafrost that persists under the ocean.

To put permafrost into perspective: soils from the rest of Earth's biomes (excluding Arctic and boreal biomes) contain 2050 petagrams (Pg = 10¹⁵ g) of organic carbon in the surface's top 3 meters. Soils from the northern circumpolar permafrost region, that have been quantified, add another 50 % (1025 Pg) to the 0–3 m inventory, even though they occupy only 15 % of the total global soil area [Schuur et al., 2015].

Both terrestrial and sub-seafloor permafrost started to thaw at increasing rates during the last 30 years due to global warming releasing organic matter available for degradation. Arctic temperatures rise faster than the global average [IPCC... , 2013; Overland et al., 2014] and climate models also predict a strong high-latitude warming for the future [IPCC... , 2013]. Arctic temperature rise will affect the local carbon cycle and might liberate an unknown volume of methane via biodegradation of organic matter and dissociation of methane hydrates currently stored within and beneath permafrost as well as along the continental margin. For example, permafrost temperature has increased by +1 to +2 °C in northern Russia during the last 30 to 35 years [State of the Climate... , 2017, 2018]. In 2016, the average annual surface air temperature (SAT) over land north of 60° N

was the highest value since reliable records began in 1900. For example, in August 2016, sea surface temperatures (SSTs) were up to 5 °C higher than the 1982–2010 average in regions of the Barents and Chukchi Seas and off the east and west coasts of Greenland [State of the Climate... , 2017, 2018].

3.2. The gas hydrate

While it is clear that there are substantial stocks of carbon in the Arctic, there are significant uncertainties associated with the magnitude of organic matter stocks contained in permafrost and the storage of methane hydrates beneath both subterranean and submerged permafrost of the Arctic [McGuire et al., 2009].

In contrast to terrestrial permafrost, there are no reliable published estimates of total organic carbon inventory for the subsea permafrost pool [State of the Climate... , 2017, 2018]. Substantial quantities of methane are believed to be stored within submarine hydrate deposits at continental margins. Hydrates consist of cages of water molecules that are stabilized by mainly methane. These structures are stable under low temperature and high pressure conditions that define the gas hydrate stability zone (GHSZ). Gas hydrate concentrates CH₄ within its cage-like molecules, with 1 m³ of gas hydrate sequestering a maximum of 180 m³ of methane as measured at standard temperature and pressure (STP).

Models and geophysical data indicate that large areas of the Arctic shelves are underlain by subsea permafrost. As a result of their exposure during the last glacial maximum, the shelves are thought to be almost entirely underlain by permafrost from the coastline down to a water depth of about 100 m. Subsea permafrost is still poorly understood, mainly due to the lack of direct observations. Large volumes of methane in gas hydrate form can be stored within or below the subsea permafrost and the stability of this gas hydrate zone is sustained by the existence of permafrost. Degradation of subsea permafrost and the consequent destabilization of gas hydrates could significantly if not dramatically increase the flux of methane to the atmosphere [Rachold et al., 2007]. Ruppel and Kessler believe gas hydrate

to be widely distributed in the sediments of marine continental margins and permafrost areas, locations where ocean and atmospheric warming may perturb the hydrate stability field and lead to release of the sequestered methane into the overlying sediments and soils [Ruppel, Kessler, 2017].

Dissociation of gas hydrate deposits may likely accelerate global warming, increase ocean acidification, and exacerbates oxygen loss [Bistoch et al., 2011]. Approximately 1 % or more of global gas hydrates occurs in high northern latitude permafrost areas [Ruppel, 2015]. These permafrost associated gas hydrates (PAGH) occur both onshore beneath tundra (e.g., Russia, Canada, and the U.S.) and on continental shelves of the Arctic Ocean whose permafrost has been inundated by sea level rise since ~15 ka [q.v. e.g. Rachold et al., 2007].

Many permafrost associated gas hydrates (PAGH) formed by a process that can be described in the vernacular as “freezing in place” of gaseous CH_4 that has presumably migrated to shallower depths from underlying conventional gas reservoirs containing thermogenic gas [Ruppel, 2015]. Lacking better well distribution, it is not possible to determine the absolute seaward extent of ice-bearing permafrost, nor the distribution of permafrost beneath the present-day continental shelf at the end of the Pleistocene [Ruppel et al., 2016]. In contrast, ice-bearing subsea permafrost patches were detected during geophysical investigations offshore in the Laptev Sea [Rekant et al., 2015] and reach to 60–100 m isobath in the Canadian Beaufort Sea [Riedel et al., 2017].

Deep-water marine gas hydrates associated with a bottom-simulating reflectors (BSR) were identified in the Canadian Beaufort Sea [Riedel et al., 2017] and in the SW Barents Sea [Vadakkepuliambatta et al., 2017].

Seismic observations of BSRs revealed significant thermogenic gas input into the hydrate stability zone throughout the SW Barents Sea [Vadakkepuliambatta et al., 2017]. The Barents Sea is a major part of the Arctic where the Gulf Stream mixes with the cold Arctic waters. Late Cenozoic uplift and glacial erosion have resulted in hydrocarbon leakage from reservoirs, evolution of fluid flow systems, shal-

low gas accumulations, and hydrate formation throughout the Barents Sea [Vadakkepuliambatta et al., 2017].

Continental slopes north of the East Siberian Sea potentially hold large amounts of methane (CH_4) in sediments as gas hydrate and free gas. Gas seepage offshore Svalbard was postulated to result from gas hydrate dissociation, possibly triggered by anthropogenic ocean warming. Observations of CH_4 release along the Svalbard margin seafloor [Westbrook et al., 2009] suggest observed regional warming of 1 °C during the last 30 years is driving hydrate dissociation, an idea supported by modelling [Reagan, Moridis, 2009]. However, large-scale leakage, reported by Mau et al., is not caused by anthropogenic warming. The much broader seepage area, extending from 74° to 79° N, from 5° to 25° E, where more than a thousand of gas discharge sites were imaged as acoustic flares, occurs in water depths at and shallower than the upper edge of the gas hydrate stability zone [Mau et al., 2017].

Miller et al. [Miller et al., 2017] presented results of chemical analysis of pore water from 32 sediment cores taken during Leg 2 of the 2014 joint Swedish–Russian–US Arctic Ocean Investigation of Climate–Cryosphere–Carbon Interactions (SWERUS-C3). The cores come from depth transects across the slope and rise extending between the Mendeleev and the Lomonosov ridges, north of Wrangel Island and the New Siberian Islands, respectively. Miller et al. noted that abundant CH_4 , including gas hydrates, do not characterize the East Siberian Sea slope or rise along the investigated depth transects, except for one station on the Lomonosov Ridge [Miller et al., 2017].

To date, the northern most submarine gas hydrate are found in the upper part of the western slope of the Chukchi Plateau within the deep-water eastern margin of the East Siberian Sea [ARA07C Cruise Report..., 2017]. They were recovered at a depth of 610 meters on the 3 meters bsf in two sediment cores (station section ARA07C GC13, coordinates 75.6795° N, 169.7379° E) on local morphostructures (mounds). Such morphostructures, as a rule, are formed above gas-saturated channels (gas chimney) in the upper part of sedimentary strata

above gas-bearing or oil-and-gas bearing structures. The gas pockmarks and methane anomalies were mapped earlier in this region [Savvichev et al., 2004]. This gashydrate accumulation is, likely, related to the rift.

3.3. The coal deposits

Another hardly known source of methane are coal deposits that extend over large regions deposits. The studies of Russian scientists established the patterns of relationship between permafrost degradation in the regions of continental arctic coal deposits, including degradation caused by migration of methane from coal-bearing column (fig. 1) [Obzhirnov, 1979; Gresov et al., 2014, Gresov et al., 2017]. The six basic regularities of the distribution of natural gas and permafrost, gas cryological zonality, gas composition and gas permeability of coal formations in permafrost have been determined.

Methane content trapped in coal basins is projected up to 11 trillion tons in Russian Far East. According to e.g. [Gresov et al., 2014],

some of the coal basins continue under the sea-floor of the Eastern Arctic.

Gresov et al. established that the areas of projected gas-oil, oil and gas deposits on the shelf of the East Siberian Sea are characterized by minimal methane and hydrocarbon content of the bottom sediments (less than 0.05 and 0.001 cm³/kg, respectively) as well as great thickness of the sedimentary cover within the North Chukotka (more than 10 km), South Chukotka, and Aion Basins (more than 3 km) [Gresov et al., 2017].

They determined that abnormal gas geochemical fields are formed within rises of small thickness of the sedimentary cover and active faulting and tectonic disturbance; these fields are, by nature, regions of gas discharge.

They showed that the main geochemical markers and indicators of the oil and gas content of the East Siberian Sea shelf are the molecular mass of the hydrocarbon fractions, the carbon isotopic composition of methane in the bottom sediments, and the sedimentary cover thickness.

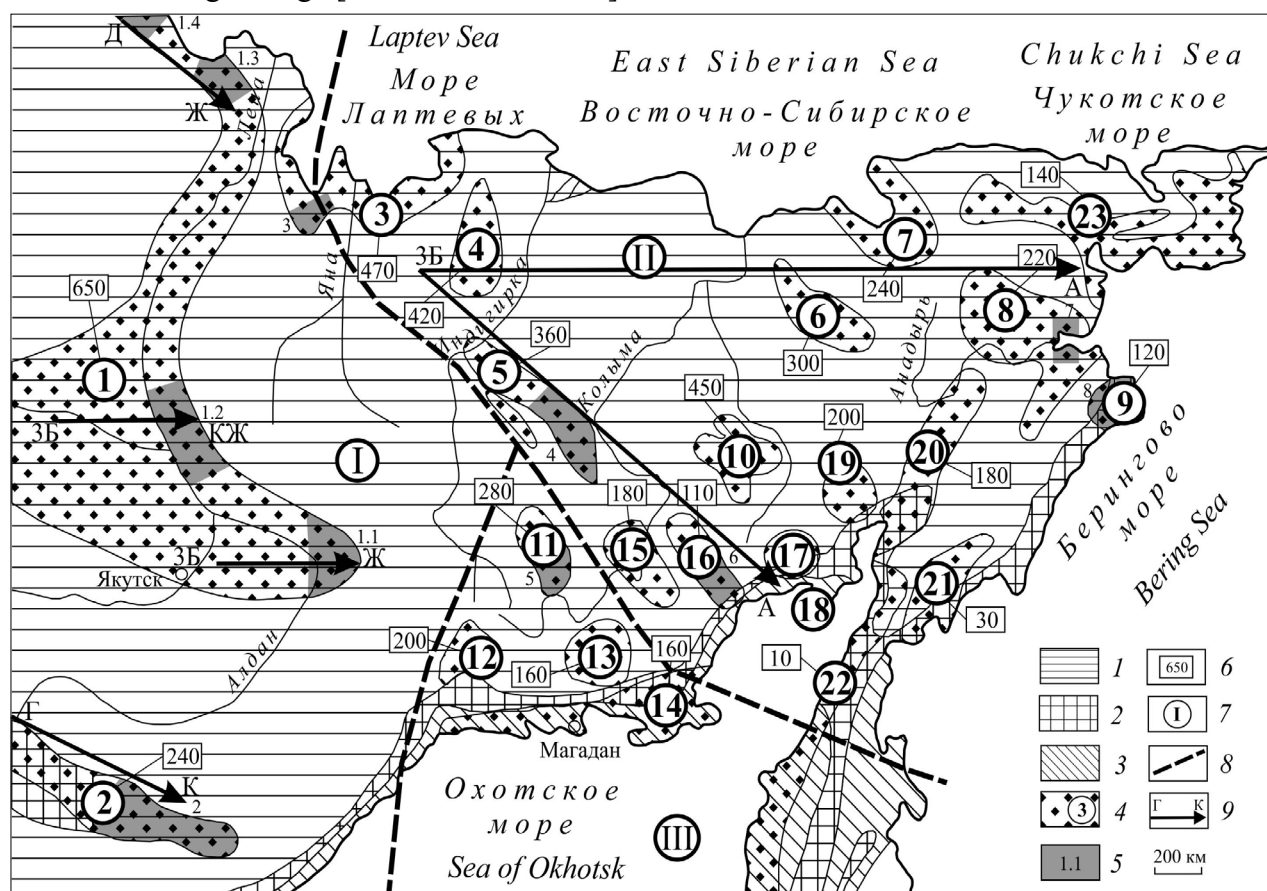


Fig. 1. Permafrost types and their distribution in the North-Eastern Russia, Arctic. 1–3 – permafrost: 1 – continuous type, 2 – faltering type, 3 – massive-island type; 4 – coal basins; 5 – coal-methane active areas; 6 – thickness of permafrost, m; 7 – lithosphere plates; 8 – lithosphere plates borders; 9 – directions of coal metamorphic changes. [Gresov et al., 2014]

More than 15 lignite and brown coal beds with thickness ranging from 7 to 10 m and methane content of 2 m³/ton were established at depths of 200–250 m in the Chaun Lowland of the Aion Basin. Here, in seven wells, ten appearances of gas were registered, related to drilling into brown coal beds and Cretaceous intrusions in the tectonic zones with methane concentrations ranging from 20.7 to 77.5 % and a gas rate up to 0.05 m³/min. Within the south part of the East Siberian Sea, the bottom sediments of the central part of the Aion Basin are characterized by gas geochemical indicators of oil- and gas content with MHC > 19 g/mol and carbon isotopic composition of methane ranging from –42.7 to –53.4 ‰ VPDB. The characteristics of the hydrocarbon gases of the bottom sediments of the Chauna Lowland are close to the characteristics of the coal-gas and magmatic formations [Gresov et al., 2017].

3.4. The oil-gas deposits

In addition to permafrost and gas hydrates, many of world's largest gas fields are north of the Arctic cycle. Oil and gas seepages were found offshore Scott Inlet in Baffin Bay [Grant et al., 1986]. Gautier et al. estimated that about 30 % of the world's undiscovered gas and 13 % of undiscovered oil may be preserved in the Arctic. Gautier et al. suggest that two-thirds of the undiscovered gas is in just four AUs: South Kara Sea (607 TCF), South Barents Basin (184 TCF), North Barents Basin (117 TCF), and the Alaska Platform (122 TCF). The South Kara Sea, the offshore part of the northern West Siberian Basin, contains almost 39 % of the undiscovered gas and is the most prospective hydrocarbon province in the Arctic. Although substantial amounts of gas may be found in Alaska, Canada, and Greenland, the undiscovered gas resource is concentrated in Russian territory [Gautier et al., 2009].

3.5. River removal of methane

3.5.1. Fresh water

Additional organic matter and methane are transported by some of the largest rivers on Earth and by groundwater discharges into the Arctic Ocean. The Arctic Ocean is the most river-influenced and landlocked of all oceans

[Charkin et al., 2017]. Huge rivers empty into the Arctic Ocean, carrying vast amounts of sediment that can be seen from space as immense swirls in the coastal region [Parmentier et al., 2017].

About 10 % of global runoff flows into the large areas of shallow Arctic shelf seas [Lammers et al., 2001].

One of the most obvious implications of the observed warming is that river run off will increase [Peterson et al., 2002]. Discharge was correlated with changes in both the North Atlantic Oscillation and global mean surface air temperature. Fresh water (FW) supply and together with organic matter from the continental land mass is of special importance to the Arctic Ocean, which contains only 1 % of global ocean water, yet it receives 11 % of global river run off [Shiklomanov et al., 2000]. During 1964–2000, the discharge to the Arctic Ocean has increased by 5.6 km³ yr^{–1}, mostly due to a large increase from the Eurasian rivers [McClelland et al., 2006]. The average annual discharge of FW from the six largest Eurasian rivers to the Arctic Ocean increased by 7 % from 1936 to 1999. The average annual rate of increase was 2.0–0.7 km³ yr^{–1}. The observed large-scale change in FW flux has potentially important implications for ocean circulation and climate [Peterson et al., 2002]. There have been observations of a 7 % increase in organic matter discharge from Eurasian rivers to the Arctic shelf over recent decades.

Although, river borne export of CH₄ via the Bykovskaya Channel, which is the main outflow of the Lena River, was not observed [Shakhova et al., 2010], creeks draining from the permafrost in the same region were found to contain 1000 times higher concentrations of methane [Bussmann, 2013] than in the open ocean (2 nM).

The HRS data also revealed abundance of the gas seeps in the study area. Most of them mark the local permeable zones within the permafrost, which are most likely former thermokarst depressions (lakes/taliks). The “fuzzy”-facies of the gas seep anomalies are concentrated along the Lena and Yana paleoriver valleys and therefore may relate to river taliks [Rekant et al., 2015].

According to these few results, rivers transport organic matter as a prerequisite for methane

production and creeks from permafrost directly add methane to the atmosphere and to the river system. How large either source is, is currently unknown.

3.5.2. The submarine groundwater discharge

Another important transport pathway of organic matter and pre-formed methane to the sea might be submarine groundwater discharge (SGD). SGD is a mixture of fresh groundwater and seawater that recirculates through the subterranean estuary as a result of tides and wave action, and then discharges to the ocean [Moore, 1999].

Active SGD was documented in the vicinity of the Lena River delta. Groundwater (GW) currently comprises almost one-quarter of Yukon River water discharged to the Bering Sea, which subsequently is transported into the Arctic Ocean via the Bering Strait [Walvoord, Striegl, 2007].

In the coastal areas of the shallow Siberian Arctic seas, where permafrost was submerged most recently, taliks (layers or columns of thawed sediments within permafrost) might form as a result of the combined effect of geothermal flux from fault zones, the warming effect of rivers and overlying seawater. These taliks could be gas-charged and connected to SGD [Shakhova et al., 2017], which could be manifested as point sources of methane to the coastal waters.

SGD discharge in the Siberian Arctic seas depends on the thermal state of the permafrost as well as on the geological and tectonic structure of the shelf. The geological prerequisites for subpermafrost GW discharge include the presence of lithological conditions (sand, gravel, cracks and fissures in rocks) and channels (taliks) between the subpermafrost GW (confined aquifer) and the marine water column. At fault crossings: (1) there is an increased crushing or jointing of rock masses, which is favorable for uprising SGD transport; and (2), the impact of geothermal heat flux is increased, which thaws the permafrost [Charkin et al., 2017].

4. The origin of methane

The origin of methane of all above sources is either biogenic or thermogenic. Methane is either generated under reduced conditions in anoxic ma-

rine sediments, predominantly through microbially mediated CO₂ reduction and disproportionation of methylated substrates [Hinrichs, Boetius, 2002] or formed by thermal breakdown of organic matter at high temperature and pressure.

Isotopic observations suggest a biogenic origin (either terrestrial or marine) of the methane in air masses originating from the ESAS during late summer, 2008 and 2009 [Berchet et al., 2016].

In the Beaufort Sea, the sources of methane available for release into the water column are primarily from microbial degradation of sedimentary organic matter and secondarily from thermogenic gas seepage [Lorenson et al., 2016].

In the offshore Prudhoe Bay and the Mackenzie River delta, microbial methane sources predominate with minor influxes from thermogenic methane and may include methane from gas hydrate [Collet, 2014].

Offshore western Svalbard, stable carbon isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}$) of methane coupled with a virtual lack of any higher hydrocarbons point to microbial generated methane in water samples from the so-called Svalbard plume, but a thermogenic origin cannot be ruled out [Mau et al., 2017].

Both, stable hydrogen and carbon isotope data revealed the predominant occurrence of biogenic methane being dissolved in pore water of partially thawed subsea permafrost of the ESAS [Sapart et al., 2017]. Sapart et al. demonstrate that at locations where a thick marine clay layer is present, this CH₄ is partially oxidized before reaching the seawater. However, at locations where ebullition was observed from the seabed, no oxidation was identified in the stable isotope surface sediment profile. In that case, and considering the very shallow water column (<10 m) in this area, this microbial gas will likely reach the atmosphere when sea ice is absent. Triple isotope dataset of CH₄ from the sediment and water of the shallow ESAS reveals the presence of CH₄ of microbial origin formed on old carbon with unexpectedly low stable carbon ($\delta^{13}\text{C}$ as low as 108 ‰) and hydrogen (D as low as 350 ‰) isotope signatures down to about 50 m under the seabed in the thawed permafrost. Sapart found high concentrations (up to 500 μM) of CH₄ in the pore water of the partially thawed subsea permafrost of this region. For all sedi-

ment cores, both hydrogen and carbon isotope data reveal the predominant occurrence of CH_4 , that is not of thermogenic origin as it has long been thought, but resultant from microbial CH_4 formation [Sapart et al., 2017].

In contrast, $\delta^{13}\text{C}$ of methane in the sediments of 45 station of the coastal ESS revealed clear presence of thermogenic methane and ethane. It appears, that biogenic methane sources are dominant in the Arctic [Shakirov, 2018].

5. Methane production and methane consumption

Physical changes such as warming surface waters, reduced permanent ice cover, and thawing of permafrost have been linked to increased net primary productivity [q.v. e.g. Arrigo, van Dijken, 2015]. These changes may increase organic matter export from the surface waters of the Arctic Ocean [Boetius et al., 2013], potentially accelerating the microbial processes that produce CH_4 under low O_2 conditions.

At the Arctic shelf, methane production was so far identified as a source contributing 20 % of methane to the Chukchi Sea methane load [Li et al., 2017].

In this region, emissions from the sediment-water interface and the in situ production of CH_4 were estimated to account for 75 % and 20 %, respectively [Li et al., 2017]. They calculated the budget of CH_4 using a mass balance model and estimated that the emissions from the sediment-water interface and the in situ production of CH_4 are the main sources of CH_4 , and that the sea-to-air flux and oxidation of CH_4 (which accounts for 52 % and 43 % of the exports of CH_4) are the major outputs. Analysis of the spatial distribution of CH_4 in the western Arctic Ocean during the summer of 2014 revealed an increasing trend northward toward the shelf break stations and a decreasing trend toward the Canada Basin stations. The surface waters at all of the stations are oversaturated with CH_4 , and the mean sea-to-air CH_4 flux in the CSS is $10.08 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$, although the CSS accounts for 0.16 % of the surface area of the world ocean, it accounts for 0.30 % of total global CH_4 emissions [Li et al., 2017].

Study results indicate that the in the South Chukchi Basin diffusive methane fluxes at

the sediment-water interface within the southern and northern sites were estimated to be $14.5 \mu\text{mol dm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ and $0.7 \text{ nmol dm}^{-2} \text{ day}^{-1}$, respectively [Matveeva et al., 2015].

Although methane production [Karl et al., 2008] in the water column is commonly a small source of the greenhouse gas, increased primary production in the Arctic seas might accelerate this source adding to the other sources. An additional, though poorly understood, source of methane is methanogenesis within the aerobic water column, which is thought to occur in sinking particles [Karl, Tilbrook, 1994], within the digestive tracts of organisms [Angelis, de, Lee, 1994], and through the metabolism of methylated substrates [Damm et al., 2010; Karl, Tilbrook, 1994].

This aerobic water column CH_4 production is often masked by biological oxidation, which acts to maintain CH_4 concentrations near atmospheric equilibrium [Hanson R., Hanson T., 1996].

5.1.1. Turnover of methane by microbial oxidation in the sediment and water column and the temperature influence on this process

It is thought that this organic material is vulnerable to biodegradation, but Arctic microorganisms are used to low temperatures and need to adapt to elevated temperature and increased organic matter from land and from the surface ocean for degradation. Due to the increased sedimentation rate, most organic matter might be buried and slowly anaerobically biodegraded. Anaerobic oxidation can account for up to 80 % of methane consumption in sediments [Reeburgh, 2007]. The global methane budget of the ocean is well balanced by anaerobic and aerobic microbial methane oxidation (at deeper sites $>100 \text{ m}$). For example, data collected off-shore Svalbard in the summer of 2015, revealed that 0.02–7.7 % of the dissolved methane was aerobically oxidized by microbes and a minor fraction (0.07 %) was transferred to the atmosphere during periods of low wind speeds [Mau et al., 2017].

Oxidation rates in the Arctic vary considerably, which is to a small extent due to ice cover. Specific oxidation rate constants for methane, found in the Beaufort Sea are comparable to estuarine and oxic/anoxic boundary layer

values. While these rates are generally higher than typical open ocean rates, water column oxidation rates would account for only 1–2 % of the methane pool available in the water column. Besides, results show that during ice covered periods methane oxidation rates are much higher than in ice-free periods when rates were undetectable. Although the restriction to oxic zones is challenged as aerobic, methane-oxidizing bacteria (MOB) were found to oxidize about 32 % of the methane in anoxic zones in lakes [Martinez-Cruz et al., 2017].

The simple model of a 10 m thick sea water surface layer, proposed by [Kitidis et al., 2010], suggests that methane oxidation accounts for ~37 % of the methane loss during ice-free conditions and up to 46 % during ice-covered periods. Oxidation of CH_4 accounts for 43 % of the exports of CH_4 in the Southern Chukchi Sea shelf [Li et al., 2017].

Depending on the origin and flow path of the water mass, a stock of methanotrophic bacteria might be already in the water and thus might easily adapt to a sudden methane increase. However, the microbial turnover depends also on temperature [Bussmann et al., 2015] and if the bacteria are psychrophiles and thus capable of growth and reproduction in cold temperatures or not.

Most of the seafloor flux of CH_4 is expected to be oxidised in the water column into dissolved CO_2 . This fraction depends on the depth of water and ocean conditions [Mau et al., 2007a]. Elliott et al. demonstrated significant impacts of such seafloor release on marine hypoxia and acidity, although atmospheric CH_4 release was small [Elliott et al., 2011].

6. Investigation of methane emission intensity depending on tectonic and seismic conditions

Tectonics and seismicity can significantly affect pathways of methane [Mau et al., 2007a, 2017]. Faults have been found to be major pathways of methane from shallow and deep reservoirs. Tectonic movements along faults are thought to close or open fluid and gas migration pathways. Therefore, correlation between tectonics (passive and active) and gas emissions could identify sensible areas where large amounts of methane can be rapidly emitted [Mau et al., 2007a, 2017].

During analyzing the relationships between the gas fluxes in the marginal seas and seismic activity, consideration must be given to earthquakes occurring not only in the transition zone “continent–ocean”, but also on the continent. Shakirov et al. showed that there is a naturally-determined “gas-geochemical response” of geodynamic and seismotectonic processes in the interaction of the lithospheric plates at great distances [Shakirov et al., 2017]. A regular “gas-geochemical response” of seismotectonic processes was revealed in the interaction of lithospheric plates at large distances, using the example of the gas outlets of the Seas of Japan and Okhotsk and Lake Baikal.

Using the example of one of the lineaments of eastern Asia, it was shown that the lineament geotectonic structures composing the regmatic net of the Earth control the formation and activity of the largest centers of methane emission; these centers are indicators of the tectonosphere activity and hydrocarbon accumulation. Changes in the activity of these centers are informative signals of seismic fluctuations. The centers of the heaviest submarine fluxes of natural gas (methane up to 99 vol %), which are removed from each other in the Far East and the Eastern Arctic seas, can be controlled by the same lineaments and by the zones of junction, where lineaments of various geodynamic nature are interlinked.

Tectonic structures evidently influence the continuous methane release from the seafloor in the Eastern Arctic and Sub-Arctic [Shakirov et al., 2017] (fig. 2). Changes in the activity of these centers are informative signals of seismic fluctuations.

In the eastern Arctic sector there are promising areas at depths from 400 m located along the foot of ridges, the sides of tectonic troughs, and the continental slope (areas modified by rift-related structures and by nodes of disjunctive intersections, etc.). In addition to the flares, which were discovered by Russian researchers in the Laptev Sea [Chernykh, 2014], methane in concentrations, sufficient to form hydrates in sediments, is revealed in the Chukchi Plateau [Matveeva et al., 2015] and the East Siberian Sea [Shakirov et al., 2013]. These structures, in terms of permeability of the lithosphere, are

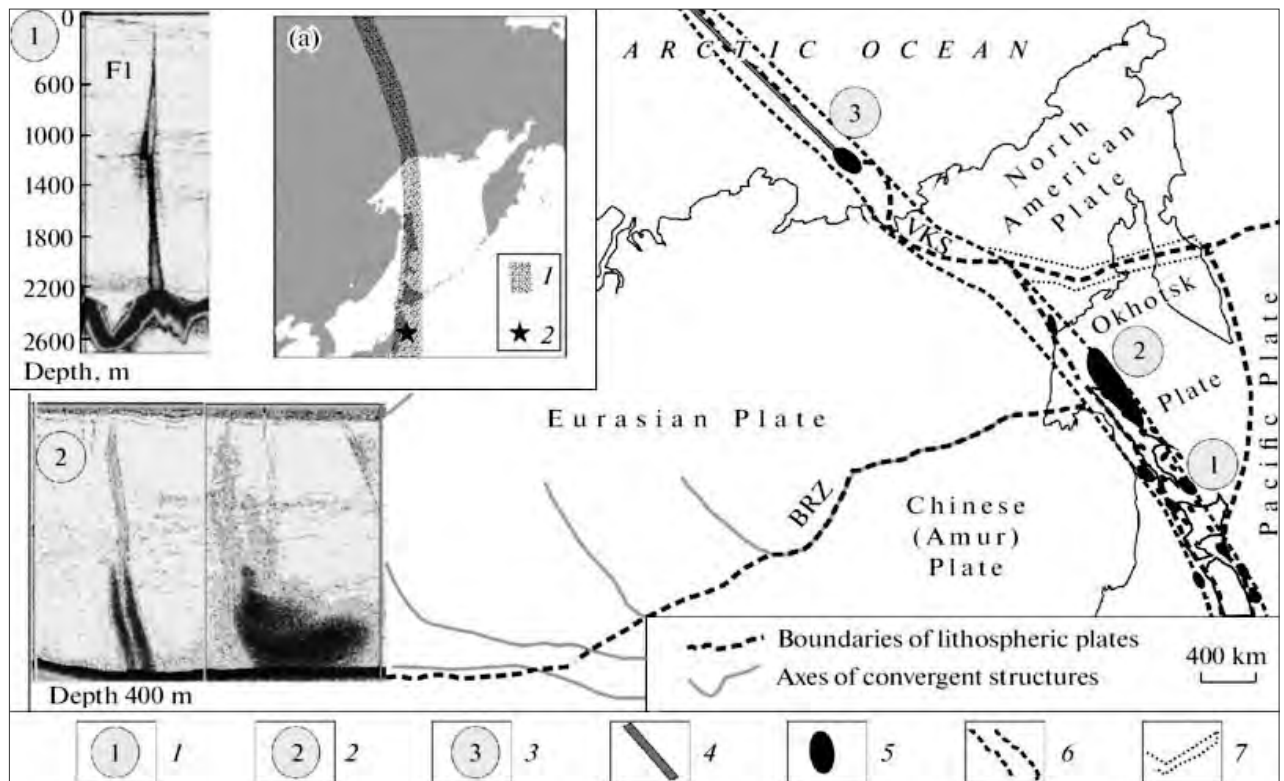


Fig. 2. The map of earthquakes and lineament control of some active centers of natural gas emission. (1) F1 gas flare in the Sea of Okhotsk, (2) “Gizella” gas flare in the Sea of Okhotsk, (3) the field of methane flares in the Laptev Sea [Chernykh, 2014], (4) the Middle Arctic Ridge, (5) the areas of the natural gas flares, (6) the zone of the Okhotsk-Japan Seas lineament and its extension into the Laptev Sea, (7) the northern boundary of the Okhotsk Plate [Ulomov, 2007]. VKS – Verkhoyansk–Kolyma System. BRZ – Baikal Rift Zone. Insert (a): position of the Tohoku Earthquake epicenter (2011) on the scheme of the lineament (1 – lineament, 2 – Tohoku event). [Shakirov et al., 2017]

favorable to form methane hydrates in sedimentary deposits under the appropriate lithological, thermobaric, and geochemical conditions, which have been studied by Russian researchers [Geology and mineral... , 2004; Shakirov et al., 2013; Matveeva et al., 2015].

The article [Shakirov et al., 2013] presented the results of integrated gas-geochemical studies of bottom sediments from comprehensive study of sediments from East-Siberian Sea along the profile from Billings Cape to the Mendellev Ridge. The revealed methane anomalies in sediments up to 2.4 % are controlled by neo-tectonic faults. Isotopic composition of $^{13}\text{C}-\text{CH}_4$ reveals influx of deep fluid. Study of sediment chemical composition allowed distinguishing zones in tectonic faults, revealed by methane anomalies in sediments, where conditions are favourable for concentration of Mn, Cu, and Ag. Figure 3 demonstrates the scheme of gas geochemical studies in the East Siberian Sea [Gresov et al., 2017].

In the south and west of the Chukchi Sea a zone of sediment accumulation was found with a high content of organic carbon, increased background content and anomalies of sulfonic metals (Mo, Zn, Hg, Ag, Au), iron group metals (V, Ni, Co) and some platinoids (Ru, Pt). This zone is confined to the neotectonically active rift system, stretching from the Bering Strait and Eastern Chukotka to the continental slope, where it borders the Cenozoic rift-bearing basin of the Charlie Canadian Basin. The geochemical features of carbon-rich sediments indicate their formation under conditions of lack of oxygen, and, in some cases, in sub-oxide and anoxide environments near water and gas endogenous sources. The high content of carbon and certain metals make it possible to consider fine-grained sediments of the rift-induced troughs of the Chukchi Sea as a possible analogue of some types of ancient high-carbon sediments attributable to black-shale sediments [Astakhov et al., 2013].

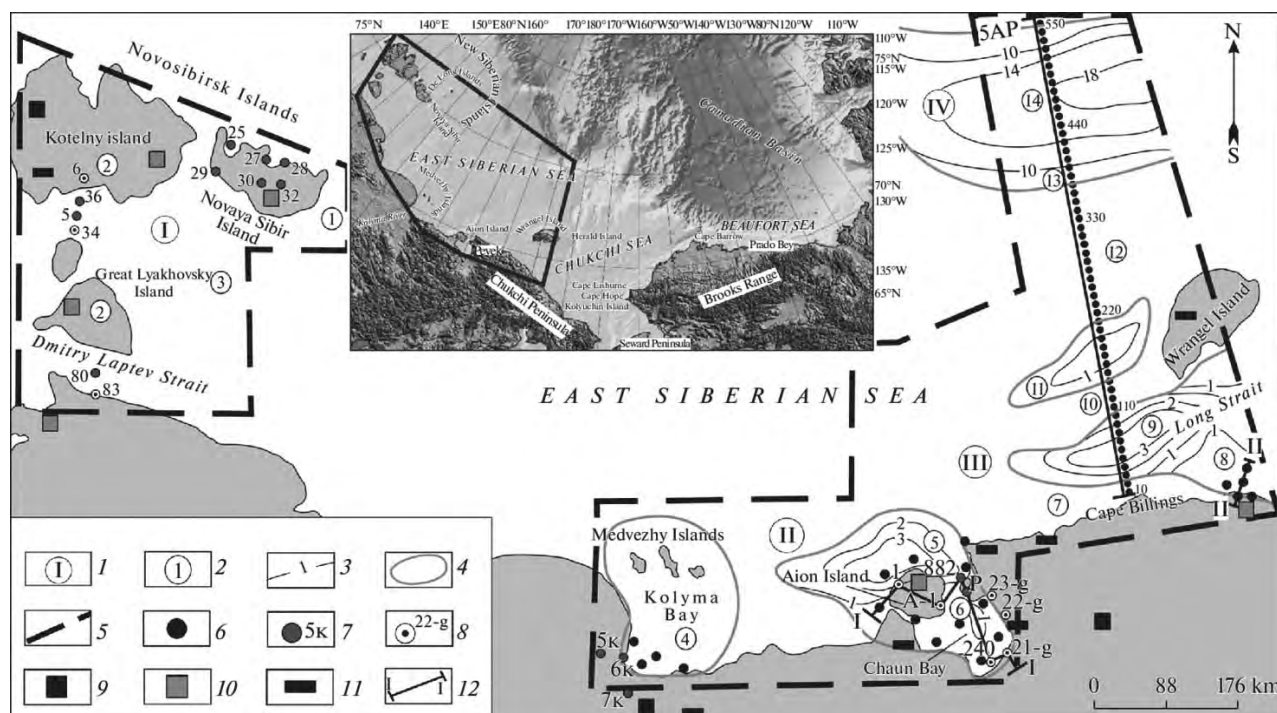


Fig. 3. Location scheme of gas geochemical studies in the East Siberian Sea. 1 – sedimentary basin: I – Novosibirsk, II – Aion, III – South Chukotka, IV – North Chukotka; 2 – geostructural elements: (1) Novosibirsk Trough, (2) Kotelnny-Svyatoi Nos Rise, (3) Blagoveshchensk structural terrace, (4) Medvezhinsk Rise, (5) Aion Lowland, (6) Chaun Lowland, (7) Kuul Anticlinorium, (8) Valkarai Lowland, (9) Long Lowland, (10) Wrangel Arch, (11) Wrangel Graben, (12) North Shelagi Rise, (13) Kolyuchin Graben-Rift, (14) North Chukotka Lowland; 3 – structural contour lines at sedimentary cover bottom, km; 4 – geostructure boundaries; 5 – boundaries of gas geochemical study areas; 6 – gas geochemical stations (2008, RV Akademik MA Lavrentyev); 7 – well and its number; 8 – gas-emitting well and its number. Coal fields and appearances: 9 – hard coal; 10 – brown coal; 11 – bitumen manifestations; 12 – gas geochemical section. [Gresov et al., 2017]

7. Traps and pathways of methane on its way from the sediment to the atmosphere

If methane is generated in abundance, then its buoyancy force drives it towards the seafloor, through the water column into the atmosphere.

Sufficient amounts of methane from pre-formed gas beneath or within permafrost, gas hydrates, and gas fields can cause oversaturation and, thus, gas emission via bubbles from sediments (ebullition) [e.g. McGinnis et al., 2006].

In general, Frederick and Buffett's modeling suggested that SGD may play a large role in submarine permafrost evolution and gas hydrate stability [Frederick, Buffett, 2015].

Most of the observed BSR occur close to the SII GHSZ indicating significant thermogenic gas input into the hydrate stability zone throughout the SW Barents Sea. The distribution of BSR is controlled primarily by fluid flow focusing features, such as gas chimneys and faults [Rekant et al., 2015].

Methane can be transferred to the atmosphere either directly via bursting gas bubbles or indirectly via wind speed dependent dissolved gas transfer. The former was predicted to be only important in seas with water depth <100 m while the latter was observed to be limited due to ocean stratification.

Vigorous bubbling events (1.5 to 5.7 bubbles per second) were observed at some sites of the ESAS [Shakhova et al., 2013]. Vigorous bubbling events as well as seepages of thermogenic CH_4 [Cramer, Franke, 2005] indicating that part of the water column supersaturation of the ESAS result from a seabed source [Sapart et al., 2017].

Geissler et al. found evidence of wide-spread methane venting also at the Northern Svalbard shelf in close vicinity to the Hinlopen/Yermak Megaslide slide scar [Geissler et al., 2016]. In the SW Barents Sea, gas flares were mapped along a segment of the Ringvassøy Loppa Fault Complex near the Snøhvit and Albatross gas

field [Chand et al., 2014]. Bubble release was also documented at the Haakon Mosby Mud Volcano, located in 1270 m water depth at the center of the Bjørnøya slide scar on the SW Barents Sea slope [Sauter et al., 2006]. Thousands of gas emission sites were discovered along the western margin of Svalbard generating a hundreds of km-long methane plume [Mau et al., 2017], and generates a dissolved methane plume that is hundreds of kilometer in length.

Ice related processes have contributed to the widespread development of indurated (low-permeability) sediments that could be particularly effective at trapping CH₄ beneath some Arctic Ocean shelves [Ruppel, Kessler, 2017]. For example, high-amplitude up-dip truncations suggest impermeability (cap) at the BGHSZ in the Canadian Beaufort Sea, preventing further migration of any free gas.

Structural geology controls numerous methane related processes: BSR distribution, ground-water discharges from thawing permafrost, and gas emissions into the water column. For example, primarily focused fluid flow features, such as gas chimneys and faults, control the distribution of BSR in the SW Barents Sea [Vadakkupuliyambatta et al., 2017].

Along the western Svalbard margin from Bjørnøya to Kongsfjorden most gas emissions detected, as acoustic flares were found in the vicinity of the Hornsund Fracture Zone [Mau et al., 2017]. The methane discharges on bathymetric highs are characterized by sonic hard grounds, whereas glaciomarine and Holocene sediments in the troughs apparently limit seepage.

Offshore northern Svalbard, an amphitheatre-shaped slide scar area with head and side-walls up to 1600 m high, indicates that at least 1250 km³ of shelf sediments were excavated, and up to 2400 km³ of sediment were finally involved in the slide. Large blocks with lateral dimensions of up to 4 km and taller than 300 m can be observed in the depositional area. The failure event was dated to 30 cal kyr B.P. The Hinlopen shelf failed coincidentally with rapidly falling sea-level during the last glaciation [Geissler et al., 2016].

To date, there has been no clear evidence for the presence of gas hydrates, free gas or degassing features, which led Winkelmann and Stein

[Winkelmann, Stein, 2007] to argue that hydrate dissociation and gas overpressure are not among the main preconditions for slope failure initiation. Instead, they favoured tectonic control, related to the development of a forebulge as the glaciation intensified.

Gas hydrate, a frozen, naturally-occurring, and highly-concentrated form of methane, sequesters significant carbon in the global system and is stable only over a range of low-temperature and moderate-pressure conditions. The gas discharge occurs in water depths at and shallower than the upper edge of the gas hydrate stability zone throughout.

A link of seismotectonics and methane seepage was also revealed to account for variable methane emissions offshore Costa Rica; apparently an earthquake in 2002 sealed pathways of methane and lowered methane discharge at seep sites situated 300 km apart [Mau et al., 2007b].

Methane rich fluids feeding the Svalbard plume appear to migrate either along faults, along stratigraphic boundaries or through a combination of these two structures. Most of the flares mapped in this study are located in the vicinity of the Hornsund Fracture Zone (HFZ); a few single flares were found in Kongsfjordrenna, near the Knølegga Fault Zone, and along the northern edge of the Kveithola Trough. Knies and Damm et al. had previously noted a relationship between high methane concentrations and the HFZ at the western Spitsbergen shelf [Knies et al., 2004; Damm et al., 2005].

In contrast, Rajan et al. suggested that, since the fluids expelled at ~250 m water depth offshore Prins Karls Forland (PKF) align with the outcrop of a glaciogenic sequence, fluid migration is likely occurring along dipping strata in the prograding sequence. Since the Barents Sea Ice Sheet extended to the slope edge from northern Norway to northern Svalbard, glaciogenic stratigraphy could provide a pathway for ascending fluids not only at the PKF, but also farther south at Hornsundbanken, Sørkappbanken, and Spitsbergenbanken. Our surveys could not identify fluid migration along stratigraphic boundaries; but our data indicate that the majority of the gas emissions follow the HFZ [Rajan et al., 2012; Ingólfsson, Landvik, 2013].

8. Methane transfer to the atmosphere

Although methane seepage has been discovered at numerous seep sites around the world, quantitative estimates of the fate of methane in the water column remain rare. For example, large discrepancies exist in the data of methane fluxes from the sea to the atmosphere. The estimates in vertical sections: Lena River Delta – continental slope (the Laptev Sea), Taimyr Peninsula – Voronin Trough, and along the Novaya Zemlya Archipelago fluxes of methane in 2015 show a small contribution ($1\text{--}400 \text{ mol km}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ($52 \text{ mol km}^{-2} \text{ day}^{-1}$ in average)) [Vetrov et al., 2018].

Methane transfer to the atmosphere is limited in the ocean water column by stratification of water masses. Offshore Svalbard, density stratification resulting from salinity changes limits vertical eddy diffusion of methane to the surface mixed layer. The methane released from gas emission sites in the lower water column remains in the ocean where most is microbially oxidized while being transported [Gentz et al., 2014].

The Arctic Ocean is markedly stratified between 0 m and 150 m. For the winter period, dissolved CH_4 concentrations beneath the sea ice were 5 to 10 times higher than in the summer at the ESAS [Shakhova et al., 2010]. Stratification results in low diffusion and heat transfer rates between water masses and is a fundamental reason why the Arctic Ocean is consistently ice covered.

Typically, a large fraction of the gas dissolves during the bubbles' transit through the water column. Its quantity depends on release depth, volume of the bubbles, and the buoyancy force of the plume [Greinert, McGinnis, 2009].

[Fenwick et al., 2017] noted that the freshwater layer at the surface often acted to dilute the concentrations of the gases within the mixed layer and limiting the associated sea-air fluxes.

However, it has been shown that, when the water depth is $<100 \text{ m}$, a significant fraction of the methane in the bubble might be directly transported to the atmosphere [e.g. Römer et al., 2017]. Because the ESAS average depth is only 45 m, the water column provides a short conduit for bottom-released CH_4 to be vented to the overlying atmosphere [Shakhova et al., 2010].

Zhang et al. [Zhang et al., 2017] observed clearly discernible peaks of atmospheric CH_4 near the surface of ocean that coincided with the location of the areas of confluence of the warm saline and cold less saline waters in the Arctic.

Therefore, methane transfer appears to be confined to a few areas where oceanographic settings do not hamper methane transfer to the atmosphere.

9. Sea-air flux of dissolved methane

However, while indurated sediments, stratification in the water column, ice cover and microbial methane oxidation in the sediment and water column limit the quantity of methane reaching the atmosphere, migration paths along faults and ebullition bypasses these obstacles. While stratification and ice cover hinder methane transfer to the atmosphere, increasing wind speed amplifies the gas transfer velocity [Mau et al., 2017].

In the works on a large amount of data and in a large area of the northwestern Pacific Ocean, the effect of pulsating emissions of methane is observed: if wind speed is low and there is a methane flux from the underlying deep waters, an increase takes place in the concentration of methane in the surface water due to its transport (fig. 4). Methane concentration dramatically drops to the equilibrium values as wind speed increases, because the methane flux from deep horizons does not have time to compensate the methane outflow from the surface [Obzhairov et al., 2016].

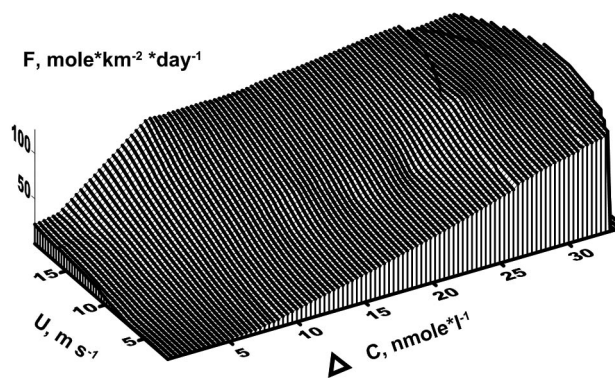


Fig. 4. Variations of the maximum methane flux F on the water–air interface depending on wind speed U and difference ΔC between the measured and equilibrium concentration of methane in the sea water [Obzhairov et al., 2016].

Conclusion

Although release of CH₄ to the ocean and atmosphere has become a topic of discussion, the subject remains sparingly explored.

The rate of methane release, additional to existing atmospheric methane burden, remains difficult to predict. Seismic reports suggest a widespread gas hydrate occurrence, however, gas hydrates, which were also suggested to occur along the western Svalbard margin and at the East Siberian Sea slope, have not been found. In contrast, gas hydrate was found in the upper part of the western slope of the Chukchi Plateau within the deep-water eastern margin of the East Siberian Sea. Potential oil-gas occurrences are based on geophysical data, but have not been approved by geochemical and other direct methods. According to few results, rivers transport organic matter as a prerequisite for methane production, and creeks from permafrost directly adds methane to the atmosphere and to the river system. How large either source is, is currently unknown.

Because the methane stable isotopic signature cannot be easily distinguished from Arctic wetland emissions, hypothesis, if gas hydrates

or wetland methane accelerated climate warming in the past of the Earth, remains debatable.

Although microbial methane oxidation is a comparably slow process in contrast to physical movements within the water (i.e., eddy diffusion and advection), the sink might be strong enough to hamper methane sea-air flux away from bubble emission sites. How these methane sinks (anaerobic and aerobic methane oxidation) change due to global warming is uncertain. And if the bacteria are psychrophils and thus capable of growth and reproduction in cold temperatures or not and how long the lag time, i.e. the time needed to adapt to the changes, will be uncertain.

Acknowledgments

The research was carried out by the Russian Foundation for Basic Research support (grant No. 20-55-12010 "Methane Sources and fate in two different Arctic marginal seas", project AAAA-A20-120011490005-3).

Благодарности

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 20-55-12010 «Источники и динамика эмиссии метана в двух разных арктических окраинных морях», проект AAAA-A20-120011490005-3).

References

1. Angelis, de M.A., Lee C. **1994**. Methane production during zooplankton grazing on marine phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 39(6): 1298–1308. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.6.1298>
2. ARA07C. **2017**. *Cruise Report 2016: Korea-Russia-Germany East-Siberian Sea Arc Project*. Korea Polar Research Inst.: 108. URL: <http://repository.kopri.re.kr/handle/201206/4995>
3. Archer D., Buffett B., Brovkin V. **2009**. Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences, U.S.A*, 106(49): 20596–20601. <https://doi.org/10.1073/pnas.0800885105>
4. Arrigo K.R., van Dijken G.L. **2015**. Continued increases in Arctic Ocean primary production. *Progress in Oceanography*, 136: 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.pcean.2015.05.002>
5. Astakhov A.S., Gusev E.A., Kolesnik A.N., Shakirov R.B. **2013**. Conditions of the accumulation of organic matter and metals in the bottom sediments of the Chukchi Sea. *Russian Geology and Geophysics*, 54(9): 1056–1070. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2013.07.019>
6. Berchet A., Bousquet P., Pison I., Locatelli R., Chevallier F., Paris J.-D., Dlugokencky E.J., Laurila T., Hatakka J., Viisanen Y., Worthy D.E.J., Nisbet E., Fisher R., France J., Lowry D., Ivakhov V., Hermansen O. **2016**. Atmospheric constraints on the methane emissions from the East Siberian Shelf. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(6): 4147–4157. <https://doi.org/10.5194/acp-16-4147-2016>
7. Biastoch A., Treude T., Rüpke L.H., Riebesell U., Roth C., Burwicz E.B., Park W., Latif M., Böning C.W., Madec G., Wallmann K. **2011**. Rising Arctic Ocean temperatures cause gas hydrate destabilization and ocean acidification. *Geophysical Research Letters*, 38(8): L08602. <https://doi.org/10.1029/2011GL047222>
8. Boetius A., Albrecht S., Bakker K., Bienhold C., Felden J., Fernández-Méndez M., Hendricks S., Katlein C., Lalande C., Krumpen T., Nicolaus M., Peeken I., Rabe B., Rogacheva A., Rybakova E., Somavilla R., Wenzhöfer F., Party R.P. et al. **2013**. Export of algal biomass from the melting Arctic Sea ice. *Science*, 339(6126): 1430–1432. <https://doi.org/10.1126/science.1231346>

9. Bussmann I. **2013**. Distribution of methane in the Lena Delta and Buor-Khaya Bay, Russia. *Biogeosciences*, 10: 4641–4652. <https://doi.org/10.5194/bg-10-4641-2013>
10. Bussmann I., Matousu A., Osudar R., Mau S. **2015**. Assessment of the radio $^3\text{H}\text{-CH}_4$ tracer technique to measure aerobic methane oxidation in the water column. *Limnology and Oceanography: Methods*, 13(6): 312–327. <https://doi.org/10.1002/lom3.10027>
11. Chand S., Knies J., Baranwal S., Jensen H., Klug M. **2014**. Structural and stratigraphic controls on subsurface fluid flow at the Veslemoy High, SW Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 57: 494–508. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.06.004>
12. Charkin A.N., Loeff, van der R.M., Shakhova N.E., Gustafsson Ö., Dudarev O.V., Cherepnev M.S., Salyuk A.N., Koshurnikov A.V., Spivak E.A., Gunar A.Y., Ruban A.S., Semiletov I.P. **2017**. Discovery and characterization of submarine groundwater discharge in the Siberian Arctic seas: A case study in the Buor-Khaya Gulf, Laptev Sea. *The Cryosphere*, 11: 2305–2327. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2305-2017>
13. Chernykh D.V. **2014**. *Razrabotka metodov i programnykh sredstv akusticheskogo zondirovaniia vodnoi tolshchi i dna okeana v zonakh razgruzki metana* [Development of methods and software for acoustic sounding of the water column and ocean floor in the zones of methane discharge]: extended abstract of cand. diss. in Engineering. Shirshov Inst. Oceanology of the RAS, Moscow. (In Russ.).
14. Collet T.S. **2014**. *International gas hydrate research*. U.S. Geological Survey. 79 p. URL: <http://energy.usgs.gov>
15. Cramer B., Franke D. **2005**. Indications for an active petroleum system in the Laptev Sea, north east Siberia. *J. of Petroleum Geology*, 28(4): 369–384. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2005.tb00088.x>
16. Damm E., Mackensen A., Budeus G., Faber E., Hanfland C. **2005**. Pathways of methane in seawater: Plume spreading in an Arctic shelf environment (SW-Spitsbergen). *Continental Shelf Research*, 25(12–13): 1453–1472. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.03.003>
17. Damm E., Helmke E., Thoms S., Schauer U., Noethig E., Bakker K., Kiene R. **2010**. Methane production in aerobic oligotrophic surface water in the central Arctic Ocean. *Biogeosciences*, 7(3): 1099–1108. <https://doi.org/10.5194/bg-7-1099-2010>
18. Dlugokencky E.J., Bruhwiler L., White J.W.C., Emmons L.K., Novelli P.C., Montzka S.A., Masarie K.A., Lang P.M., Crotwell A.M., Miller J.B., Gatti L.V. **2009**. Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH_4 burden. *Geophysical Research Letters*, 36: L18803, 5p. <https://doi.org/10.1029/2009gl039780>
19. Elliott S., Maltrud M., Reagan M., Moridis G., Cameron-Smith P. **2011**. Marine methane cycle simulations for the period of early global warming. *J. of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G1): G01010, 13 p. <https://doi.org/10.1029/2010jg001300>
20. Fenwick L., Capelle D., Damm E., Zimmermann S., Williams W.J., Vagle S., Tortell P.D. **2017**. Methane and nitrous oxide distributions across the North American Arctic Ocean during summer, 2015. *J. of Geophysical Research: Oceans*, 122: 390–412. <https://doi.org/10.1002/2016JC012493>
21. Frederick J.M., Buffett B.A. **2015**. Effects of submarine groundwater discharge on the present-day extent of relict submarine permafrost and gas hydrate stability on the Beaufort Sea continental shelf. *J. of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(3): 417–432. <https://doi.org/10.1002/2014jef003349>
22. Fyke J.G., Weaver A.J. **2006**. The effect of potential future climate change on the marine methane hydrate stability zone. *J. of Climate*, 19(22): 5903–5917. <https://doi.org/10.1175/jcli3894.1>
23. Gautier D.L., Bird K.J., Charpentier R.R., Grantz A., Houseknecht D.W., Klett T.R., Moore T.E., Pitman J.K., Schenk C.J., Schuenemeyer J.H. et al. **2009**. Assessment of undiscovered oil and gas in the Arctic. *Science*, 324(5931): 1175–1179. <https://doi.org/10.1126/science.1169467>
24. Geissler W.H., Gebhardt C.A., Gross F., Wollenburg J., Jensen L., Schmidt-Aursch M.C., Krastel S., Elger J., Osti G. **2016**. Arctic megaslide at presumed rest. *Scientific Reports*, 6. <https://doi.org/10.1038/srep38529>
25. Gentz T., Damm E., Schneider von Deimling J., Mau S., McGinnis D.F., Schlüter M. **2014**. A water column study of methane around gas flares located at the West Spitsbergen continental margin. *Continental Shelf Research*, 72: 107–118. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.013>
26. *Geology and mineral resources of Russia's Shelves: Atlas*. **2004**. Ed. by M.N. Alekseev. Moscow: Nauchn. Mir, 108 p. [In Russ] URL: <http://www.vsegei.com/ru/public/atlas/>
27. Grant A.C., Levy E.M., Lee K., Moffat J.D. **1986**. Pisces 4 research submersible finds oil on Baffin Shelf. *Geological Survey of Canada*, 86-1A: 65–69. <https://doi.org/10.4095/120351>
28. Greinert J., McGinnis D.F. **2009**. Single bubble dissolution model – The graphical user interface SiBu-GUI. *Environmental Modelling and Software*, 24: 1012–1013. doi:10.1016/j.envsoft.2008.12.011
29. Gresov A.I., Obzhairov A.I., Yatzuk A.V. **2014**. Geostructural regularities of the distributions of permafrost in gas- and coal-bearing basins in the north-east of Russia. *Kriosfera Zemli*, 18(1): 3–11. (In Russ.).

30. Gresov A.I., Obzhairov A.I., Yatsuk A.V., Mazurov A.K., Ruban A.S. **2017**. Gas content of bottom sediments and geochemical indicators of oil and gas on the shelf of the East Siberian Sea. *Russian J. of Pacific Geology*, 11(4): 308–314. <https://doi.org/10.1134/s1819714017040030>
31. Hanson R.S., Hanson T.E. **1996**. Methanotrophic bacteria. *Mikrobiology Reviews*, 60(2): 439–471.
32. Hinrichs K.U., Boetius A. **2002**. The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry. In: *Wefer G., Billett D., Hebbeln D., Jørgensen B.B., Schlüter M., van Weering T. (eds) Ocean Margin Systems*. Berlin, Heidelberg, Springer, 457–477.
33. Hunter S.J., Haywood A.M., Goldobin D.S., Ridgwell A., Rees J.G. **2013**. Sensitivity of the global submarine hydrate inventory to scenarios of future climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 367: 105–115. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.017>
34. Ingólfsson Ó., Landvik J.Y. The Svalbard-Barents Sea ice-sheet – Historical, current and future perspectives. **2013**. *Quaternary Science Reviews*, 64: 33–60. doi:10.1016/j.quascirev.2012.11.034
35. IPCC: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. **2013**. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1535 p. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
36. Jackson R.B. **2000**. Belowground processes and global change. *Ecological Applications*, 10(2): 397–398. <https://doi.org/10.2307/2641101>
37. Karl D.M., Tilbrook B.D. **1994**. Production and transport of methane in oceanic particulate organic matter. *Nature*, 368(6473): 732–734. <https://doi.org/10.1038/368732a0>
38. Karl D.M., Beversdorf L., Bjoerkman K.M., Church M.J., Martinez A., DeLong E.F. **2008**. Aerobic production of methane in the sea. *Nature Geoscience*, 1(7): 473–478. <https://doi.org/10.1038/ngeo234>
39. Kitidis V., Upstill-Goddard R.C., Anderson L.G. **2010**. Methane and nitrous oxide in surface water along the North-West Passage, Arctic Ocean. *Marine Chemistry*, 121(1–4): 80–86. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2010.03.006>
40. Kittler F., Heimann M., Kolle O., Goeckede M. **2017**. Long-term drainage reduces CO₂ uptake and CH₄ emissions in a Siberian Permafrost Ecosystem. *Global Biogeochemical Cycles*, 31: 1704–1717. doi:10.1002/2017gb005774
41. Knies J., Damm E., Gutt J., Mann U., Pinturier L. **2004**. Near-surface hydrocarbon anomalies in shelf sediments off Spitsbergen: Evidences for past seepages. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5: Q06003, 14 p. doi:10.1029/2003GC000687
42. Lamarque J.F. **2008**. Estimating the potential for methane clathrate instability in the 1%-CO₂ IPCC AR-4 simulations. *Geophysical Research Letters*, 35(19): L19806. <https://doi.org/10.1029/2008gl035291>
43. Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Vörösmarty C.J., Fekete B.M., Peterson B.J. **2001**. Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records. *J. of Geophysical Research: Atmospheres*, 106: 3321–3334. <https://doi.org/10.1029/2000jd900444>
44. Li Y., Zhan L., Zhang J., Chen L., Chen J., Zhuang Y. **2017**. A significant methane source over the Chukchi Sea shelf and its sources. *Continental Shelf Research*, 148: 150–158. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.08.019>
45. Lorenson T.D., Greinert J., Coffin R.B. **2016**. Dissolved methane in the Beaufort Sea and the Arctic Ocean, 1992–2009; sources and atmospheric flux. *Limnology and Oceanography*, 61: S300–S323. <https://doi.org/10.1002/lno.10457>
46. Martinez-Cruz K., Leewis M.-C., Herriott I.Ch. **2017**. Armando Sepulveda-Jauregui anaerobic oxidation of methane by aerobic methanotrophs in sub-Arctic lake sediments. *Science of the Total Environment*, 607–608: 23–31. doi:10.1016/j.scitotenv.06.187
47. Matveeva T., Savvichev A.S., Semanova A., Logvina E., Kolesnik A.N., Bosin A.A. **2015**. Source, origin, and spatial distribution of shallow sediment methane in the Chukchi Sea. *Oceanography*, 28(3): 202–217. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2015.66>
48. Mau S., Valentine D., Clark J., Reed J., Camilli R., Washburn L. **2007a**. Dissolved methane distributions and air-sea flux in the plume of a massive seep field, Coal Oil Point, California. *Geophysical Research Letters*, 34: L22603b.
49. Mau S., Rehder G., Arroyo I.G., Gossler J., Suess E. **2007b**. Indications of a link between seismotectonics and CH₄ release from seeps off Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8: Q04003. doi:10.1029/2006GC001326a
50. Mau S., Römer M., Torres M.E., Bussmann I., Pape T., Damm E., Geprägs P., Wintersteller P., Hsu C.-W., Lohrer M., Bohrmann G. **2017**. Widespread methane seepage along the continental margin off Svalbard – from Bjørnøya to Kongsfjorden. *Scientific Reports*, 7: 42997, 13 p. <https://doi.org/10.1038/srep42997>
51. McClelland J.W., De'ry S.J., Peterson B.J., Holmes R.M., Wood E.F. **2006**. A panarctic evaluation of changes in river discharge during the latter half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 33: L06715. doi:10.1029/2006GL025753

52. McGinnis D.F., Greinert J., Artemov Y., Beaubien S. E., Wüest A. **2006**. Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? *J. of Geophysical Research*, 111(C9): C09007. <https://doi.org/10.1029/2005jc003183>
53. McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., Dallimore S., Guo L., Hayes D.Y., Heimann M., Lorenson T.D., MacDonald R.W., Roulet N. **2009**. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. *Ecological Monographs*, 79(4): 523–555. <https://doi.org/10.1890/08-2025.1>
54. Miller C.M., Dickens G.R., Jakobsson M., Johansson C., Koshurnikov A., O'Regan M., Muschi-tiello F., Stranne C., Mörtz C.M. **2017**. Pore water geochemistry along continental slopes north of the East Siberian Sea: inference of low methane concentrations. *Biogeosciences*, 14: 2929–2953. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2929-2017>
55. Moore W.S. **1999**. The subterranean estuary: a reaction zone of ground water and sea water. *Marine Chemistry*, 65: 111–125. [https://doi.org/10.1016/s0304-4203\(99\)00014-6](https://doi.org/10.1016/s0304-4203(99)00014-6)
56. Obzhairov A.I. **1979**. Geological features of the distribution of natural gases in coal deposits of the Far East. Moscow: Nauka Publ., 71 p. (In Russ.).
57. Obzhairov A.I., Pestrikova N.L., Mishukova G.I., Mishukov V.F., Okulov A.K. **2016**. Distribution of methane content and methane fluxes in the Sea of Japan, Sea of Okhotsk, and near-Kuril Pacific. *Russian Meteorology and Hydrology*, 41(3): 205–212. <https://doi.org/10.3103/s1068373916030067>
58. Osterkamp T.E. **2001**. Sub-sea permafrost. In: *Encyclopedia of Ocean Sciences*. New York, London: Acad. Press, 5: 2902–2912. <https://doi.org/10.1006/rwos.2001.0008>
59. Overland J.E., Wang J., Pickart R.S., Wang M. **2014**. Recent and future changes in the meteorology of the Pacific Arctic. In: Grebmeier J.M., Maslowski W. (eds) *The Pacific Arctic region: ecosystem status and trends in a rapidly changing environment*. Dordrecht: Springer, Chapter 2: 17–30.
60. Parmentier F.-J.W., Christensen T.R., Rysgaard S., Bendtsen J., Glud R.N., Else B., van Huissteden J., Sachs T., Vonk J.E., Sejv M.K. **2017**. A synthesis of the arctic terrestrial and marine carbon cycles under pressure from a dwindling cryosphere. *Ambio*, 46: 53–69. <https://doi.org/10.1007/s13280-016-0872-8>
61. Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W., Vörösmarty C.J., Lammers R.B., Shiklomanov A.I., Shiklomanov I.A., Rahmstorf S. **2002**. Increasing river discharge to the Arctic Ocean. *Science*, 298 (5061): 2171–2173. <https://doi.org/10.1126/science.1077445>
62. Rachold V., Bolshiyarov D.Y., Grigoriev M.N., Hubberten H.-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. **2007**. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 88: 149–150. <https://doi.org/10.1029/2007eo130001>
63. Rajan A., Mienert J., Bünz S. **2012**. Acoustic evidence for a gas migration and release system in Arctic glaciated continental margins offshore NW-Svalbard. *Marine and Petroleum Geology*, 32: 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.12.008>
64. Reagan M.T., Moridis G.J. **2009**. Large-scale simulation of methane hydrate dissociation along the West Spitsbergen Margin. *Geophysical Research Letters*, 36: L23612. doi:10.1029/2009GL041332
65. Reeburgh W.S. **2007**. Oceanic methane biogeochemistry. *Chemical Reviews*, 107: 486–513. <https://doi.org/10.1021/cr050362v>
66. Rekan P., Bauch H.A., Schwenk T., Portnov A., Gusev E., Spiess V., Cherkashov G., Kassens H. **2015**. Evolution of subsea permafrost landscapes in Arctic Siberia since the late Pleistocene: A synoptic insight from acoustic data of the Laptev Sea. *Arktos*, 1: 11. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0011-y>
67. Riedel M., Brent T.A., Taylor G., Taylor A.E., Hong J.K., Jin Y.K., Dallimore S.R. **2017**. Evidence for gas hydrate occurrences in the Canadian Arctic Beaufort Sea within permafrost-associated shelf and deep-water marine environments. *Marine and Petroleum Geology*, 81: 66–78. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.12.027>
68. Rigby M., Prinn R.G., Fraser P.J., Simmonds P.G., Langenfelds R.L., Huang J., Cunnold D.M., Steele L.P., Krummel P.B., Weiss R.F., O'Doherty S., Salameh P.K., Wang H.J., Harth C.M., Mühle J., Porter L.W. **2008**. Renewed growth of atmospheric methane. *Geophysical Research Letters*, 35(22): L22805, 6 p. <https://doi.org/10.1029/2008gl036037>
69. Römer M., Wenau S., Mau S., Veloso M., Greinert J., Schlüter M., Bohrmann G. **2017**. Assessing marine gas emission activity and contribution to the atmospheric methane inventory: A multidisciplinary approach from the Dutch Dogger Bank seep area (North Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(7): 2617–2633. <https://doi.org/10.1002/2017gc006995>
70. Ruppel C. **2015**. Permafrost-associated gas hydrates: Is it really approximately 1 % of the global system? *J. of Chemical & Engineering Data*, 60: 429–436. <https://doi.org/10.1021/je500770m>
61. Ruppel C.D., Kessler J.D. **2017**. The interaction of climate change and methane hydrates: climate-hydrates interactions. *Reviews of Geophysics*, 55(1): 126–168. <https://doi.org/10.1002/2016rg000534>

72. Ruppel C.D., Herman B.M., Brothers L.L., Hart P.E. **2016**. Subsea ice-bearing permafrost on the U.S. Beaufort Margin: 2. Borehole constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17: 4333–4353. doi:10.1002/2016GC006582
73. Sapart C.J., Shakhova N., Semiletov I., Jansen J., Szidat S., Kosmach D., Dudarev O., van der Veen C., Egger M., Sergienko V., Salyuk A., Tumskey V., Tison J.L., Röckmann T. **2017**. The origin of methane in the East Siberian Arctic Shelf unraveled with triple isotope analysis. *Biogeosciences*, 14: 2283–2292. https://doi.org/10.5194/bg-14-2283-2017
74. Saunio M., Bousquet Ph., Poulter B., Peregon A., Ciais Ph., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S. et al. **2016**. The global methane budget 2000–2012. *Scientific Data*, 8: 697–751.
75. Sauter E.J., Muyakshin S.I., Charlou J.-L., Schlüter M., Boetius A., Jerosch K., Damm E., Foucher J.-P., Klages M. **2006**. Methane discharge from a deep-sea submarine mud volcano into the upper water column by gas hydrate-coated methane bubbles. *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 354–365. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.041
76. Savvichev A.S., Rusanov I.I., Yusupov S.K., Pimenov N.V., Lein A.Y., Ivanov M.V. **2004**. The biogeochemical cycle of methane in the coastal zone and littoral of the Kandalaksha Bay of the White Sea. *Microbiology*, 73: 457–468. https://doi.org/10.1023/b:mici.0000036992.80509.2a
77. Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field C.B., Goryachkin S.V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H. et al. **2008**. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle. *Bioscience*, 58: 701–714. https://doi.org/10.1641/b580807
78. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt C., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. **2015**. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546): 171–179. https://doi.org/10.1038/nature14338
79. Shakhova N.E., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson O. **2010**. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic shelf. *Science*, 327: 1246–1250. https://doi.org/10.1126/science.1182221
80. Shakhova N., Semiletov I., Leifer I., Sergienko V., Salyuk A., Kosmach D., Chernykh D., Stubbs C., Nicolsky D., Tumskey V., Gustafsson Ö. **2013**. Ebullition and storm-induced methane release from the East Siberian Arctic Shelf. *Nature Geoscience*, 7: 64–70. https://doi.org/10.1038/ngeo2007
81. Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., Sergienko V., Lobkovsky L., Dudarev O., Tumskey T., Grigoriev M., Mazurov A., Salyuk A., Ananiev R., Koshurnikov A., Kosmach D., Charkin A., Dmitrevsky N., Karnaukh V., Gunar A., Meluzov A., Chernykh D. **2017**. Current rates and mechanisms of subsea permafrost degradation in the East Siberian Arctic Shelf. *Nature Communications*, 8: 15872. https://doi.org/10.1038/ncomms15872
82. Shakirov R.B. **2018**. Gasgeochemical fields of the seas of East Asia. Moscow: GEOS, 341 p. + 1 insert. ISBN 978-5-89118-783-2. (In Russ.).
83. Shakirov R.B., Sorochnikaya A.V., Obzhairov A.I. **2013**. Gasgeochemical anomalies in the sediments of East-Siberian Sea. *Vestnik KRAUNTS: Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center"*. *Earth Sciences*, 1(21): 231–243.
84. Shakirov R.B., Obzhairov A.I., Salomatin A.S., Makarov M.M. **2017**. New data on lineament control of modern centers of methane degassing in East Asian seas. *Doklady Earth Sciences*, 477(1): 1287–1290. https://doi.org/10.1134/s1028334x17110241
85. Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Vörösmarty C.J., Peterson B.J., Fekete B. **2000**. The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. In: *The freshwater budget of the Arctic Ocean: Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Tallinn, Estonia, 27 April – 1 May 1998*, p. 281–296. (Nato Science Partnership Subseries: 2).
86. State of the Climate in 2016. In: *Blunden J., Arndt D.S. (eds) 2017. Bull. of the American Meteorological Society*, 98(8): Si–S277. doi:10.1175/2017BAMSStateoftheClimate.1
87. State of the Climate in 2017. In: *Blunden J., Arndt D.S., Hartfield G. (eds) 2018. Bull. of the American Meteorological Society*, 99(8): Si–S332. doi:10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1
88. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. **2009**. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23(2): GB2023. doi:10.1029/2008GB003327
89. Thornton B.F., Wik M., Crill P.M. **2016**. Double counting challenges the accuracy of high-latitude methane inventories. *Geophysical Research Letters*, 43(24): 12569–12577. https://doi.org/10.1002/2016gl071772
90. Ulomov V.I. **2007**. Seismicity. In: *The National Atlas of Russia. Vol. 2: Environment (Nature). Ecology*. Moscow, p. 56–57. (In Russ.). URL: https://национальныйатлас.рф/cd2/territory.html

91. Vadakkepuliambatta S., Chand S., Bünz S. **2017**. The history and future trends of ocean warming-induced gas hydrate dissociation in the SW Barents Sea. *Geophysical Research Letters*, 44: 835–844. <https://doi.org/10.1002/2016gl071841>
92. Vetrov A.A., Lobus N.V., Drozdova A.N., Belyaev N.A., Romankevich E.A. **2018**. Methane in water and bottom sediments in three sections in the Kara and Laptev Seas. *Oceanology*, 58(2): 198–204.
93. Walter K.M., Smith L.C., Chapin F.S. **2007**. Methane bubbling from northern lakes: Present and future contributions to the global methane budget. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering*, 365: 1657–1676. doi:10.1098/rsta.2007.2036
94. Walvoord M.A., Striegl R.G. **2007**. Increased groundwater to stream discharge from permafrost thawing in the Yukon River basin: potential impacts on lateral export of carbon and nitrogen. *Geophysical Research Letters*, 34: L12402. <https://doi.org/10.1029/2007GL030216>
95. Westbrook G.K., Thatcher K.E., Rohling E.J., Piotrowski A.M., Pälike H., Osborne A.H., Nisbet E.G., Minshull T.A., Lanoiselle M., James R.H. et al. **2009**. Escape of methane gas from the seabed along the West Spitsbergen continental margin. *Geophysical Research Letters*, 36: L15608. doi:10.1029/2009GL039191
96. Winkelmann D., Stein R. **2007**. Triggering of the Hinlopen/Yermak Megaslides in relation to paleo-oceanography and climate history of the continental margin north of Spitsbergen. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8: Q06018. doi:10.1029/2006GC001485
97. Zhang M., Qiao F.L., Song Z.Y. **2017**. Observation of atmospheric methane in the Arctic Ocean up to 87° north. *Science China: Earth Sciences*, 60: 173–179. doi:10.1007/s11430-015-0241-3
98. Zimov S.A., Schuur E.A.G., Chapin F.S. **2006**. Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 312(5780): 1612–1613. <https://doi.org/10.1126/science.1128908>

About the Authors

SHAKIROV Renat Bellalovich (ORCID 0000-0003-1202-0351), Doctor of geological and mineralogical sciences, Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia, ren@poi.dvo.ru

MAU Susan, Department of Earth Science, University of Bremen, Bremen, Germany, smau@marum.de

MISHUKOVA Galina Ivanovna (ORCID 0000-0003-1820-6069), Candidate of geographical sciences, Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia, gmishukova@poi.dvo.ru

OBZHIROV Anatoly Ivanovich (ORCID 0000-0002-4031-6419), Doctor of geological and mineralogical sciences, Laboratory for integrated studies of environment and mineral resources, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia

SHAKIROVA Maria Vitalyevna, Laboratory of Nature Management of Coastal Regions, Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

MISHUKOVA Olga Vasilyevna, engineer, Laboratory of gasgeochemistry, V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Science (POI FEB RAS), Vladivostok, Russia

Об авторах

ШАКИРОВ Ренат Белалович, доктор геолого-минералогических наук, зам. директора, заведующий лабораторией, МИШУКОВА Галина Ивановна, кандидат географических наук, МИШУКОВА Ольга Васильевна, инженер – лаборатория газогеохимии, ОБЖИРОВ Анатолий Иванович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией комплексных исследований окружающей среды и минеральных ресурсов – Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук (ТОИ ДВО РАН), Владивосток, Россия; МАУ Сюзан, отдел наук о Земле, Университет Бремена, Бремен, Германия; ШАКИРОВА Мария Витальевна, соискатель, лаборатория природопользования приморских регионов, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

Волны цунами: длинные или диспергирующие?

© 2020 Ю. П. Королев*, П. Ю. Королев

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

*E-mail: Yu_P_K@mail.ru

Реферат. Длинные и диспергирующие волны различным образом трансформируются при распространении в океане. Диспергирующие волны характеризуются более быстрым затуханием, нежели длинные волны. Исследовалось изменение амплитуды и периода головной волны в зависимости от времени пробега. Оценивались границы, до которых цунами можно рассматривать как длинную волну. Критериями принадлежности цунами к диспергирующим или недиспергирующим волнам являлись степень затухания амплитуды и степень увеличения длительности периода головной волны в зависимости от времени пробега. Фактические моменты времени, когда дисперсия начинает проявляться, сравнивались с различными теоретическими оценками длины (времени) дисперсии. Глубина океана в очаге оказывает существенное влияние на характер цунами: при одинаковой магнитуде землетрясения цунами, возникающие в очагах с меньшей глубиной океана, менее подвержены дисперсии. Оценки времен дисперсии и, соответственно, знание характера волн необходимы для адекватного применения тех или иных моделей для расчета. В одних случаях для расчета цунами, по-видимому, достаточно применения более простых уравнений длинных волн на «мелкой воде», в других – полных нелинейно-дисперсионных уравнений.

Ключевые слова: цунами, магнитуда землетрясения, длинные волны, диспергирующие волны, длина дисперсии, время дисперсии.

Для цитирования: Королев Ю.П., Королев П.Ю. Волны цунами: длинные или диспергирующие? *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 26–34. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.026-034>

Are tsunamis long or dispersive waves?

Yury P. Korolev*, Pavel Yu. Korolev

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

*E-mail: Yu_P_K@mail.ru

Abstract. Long and dispersive waves are transformed differently when propagating in the ocean. Dispersive waves are characterized by faster attenuation than long waves. The change in the amplitude and period of the head wave depending on the run time was studied. The boundaries to which a tsunami can be considered as a long wave were estimated. The criterions of whether a tsunami belongs to dispersive or non-dispersive (long) waves were the degree of attenuation of the amplitude and the degree of increase in the duration of the head wave period, depending on the run time. The actual moments of time when the dispersion begins to manifest were compared with different theoretical estimations of the dispersion length (time). The depth of the ocean in the focus has a significant influence on the tsunami nature: with the same earthquake magnitude, tsunamis that occur in foci with a lower depth of the ocean are less susceptible to dispersion. Estimates of the dispersion times and, consequently, knowledge of the nature of the waves are necessary for the adequate application of certain models for calculation. In some cases it seems sufficient to use simpler equations of long shallow-water waves to calculate tsunamis; in others, it is necessary to use complete nonlinear-dispersion equations.

Keywords: tsunami, magnitude of earthquake, long waves, dispersive waves, dispersion length, dispersion time.

For citation: Korolev Yu.P., Korolev P.Yu. Are tsunamis long or dispersive waves? *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 26–34. (In Russian). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.026-034>

Введение

Вопрос о том, является ли цунами тектонического происхождения в океане длинной (недиспергирующей) или диспергирующей волной, в настоящее время не имеет определенного ответа. Под длинными волнами подразумеваются волны, описываемые уравнениями «мелкой воды». Под диспергирующими – достаточно длинные волны, скорость распространения которых зависит от длины волны. Другие виды дисперсии, как, например, дисперсия, обусловленная вращением Земли, другие эффекты, связанные со сжимаемостью воды, упругостью подстилающего дна, нами не рассматриваются, поскольку имеют больший порядок малости.

Знание характера волн необходимо для оценки в оперативном режиме степени опасности цунами, а также для адекватного применения в расчетах моделей – простых и быстроедействующих длинных волн или более сложных, учитывающих возможное проявление дисперсии. Длинные и диспергирующие волны различаются характером трансформации при распространении. Длинные распространяются с сохранением длительности периода головной волны и затуханием, обратно пропорциональным квадратному корню из пройденного расстояния. Диспергирующие волны распространяются с увеличением периода и более быстрым затуханием, обратно пропорциональным пройденному расстоянию.

Эффекты проявления дисперсии в реальных волнах цунами и условия применимости моделей детально не исследованы.

По зарегистрированной форме цунами трудно отличить диспергирующую волну от длинной. Известно [Владимиров, 1976], что в пространстве двух пространственных переменных решение волнового уравнения даже в однородной среде определяет только передний фронт волны. Задний фронт, в отличие от случая с тремя переменными, отсутствует. Колебания после прохождения основного возмущения продолжают достаточно долго, постепенно затухая. Влияние дисперсии проявляется спустя некоторое, достаточно большое время пробега. Неясно, когда начинает проявляться дисперсия, от каких характеристик источника цунами зависит этот момент.

В ряде работ предложены уравнения, описывающие распространение волн в приближениях, учитывающих дисперсионные, нелинейные эффекты, с учетом вращения Земли [Федотова, Хакимзянов, 2010; и др.].

В работе [Gusev, Beisel, 2016] выполнено численное моделирование цунами от детальных сейсмических источников с применением уравнений недиспергирующих и диспергирующих волн. Исследовалось проявление дисперсии в зависимости от параметров сейсмического источника. Обнаружено, что волны от источников с большей магнитудой могут быть подвержены дисперсии в большей степени. Сравнение результатов численных экспериментов с натурными данными не проводилось.

В работе [Glinsdal et al., 2013] численно исследовалось поведение цунами от источника цунами Тохoku 2011 г. с использованием моделей диспергирующих и недиспергирующих волн. Показано, что дисперсия проявляется достаточно далеко от источника, на противоположной стороне Тихого океана в районе Центральной Америки в месте нахождения станции 43413 системы DART (Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis – оценка и передача данных о цунами в океане) [NOAA Center for Tsunami Research].

Насколько оправданно применение достаточно сложных моделей диспергирующих волн по сравнению с применением моделей длинных волн для практического расчета сильных цунами?

На основании численного моделирования, без сравнения с натурными данными, затруднительно выявить и подтвердить закономерности трансформации цунами, проявления дисперсии в процессе распространения.

На рис. 1 представлена карта Тихого океана с обозначением эпицентров землетрясений, а также местоположений упоминающихся в тексте глубоководных станций измерения уровня океана системы DART.

Зарегистрированные формы трех цунами в океане на разных расстояниях от очагов приведены на рис. 2. За головной волной во всех случаях наблюдаются долго не прекращающиеся колебания. Визуально трудно определить, относятся ли представленные волны к диспергирующим или недиспергирующим.

В [Mirchina, Pelinovsky, 1982] рассмотрены нелинейные и дисперсионные эффекты на достаточно больших расстояниях от очага. Выведено выражение для так называемой длины дисперсии в бассейне постоянной глубины D , т.е. расстояния, после которого на трансформацию волны оказывает влияние дисперсия: $L_{\text{disp}} \sim 0.06 \cdot \Lambda^3 / D^2$, где Λ – характерная длина волны цунами.

В работах [Mirchina, Pelinovsky, 1981; Mirchina et al., 1982] на основании фактических данных выведено соотношение, связывающее длину волны цунами с характерным горизонтальным размером (R) очага: $\Lambda \sim 2.8 R$. С учетом этого длина дисперсии $L_{\text{disp}} \sim 1.3 R^3 / D^2$, а момент времени от возбуждения волны, когда проявляется дисперсия (время дисперсии),

$$t_{\text{disp}} \sim 1.3 R^3 / D^2 c, \quad (1)$$

где $c = (g \cdot D)^{1/2}$ – скорость длинных волн, g – ускорение свободного падения.

Дисперсионные эффекты, влияющие на распространение цунами, рассмотрены в статье [Газарян, 1955]. Исследовалась задача Коши–Пуассона о возбуждении волн от мгновенного однородного поднятия участка морского дна радиуса R_0 . Методом стационарной фазы получено асимптотическое решение, описывающее форму волны, согласно которому зависимость длительности первого периода от времени пробега t оценивается как $T = 3.91 D^{2/3} t^{1/3} / c^{2/3}$, амплитуда уменьшается со временем как $1/t$. Приведенные зависимости получены для модели распространения волн в бассейне постоянной глубины. Дисперсия волн описывается соотношении-

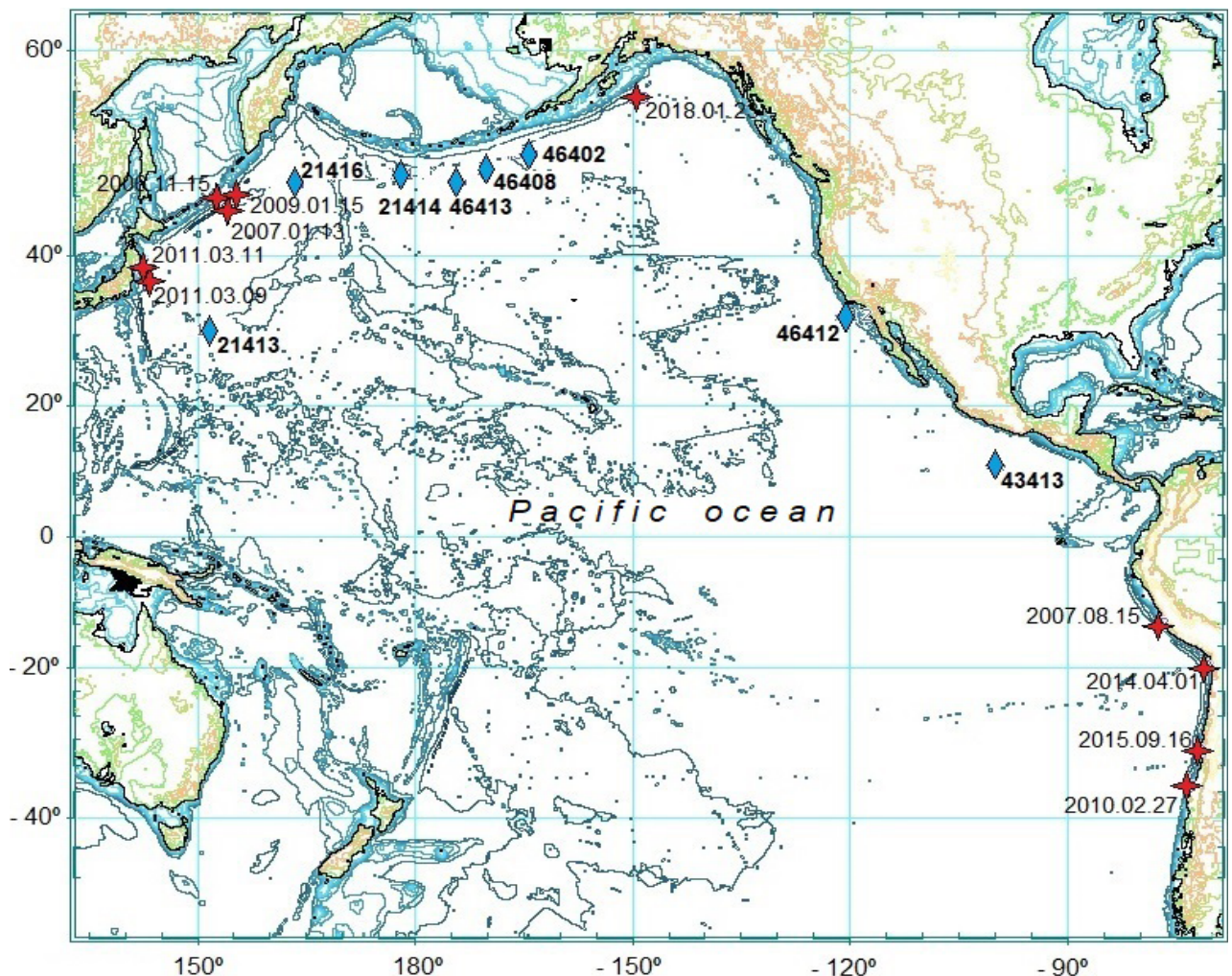


Рис. 1. Схема расположения станций системы DART. Звездочками отмечены эпицентры землетрясений с указанием даты; ромбами – положения станций системы DART.

Fig. 1. The scheme of location of DART stations. Asterisks mark the epicenters of earthquakes with the date. Rhombuses indicate the positions of DART stations.

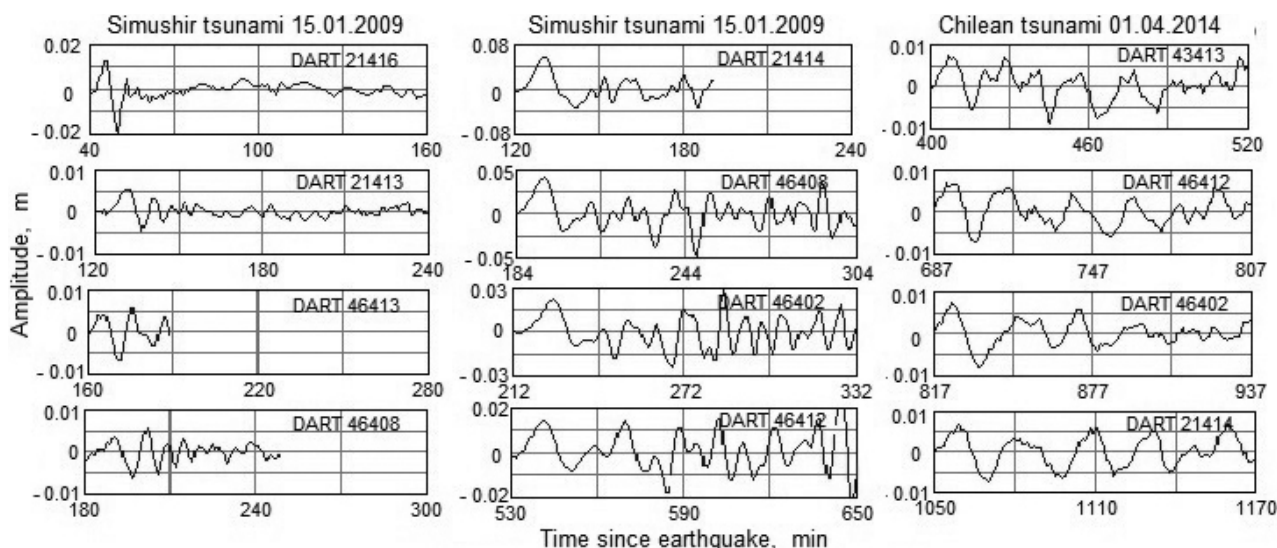


Рис. 2. Волновые формы цунами, зарегистрированные станциями системы DART в Тихом океане.

Fig. 2. Tsunami waveforms recorded by DART stations in the Pacific Ocean.

ем между частотой ω и волновым числом k :
 $\omega = (g/D)^{1/2} k \cdot D \cdot (1 - k^2 D^2/6)$.

В рамках этой же модели в статье [Korolev et al., 2019] предложено выражение для длины дисперсии исходя из иных, нежели в [Mirchina, Pelinovsky, 1982], соображений: $L_{disp} \sim 0.22 R_0^3/D^2$. Для нестационарных волн, распространяющихся над неоднородным дном, удобнее применять термин «время дисперсии»:

$$t_{disp} \sim 0.22 R_0^3/D^2 \cdot c. \quad (2)$$

Оценки по (1) и (2) различаются почти в 6 раз.

В работе предполагается, что приведенные выше зависимости от t амплитуды и периода головной волны, а также время дисперсии можно применить для оценок при описании распространения волн в океане переменной глубины.

Целью работы являлось выяснение того, являются ли волны цунами в океане длинными волнами или волнами с дисперсией. Представляло интерес определить поведение цунами при распространении в океане, изменение амплитуды и периода головной волны в зависимости от времени пробега. Оценивались границы, до которых цунами можно рассматривать как длинную волну без дисперсии. Рассматривалось влияние глубины океана в очаге на формирование цунами.

Выполненное исследование носит предварительный, качественный характер. Статистическая обработка результатов измерений не проводилась.

Постановка задачи

Для анализа использовались цифровые данные станций DART об уровне океана [National Data Buoy Center]. Исследовались зависимости амплитуды гребня и периода первой волны от времени пробега цунами в Тихом океане до точки регистрации этими станциями.

Предполагалось, что проявление дисперсии зависит не только от магнитуды землетрясения, вызвавшего цунами, что очевидно, но и от глубины океана в очаге (эпицентре). Рассматриваемые события сгруппированы в три серии в зависимости от магнитуды землетрясения и глубины океана в эпицентре: малая магнитуда, но большая глубина океана в эпицентре; большая магнитуда и большая глубина океана в эпицентре; большая магнитуда, но малая глубина океана в эпицентре.

Принадлежность цунами к диспергирующим или недиспергирующим волнам оценивалась по двум показателям: степени затухания амплитуды и степени увеличения длительности периода головной волны в зависимости от времени пробега. Выполнялись также оценки времен дисперсии по (1) и (2) при различном выборе характерного размера очага.

Результаты и обсуждение

Рассмотрены как сильные, так и слабые цунами, не причинившие ущерба, но зарегистрированные глубоководными станциями измерения уровня океана системы DART.

За время пробега принято время, прошедшее от момента начала землетрясения до момента прихода фронта волны в точку измерения. Длительность первого периода волны нормировалась на характерное время в очаге (нормирующий период):

$$T_{\text{norm}} = L/c_0, \quad (3)$$

где L – характерный размер очага цунами, c_0 – скорость длинных волн на глубине D_0 в эпицентре очага цунами: $c_0 = (g D_0)^{1/2}$.

Оценки характерных размеров очага цунами выполнялись на основе соотношений между магнитудой M землетрясения и максимальным и минимальным размерами очага цунами [Handbook... , 2001; Bolshakova, Nosov, 2011]: $\lg L_{\text{max}} = 0.5M - 1.9$ и $\lg L_{\text{min}} = 0.5M - 2.2$.

Для оценки времени дисперсии по (1) в качестве R принят эквивалентный радиус кругового источника, площадь которого равна площади очага: $R = 1/2 (L_{\text{max}} \cdot L_{\text{min}})^{1/2} = 10^{0.5M - 2.05/2}$. Для краткости такой способ оценки будет называться способом 1. Для оценок времен дисперсии по (2) в качестве R_0 приняты эквивалентный радиус кругового источника R (способ 2) или половина длины меньшей оси очага: $L = 10^{0.5M - 2.2/2}$ (способ 3).

В таблице приведены некоторые данные об очагах цунами: магнитуда землетрясения, характерный размер очага, глубина океана в очаге и характерный период возмущения.

Результаты исследования зависимости амплитуды гребня и периода первой волны цунами от времени пробега приведены ниже на рисунках 3–5.

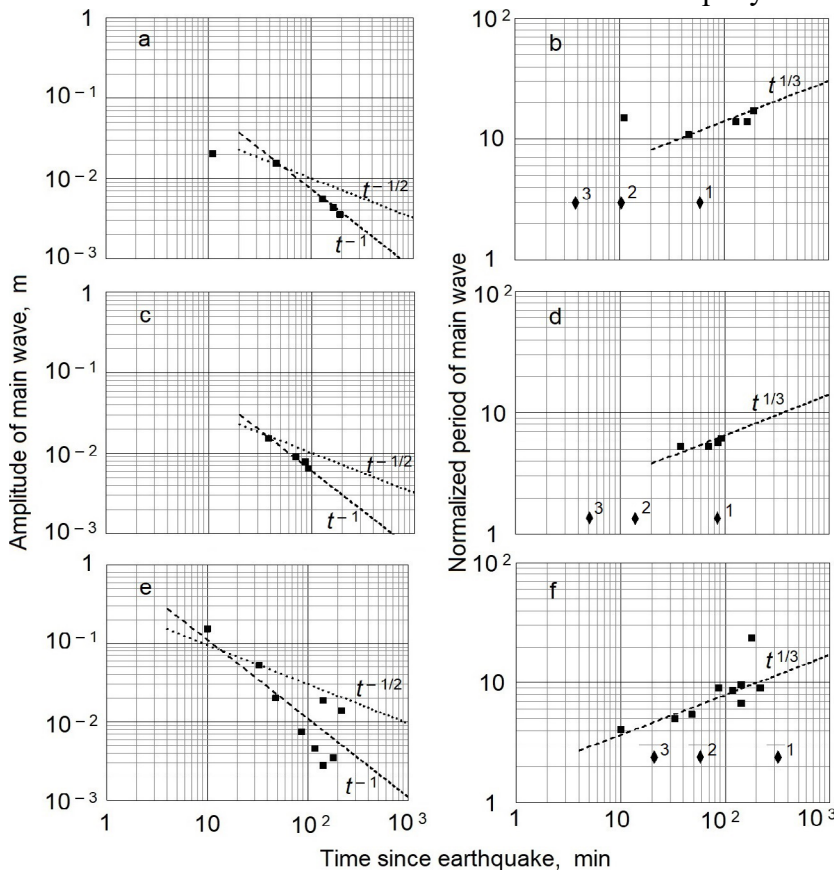


Рис. 3. Зависимости амплитуды (а, с, е) и нормированного периода первой волны цунами (b, d, f) от времени пробега (обозначены квадратами): а, b – Симуширское цунами 15.01.2009; с, d – слабое цунами 09.03.2011; е, f – Аляскинское цунами 23.01.2018. Здесь и далее ромбами отмечены времена дисперсии, рассчитанные способами 1, 2 и 3.

Fig. 3. The dependence of the amplitude (a, c, e) and the normalized period of the first tsunami wave (b, d, f) on the run time (squares): a, b – Simushir tsunami, 15.01.2009; c, d – weak tsunami 09.03.2011; e, f – Alaskan tsunami, 23.01.2018. Hereinafter rhombuses indicate the dispersion times calculated: 1 – by (2) using R , 2 – by (2) using R and 3 – by (2) using L .

В левых колонках рисунков – зависимость амплитуды головной волны от времени пробега цунами до точки измерения. На всех рисунках изображены зависимости $1/t^{1/2}$ и $1/t$. В правых колонках – зависимость нормированного на (3) периода головной волны от времени пробега. В качестве L принята половина длины меньшей оси очага. Изображена зависимость $t^{1/3}$.

Времена дисперсии отмечены на рис. 3–5 ромбами с указанием способа оценок. Для оценок принята средняя глубина океана $D = 4400$ м.

Первая серия – цунами от землетрясений с небольшой магнитудой, но относительно большой глубиной океана в эпицентре: Симуширское 15.01.2009, $M = 7.4$, $D_0 = 6960$ м; слабое цунами вблизи о. Хонсю 09.03.2011, $M = 7.5$, $D_0 = 1470$ м; Аляскинское (вблизи о. Кодьяк) 23.01.2018, $M = 7.9$, $D_0 = 4560$ м (рис. 3). Мареограммы Симуширского цунами 2009 г. приведены на рис. 2.

Таблица. Данные об очагах цунами
Table. Data on tsunami centers

Географическое место очага цунами, дата	Координаты эпицентра: широта и долгота	Магнитуда	Половина длины меньшей оси очага L , км	Глубина океана в эпицентре, D_0 , м	Нормирующий период по L , $T_{\text{норм}}$, мин
Симушир, 15.01.2009	46.857; 155.154	7.4	15.8	6960	1.0
Хонсю, 09.03.2011	38.435; 142.842	7.5	17.7	1470	2.5
Кодьяк, 23.01.2018	56.046; 149.073	7.9	28.1	4560	2.2
Симушир, 15.11.2006	46.592; 153.266	8.3	44.6	3520	3.0
Симушир, 13.01.2007	46.243; 154.524	8.1	35.4	6650	2.3
Чили, 01.04.2014	-19.610; -70.769	8.2	39.7	2110	4.6
Перу, 15.08.2007	-13.386; -76.603	8.0	31.5	140	14.2
Чили, 16.09.2015	-31.573; -71.674	8.3	44.6	300	13.7
Тохоку, 11.03.2011	38.297; 142.373	9.1	111.9	970	19.1

Примечание. Координаты эпицентров и магнитуды землетрясений взяты из [National Centers for Environmental Information].

В первой серии результаты измерений амплитуды первых двух цунами хорошо ложатся на зависимость от времени $1/t$, в последнем событии затухание амплитуды в восточном направлении происходит как $1/t$, в западном – быстрее, чем $1/t$. Для всех трех событий результаты измерений периода головной волны хорошо ложатся на зависимость от времени $t^{1/3}$, что характерно для диспергирующих волн.

По обоим показателям, степени затухания амплитуды и степени увеличения длительности периода головной волны, цунами, возбужденные землетрясениями с $M = 7.4-7.9$ при больших глубинах океана в очагах (1.47–6.96 км), становятся диспергирующими волнами практически от очага (через 10–20 мин пробега).

Наиболее реалистичными для первых двух событий являются оценки времен дисперсии способом 2, для последнего – способом 3. Оценки времени дисперсии способом 1 для всех событий являются завышенными.

Вторая серия – цунами от землетрясений с большой магнитудой и большой глубиной океана в эпицентре: Симуширское 15.11.2006, $M = 8.3$, $D_0 = 3520$ м; Симуширское 13.01.2007, $M = 8.1$, $D_0 = 6650$ м (рис. 4).

Во второй серии для события 2006 г. (рис. 4 а, б) результаты измерений амплитуды хорошо ложатся на зависимость от времени $1/t$, периода – на линию $t^{1/3}$ после 200 мин. Можно предположить, что при меньших временах от 10 до 200 мин амплитуда

уменьшается как $1/t^{1/2}$, период остается постоянным. Мареограммы этого цунами изображены на рис. 2.

Можно полагать, что для события 2007 г. (рис. 4 с, d) результаты измерений амплитуды в интервале времени 20–100 мин ложатся на зависимость от времени $1/t^{1/2}$, при $t > 100$ мин – на зависимость от времени $1/t$. Первый период для этого события почти постоянен в интервале 20–600 мин.

Симуширское цунами 2006 г. (в результате землетрясения с $M = 8.3$) при глубине воды в очаге 3.52 км через 3 ч пробега представляет собой диспергирующую волну.

Симуширское цунами 2007 г. ($M = 8.1$) при глубине воды в очаге 6.65 км через 1.5 ч

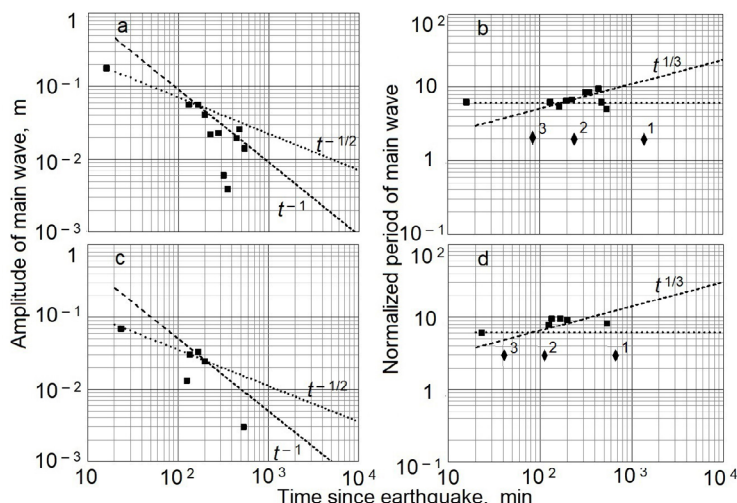


Рис. 4. Зависимости амплитуды (а, с) и нормированного периода первой волны цунами (б, d) от времени пробега (обозначены квадратами): а, б – Симуширское цунами 15.11.2006; с, d – Симуширское цунами 13.01.2007.

Fig. 4. The dependence of the amplitude (a, c) and the normalized period of the first tsunami wave (b, d) on the run time (squares): a, b – Simushir tsunami, 15.11.2006, c, d – Simushir tsunami, 13.01.2007.

пробега по степени затухания амплитуды можно отнести к диспергирующим волнам, а по другому показателю, длительности первого периода, оно относится, скорее, к длинным волнам. Следует отметить, что цунами 2007 г., в отличие от других, рассмотренных в работе, имело головную волну отрицательной амплитуды.

В этой серии, так же как и в первой, наиболее реалистичны оценки времен дисперсии способом 2. Оценки времен дисперсии способом 1 для всех событий являются завышенными.

Моменты начала проявления дисперсии цунами первой и второй серий хорошо совпа-

дают с рассчитанными способом 2 временами дисперсии, несмотря на то что выражения для последних выведены в рамках идеализированной модели распространения волн над дном постоянной глубины.

Третья серия – цунами от землетрясений с большой магнитудой, но с небольшой глубиной океана в эпицентре: Чилийское 01.04.2014, $M = 8.2$, $D_0 = 2110$ м; Перуанское 15.08.2007, $M = 8.0$, $D_0 = 140$ м; Чилийское 16.09.2015; $M = 8.3$, $D_0 = 300$ м; Тохоку 11.03.2011, $M = 9.1$, $D_0 = 970$ м (рис. 5).

В первом событии этой серии (Чилийское цунами 2014 г.) (рис. 5 а и б) зависимость ам-

плитуды первого гребня от времени может быть описана как $1/t$. Мареограммы представлены на рис. 2.

Во втором и третьем событиях (Перу, 2007 г., рис. 5 с, d, и Чили, 2015 г., рис. 5 е, f) затухание до 1000 мин может быть описано зависимостью $1/t$, после 1000 мин оно усиливается.

В четвертом событии (Тохоку, 2011 г., рис. 5 g и h) степень затухания амплитуды находится в интервале $1/2 - 1$.

Для второго–четвертого событий нормированный первый период почти постоянен и равен примерно 2 нормирующим периодам на протяжении времени распространения до ~ 17 ч (100 мин). В первом событии нормированный первый период почти постоянен и равен примерно 5 нормирующим периодам на протяжении всего времени распространения. По этому показателю цунами всех четырех событий в течение 17 ч относятся к длинным волнам.

Более близки к реальности оценки времен дисперсии способом 1 для первых трех событий и способом 3 для последнего цунами. Оценки времен дисперсии способами 2 и 3 для первых трех событий являются заниженными,

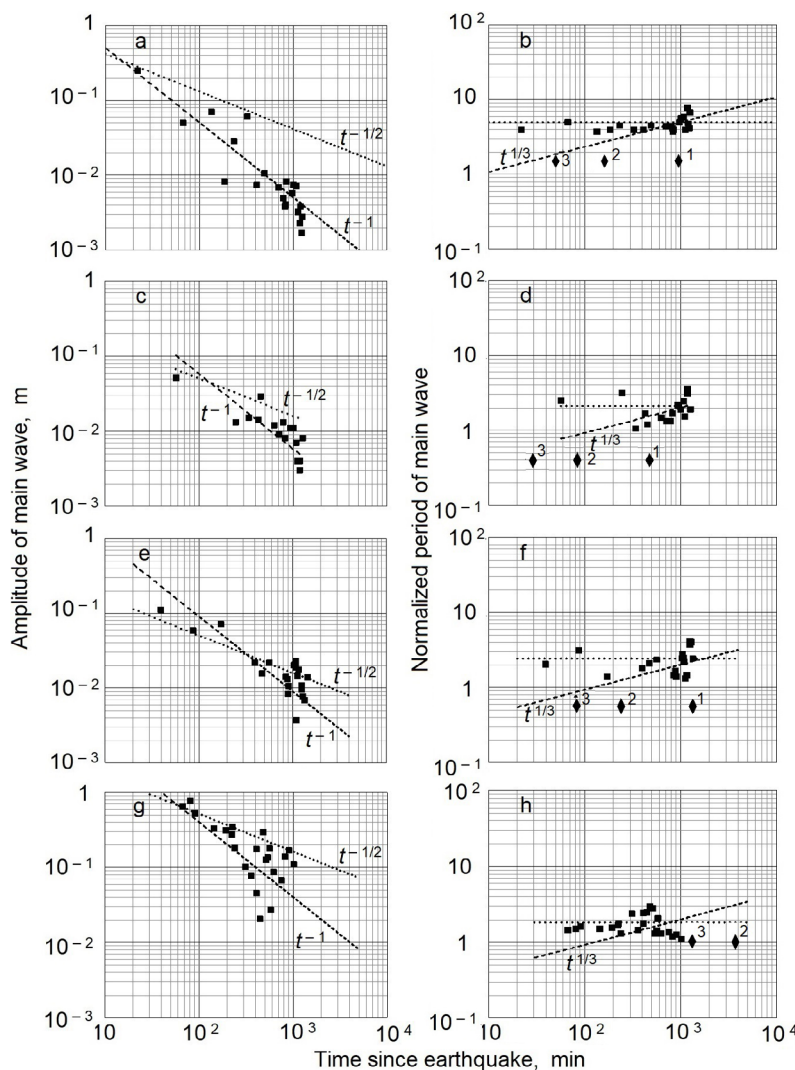


Рис. 5. Зависимости амплитуды (а, с, е, g) и нормированного периода первой волны цунами (b, d, f, h) от времени пробега (обозначены квадратами): а, b – Чилийское цунами 01.04.2014; с, d – Перуанское 15.08.2007; е, f – Чилийское 16.09.2015; g, h – цунами Тохоку 11.03. 2011.

Fig. 5. The dependence of the amplitude (a, c, e, g) and the normalized period of the first tsunami wave (b, d, f, h) on the run time (squares): a, b – Chilean tsunami, 01.04.2014, c, d – Peruvian tsunami, 15.08.2007, e, f – Chilean tsunami, 16.09.2015, g, h – Tohoku tsunami, 11.03. 2011.

а способами 1 и 2 для последнего события дают величины, превышающие времена пробега цунами через океан.

Неоднозначность оценок времен дисперсии разными способами для цунами третьей серии не позволяет сделать выбор в пользу какого-либо из предложенных. Это связано, видимо, с тем, что расчетные формулы получены для модели распространения волн в бассейне постоянной глубины, в то время как глубины океана в очагах цунами сильно отличаются от средней глубины океана.

Следует отметить, что Симуширское 2006 г. и Чилийское 2015 г. цунами с одинаковыми магнитудами ($M = 8.3$) произошли в очагах с разными глубинами океана (3520 и 300 м соответственно). Первое из них становится диспергирующей волной через 3 ч, второе – остается длинной волной в течение практически всего времени распространения.

Заключение

Качественный анализ подтвердил, что на эволюцию цунами в океане дисперсия действительно оказывает влияние. Результаты обработки данных 9 рассмотренных цунами позволяют сделать предварительные выводы.

На основании фактических данных показано, что цунами, возбуждаемые землетрясениями с магнитудами $M \leq 8.3$, возникающие в очаговых областях с глубинами 3.52–6.96 км, сравнимыми и превышающими среднюю глубину океана, становятся диспергирующими волнами при временах пробега 10 мин – 3 ч. Слабое цунами 09.03.2011 ($M = 7.4$) с относительно небольшой глубиной океана в очаге $D_0 = 1.47$ км также становится диспергирующей волной после 40 мин пробега. Оценки времен дисперсии выполнены в соответствии с выражением $t_{\text{disp}} \sim 0.22R^3 / D^2c$, где R – эквивалентный радиус кругового источника, рассчитанный исходя из магнитуды землетрясения, D – глубина океана, c – скорость длинных волн в океане. Они хорошо совпадают с временами проявления дисперсии, полученными при анализе реальных данных.

Показано, что цунами от землетрясений с $M = 8.0$ – 9.1 при глубинах океана в очаговой

области (140–2110 м), существенно меньших средней глубины океана, при пробеге практически до противоположного берега океана (на протяжении 17 ч) остаются длинными волнами без дисперсии. Оценки времен дисперсии по формулам, выведенным в рамках модели распространения волн в бассейне с постоянной глубиной, в этой ситуации дают неоднозначные результаты. В формулах не учитывается существенная разница глубин в очаге цунами и в океане.

Вывод выражений для оценки времени дисперсии при распространении в океане с неоднородным дном не производился, влияние заметных различий в глубинах океана и в очаге цунами на оценки времен дисперсии теоретически не исследовалось.

Момент времени проявления дисперсии волны цунами зависит не только от магнитуды землетрясения, вызвавшего цунами, но и от глубины океана в очаге: при одинаковой магнитуде землетрясения цунами, возникающие в очагах с меньшей глубиной океана, менее подвержены дисперсии.

Расчеты цунами в результате землетрясений с $M \leq 8.3$, возникающих в очаговых областях с глубинами, сравнимыми и превышающими среднюю глубину океана, в оперативном режиме в ближней зоне до времен пробега, определяемых длиной дисперсии, могут выполняться на основе модели длинных волн на «мелкой воде». Для дальней зоны обоснованно применение дисперсионной модели.

Для расчетов цунами от землетрясений с $M = 8.0$ – 9.1 при глубинах океана в очаговой области, существенно меньших средней глубины океана, возможно применение модели «мелкой воды» в течение всего времени распространения.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензентам за полезные замечания и предложения, которые были учтены при доработке статьи.

Работа выполнена в рамках госзадания ИМГиГ ДВО РАН № АААА-А18-118012290123-8 «Наводнения на морских берегах: мониторинг, моделирование, прогноз».

Список литературы

1. Владимиров В.С. **1976.** Уравнения математической физики. М.: Наука, 528 с.
2. Газарян Ю.Л. **1955.** О поверхностных волнах в океане, возбуждаемых подводными землетрясениями. *Акустический журнал*, 1(3): 203–217.
3. Федотова З.И., Хакимзянов Г.С. **2010.** Нелинейно-дисперсионные уравнения мелкой воды на вращающейся сфере. *Вычислительные технологии*, 15(3): 135–145.
4. Bolshakova A.V., Nosov M.A. **2011.** Parameters of tsunami source versus earthquake magnitude. *Pure Appl. Geophys.*, 168: 2023–2031. doi:10.1007/s00024-011-0285-3
5. Glimsdal S., Pedersen G.K., Harbitz C.B., Lovholt F. **2013.** Dispersion of tsunamis: does it really matter? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 1507–1526. doi:10.5194/nhess-13-1507-2013.
6. Gusev O., Beisel S. **2016.** Tsunami dispersion sensitivity to seismic source parameters. *Science of Tsunami Hazards*, 35(2): 84–105.
7. *Handbook for tsunami forecast in the Japan Sea*. **2001.** Earthquake and Tsunami Observation Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency, 22 p.
8. Korolev P.Yu., Korolev Yu.P., Loskutov A.V. **2019.** Analysis of the main characteristics of tsunamis based on data from deep-ocean stations. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 324(012017). doi:10.1088/1755-1315/324/1/012017.
9. Mirchina N.P., Pelinovsky E.N. **1981.** The dependence of tsunami wave period on the source dimensions. *Marine Geodesy*, 5(3): 201–208.
10. Mirchina N.P., Pelinovsky E.N. **1982.** Nonlinear and dispersive effects for tsunami waves in the open ocean. *Int. J. Tsunami Society (Natural Science of Hazards)*, 2(4): D1–D9.
11. Mirchina N.P., Pelinovsky E.N., Shavratsky S. Kh. **1982.** Parameters of tsunami waves in the source. *Int. J. Tsunami Society (Natural Science of Hazards)*, 2(4): B1–B7.
12. *National Centers for Environmental Information*. URL: <https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7> (дата обращения: 25.01.2020).
13. *National Data Buoy Center*. URL: <https://ndbc.noaa.gov/dart.shtml> (дата обращения: 17.12.2019).
14. *NOAA Center for Tsunami Research*. URL: <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart> (дата обращения: 17.12.2019).

Об авторах

КОРОЛЕВ Юрий Павлович (ORCID 0000-0002-7068-7341), кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, КОРОЛЕВ Павел Юрьевич (ORCID 0000-0003-3741-7654), младший научный сотрудник – лаборатория цунами, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН), Южно-Сахалинск

References

1. Bolshakova A.V., Nosov M.A. **2011.** Parameters of tsunami source versus earthquake magnitude. *Pure Appl. Geophys.*, 168: 2023–2031. doi:10.1007/s00024-011-0285-3.
2. Fedotova Z.I., Khakimzianov G.S. **2010.** [Nonlinear-dispersive shallow water equations on the rotating sphere]. *Vychislitel'nye tekhnologii [Computing technologies]*, 15(3): 135–145. (In Russ.).
3. Gazarian Iu.L. **1955.** [About the ocean surface waves, excited by the undersea earthquakes]. *Akusticheskij zhurnal = Acoustical Physics*, 1(3): 203–217. (In Russ.).
4. Glimsdal S., Pedersen G.K., Harbitz C.B., Lovholt F. **2013.** Dispersion of tsunamis: does it really matter? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13: 1507–1526. doi:10.5194/nhess-13-1507-2013
5. Gusev O., Beisel S. **2016.** Tsunami dispersion sensitivity to seismic source parameters. *Science of Tsunami Hazards*, 35(2): 84–105.
6. *Handbook for tsunami forecast in the Japan Sea*. **2001.** Earthquake and Tsunami Observation Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency, 22 p.
7. Korolev P.Yu., Korolev Yu.P., Loskutov A.V. **2019.** Analysis of the main characteristics of tsunamis based on data from deep-ocean stations. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 324(012017). doi:10.1088/1755-1315/324/1/012017
8. Mirchina N.P., Pelinovsky E.N. **1981.** The dependence of tsunami wave period on the source dimensions. *Marine Geodesy*, 5(3): 201–208.
9. Mirchina N.P., Pelinovsky E.N. **1982.** Nonlinear and dispersive effects for tsunami waves in the open ocean. *Int. J. Tsunami Society (Natural Science of Hazards)*, 2(4): D1–D9.
10. Mirchina N.P., Pelinovsky E.N., Shavratsky S. Kh. **1982.** Parameters of tsunami waves in the source. *Int. J. Tsunami Society (Natural Science of Hazards)*, 2(4): B1–B7.
11. *National Centers for Environmental Information*. URL: <https://www.ngdc.noaa.gov/nndc/struts/form?t=101650&s=70&d=7> (access: 25.01.2020).
12. *National Data Buoy Center*. URL: <https://ndbc.noaa.gov/dart.shtml> (access: 17.12.2019).
13. *NOAA Center for Tsunami Research*. URL: <http://nctr.pmel.noaa.gov/Dart> (access: 17.12.2019).
14. Vladimirov V.S. **1976.** [Equations of mathematical physics]. Moscow: Nauka, 528 p. (In Russ.).

Вихревые образования у юго-восточного побережья о. Сахалин

© 2020 Г. В. Шевченко^{*1,2}, В. Н. Частиков¹, А. Т. Цой¹

¹Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института
рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

*E-mail: shevchenko_zhora@mail.ru

Реферат. База декадных карт динамической топографии (сентябрь 2002 – октябрь 2005), созданная ранее для акватории Охотского моря и прилегающих акваторий на основе данных трех искусственных спутников Земли, применена для изучения условий формирования и динамики синоптических вихрей у юго-восточного побережья о. Сахалин. Привлечены также материалы спутниковых наблюдений за температурой воды и концентрацией хлорофилла *a* в поверхностном слое, а также океанологических съемок на стандартном разрезе мыс Анива – мыс Докучаева. Показано, что теплые антициклонические (АЦ) вихри регулярно образуются в результате меандрирования течения Соя у проливов Кунаширский и Екатерины и выходят к Тонино-Анивскому полуострову (иногда на некотором удалении). Характерный период их существования – август–октябрь. Холодные циклонические вихри формируются в этом же районе во второй половине октября в результате активизации Восточно-Сахалинского течения, при этом обычно образуется АЦ ринг в зал. Терпения. Характерный период существования этих вихрей более короткий, 1–1.5 мес.

Ключевые слова: вихрь, температура, соленость, хлорофилл *a*, альтиметрия, аномалия, динамическая топография.

Для цитирования: Шевченко Г.В., Частиков В.Н., Цой А.Т. Вихревые образования у юго-восточного побережья о. Сахалин. *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 35–45.

<https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.035-045>

Eddies off the southeastern coast of Sakhalin Island

Georgy V. Shevchenko^{*1,2}, Valery N. Chastikov¹, Alexander T. Tsoy¹

¹Sakhalin Branch of Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

²Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

*E-mail: shevchenko_zhora@mail.ru

Abstract. The base of ten-day maps of sea level topography (September 2002 – October 2005) was used to study the conditions of formation and dynamics of mesoscale eddies off the southeastern coast of Sakhalin Island. This base was created for the Sea of Okhotsk and adjacent areas on the ground of three satellites data. The satellite data of sea surface temperature and chlorophyll-a concentration, as well as oceanographic surveys at the standard section of Cape Aniva – Cape Dokuchaev also were used. It was shown that warm anticyclonic (AC) eddies are regularly formed as a result of meandering the Soya current at the Kunashirsky and Ekaterina straits and move to the Tonino-Aniva Peninsula (sometimes at some distance). The typical period of their existence is August–October. Cold cyclonic eddies occurred in the same region in the second half of October as a result of the East Sakhalin current autumn amplification, and usually an AC ring is formed in Terpeniya Bay. The typical lifetime of these eddies is shorter, it is about 1–1.5 months.

Keywords: eddy, temperature, salinity, chlorophyll-a, altimetry, sea level anomaly, dynamic topography.

For citation: Shevchenko G.V., Chastikov V.N., Tsoy A.T. Eddies off the southeastern coast of Sakhalin Island. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 35–45. (In Russian).

<https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.035-045>

Введение

Синоптические вихри в океанах и морях представляют значительный научный интерес для океанографии вследствие того, что они переносят на большие расстояния воды с существенно иными характеристиками в сравнении с типичными для акваторий, в которых они перемещаются. Их изучение имеет и прикладное значение, так как зона смещения вод на их периферии отличается высокой биологической продуктивностью, а также потому, что к этим мезомасштабным структурам приурочены скопления некоторых видов промысловых рыб, например сайры. По этой причине изучению вихревых структур как в открытом океане, так в различных бассейнах уделяется большое внимание [Farneti, Delworth, 2010; Raj et al., 2016]. Достаточно полное обобщение современных представлений по данной проблеме приведено в [Жмур, 2011]. Так, в применении к юго-западной части Охотского моря этому вопросу посвящен ряд исследований [Булатов и др., 1999; Дарницкий, Булатов, 1997; Самко и др., 2010, 2013; Жабин, Лукьянова, 2011; Андреев, Жабин, 2013], основанных преимущественно на спутниковой информации, с привлечением материалов судовых съемок. В частности, в работе [Самко и др., 2010] была предпринята попытка с использованием спутниковых ИК-снимков и данных альтиметрии исследовать динамику мезомасштабных вихревых структур на основе карт с месячной дискретностью по времени. Однако полной ясности относительно того, как формируются и откуда приходят вихри к юго-восточному побережью Сахалина – одному из наиболее важных в промысловом отношении районов Сахалинской области, пока еще нет, хотя подтверждений их существования в данном районе и важной роли в формировании биопродуктивности его вод приведено достаточно.

В работе [Шевченко и др., 2009] была разработана методика идентификации и исследования динамики мезомасштабных вихревых структур на основе материалов альтиметрических измерений спутника Topex/Poseidon (TP, запущен в 1992 г.), подспутниковые треки которого совпадали с треками запущенного в 2002 г. искусствен-

ного спутника Земли Jason-1 (J1). В период с сентября 2002 по октябрь 2005 г. спутник TP продолжал свою миссию, но его треки были смещены на половину межтрекового расстояния по сравнению с прежними траекториями. В этот же период альтиметрические съемки производились также со спутника Envisat (ES), общий период анализируемых данных охватывал 1995–2006 гг. Таким образом, в течение трех лет можно было использовать для определения положения и динамики вихревых структур материалы измерений одновременно трех спутников. Это позволило с высокой точностью определять характеристики и динамику вихрей у юго-восточного побережья Камчатки на основе карт динамической топографии с дискретностью 10 сут (это обусловлено длиной изомаршрутного цикла спутников TP и J1). Эту же методику и созданную в данной работе базу аномалий уровня поверхности Охотского моря и прилегающих акваторий было решено апробировать для идентификации мезомасштабных структур у юго-восточного побережья о. Сахалин. Дополнительно анализировались материалы наблюдений за температурой морской воды и концентрацией хлорофилла *a* в поверхностном слое, полученные при помощи установленной в Сахалинском филиале Всероссийского института рыбного хозяйства и океанографии (СахНИРО) спутниковой станции TeraScan, а также материалы океанологических съемок на стандартном разрезе мыс Анива (юго-восточная оконечность о. Сахалин) – мыс Докучаева на северо-востоке о. Кунашир.

Целью данной работы было изучение условий формирования и динамики вихрей, которые выходят к юго-восточному побережью о. Сахалин или формируются вблизи него.

Методика идентификации вихрей и материалы наблюдений

Для выделения вихря использовалась информация с трех спутников для построения топографии за 10-суточный промежуток времени, привязываемый к сканированию поверхности Охотского моря спутником J1. Интервалы нумеровались согласно этим циклам, данные других ИСЗ привязывались

к этим промежуткам времени. Напомним, что при вычислении гармонических постоянных прилива в качестве независимой переменной берется средняя высота уровенной поверхности [Шевченко, Романов, 2004]. То есть отсчет производился от нулевого среднего уровня. Следовательно, для всех ИСЗ анализировались аномалии уровня океана. Это упрощало задачу совмещения данных по различным трекам, так как основные сложности обычно связаны как раз с привязкой средних уровней, в то время как для аномалий часть этих проблем отпадает.

Такое наложение данных спутниковой альтиметрии позволяет строить карты топографии аномалий уровенной поверхности и, соответственно, определять положение синоптических вихрей в океане с гораздо более высокой точностью по сравнению с получаемыми при использовании данных с одного ИСЗ. Декадный интервал между картами динамической топографии открывал возможности достаточно детального изучения динамики вихревых структур вблизи юго-восточного побережья о. Сахалин в период с сентября 2002 по октябрь 2005 г.

Необходимо было сопоставить результаты изучения характеристик синоптических вихрей в океане по данным спутниковой альтиметрии с материалами наблюдений иного рода. На материалы судовых съемок в данном районе можно было рассчитывать лишь в некоторой степени из-за их весьма ограниченного количества: за интересующий нас период на стандартном океанологическом разрезе мыс Анива – мыс Докучаева, лишь частично задевающим исследуемую часть акватории Охотского моря, было выполнено 5 съемок – в ноябре 2002, июне, сентябре и октябре 2003, а также в августе 2004 г., из которых в данной работе в большей мере использовались материалы двух экспедиций на НИС «Дмитрий Песков», проводившихся осенью 2003 г. На стандартном разрезе мыс Левенорна – море, непосредственно пересекающем зону выхода вихревых структур, океанологические съемки не выполнялись уже много лет.

Как отмечалось выше, в качестве дополнительного источника информации привлекались спутниковые данные по температуре

воды и концентрации хлорофилла *a* в поверхностном слое Охотского моря (средние за декаду значения, осредненные по ячейкам с пространственным разрешением около 2 км). Такие материалы также традиционно используются для исследования синоптических вихрей.

Использование данных по температуре и цветности поверхности океана было связано с определенными ограничениями, поскольку в наблюдениях за данными параметрами важную роль играло искажающее влияние облачности и далеко не всегда имела информация на интересующие промежутки времени. В особенности это относится к весне и началу лета, но в августе–октябре над изучаемым районом, как правило, устанавливается хорошая погода, позволяющая получать качественную информацию с ИСЗ.

Динамика антициклонического вихря летом–осенью 2003 г.

Наиболее выраженный теплый антициклонический (АЦ) вихрь был зафиксирован вблизи юго-восточного берега о. Сахалин (у Тонино-Анивского полуострова) летом – осенью 2003 г. Первое появление слабо выраженного АЦ ринга к северу от прол. Екатерины зафиксировано на карте динамической топографии за 14–24 июля. Спустя 10 сут вихрь стал более выраженным и сместился на север-северо-запад, в направлении мыса Анива – крайней юго-восточной точки острова.

По карте топографии за 3–13 августа видно, что вихрь продолжал движение в том же направлении, но затем стал смещаться на северо-восток и объединился с образовавшейся незадолго до этого более слабой антициклонической структурой.

В последней декаде августа у входа в Кунаширский пролив образовался новый, более выраженный антициклонический ринг, который стал смещаться в северном направлении (рис. 1а). Существовавшая ранее вихревая структура начинает двигаться ему навстречу, и в первой декаде сентября они объединяются, продолжив движение в сторону Сахалина (рис. 1б). Однако скорость движения вихря замедлилась, и в дальнейшем он находился практически на одном месте. Максимальной

выраженности он достиг во второй декаде октября (рис. 1с), его диаметр составлял немногим более 100 км, высота около 15 см над средним уровнем моря. Затем этот ринг начал оттесняться в юго-восточном направлении и быстро ослабевать (на рис. 1d представлена динамическая топография за первую декаду ноября 2003 г.), и во второй декаде этого месяца его следы уже не прослеживаются ни по альтиметрическим, ни по температурным съемкам морской поверхности.

Наиболее вероятной причиной разрушения вихря является осенняя активизация Восточно-Сахалинского течения (ВСТ), которая обычно наблюдается у юго-восточного побережья Сахалина во второй половине октября [Власова и др., 2008], хотя характерных для нее выраженных градиентов уровня моря у берега Сахалина в конце октября – ноябре 2003 г. на карте динамической топографии не было заметно. Вопрос о влиянии ВСТ на вихревые структуры у юго-восточного побережья о. Сахалин более подробно рассматривается ниже.

Более сложным является вопрос об условиях формирования вихря. Образование ринга в акватории, прилегающей к Кунаширскому проливу, указывает на меандрирование течения Соя в районе п-ова Сиретоко как наиболее вероятную причину данного явления – именно такой механизм генерирования АЦ вихрей получен в работе [Uchimoto et al., 2007] по результатам численного моделирования. Однако для однозначного подтверждения этого механизма проанализированных данных было недостаточно.

На рис. 2 представлено распределение температуры воды на поверхности моря в юго-западной части Охотского моря по спутниковым данным в первой декаде октября 2003 г., в момент наибольшей выраженности изучаемого антициклонического вихря. Это распределение представлено как с обычной шкалой (рис. 2а), так и, для наглядности, с детальной шкалой на каждый 2-градусный диапазон. Ядро ринга выделялось более высокими значениями данного параметра (около 13 °С), на 2–3 градуса пре-

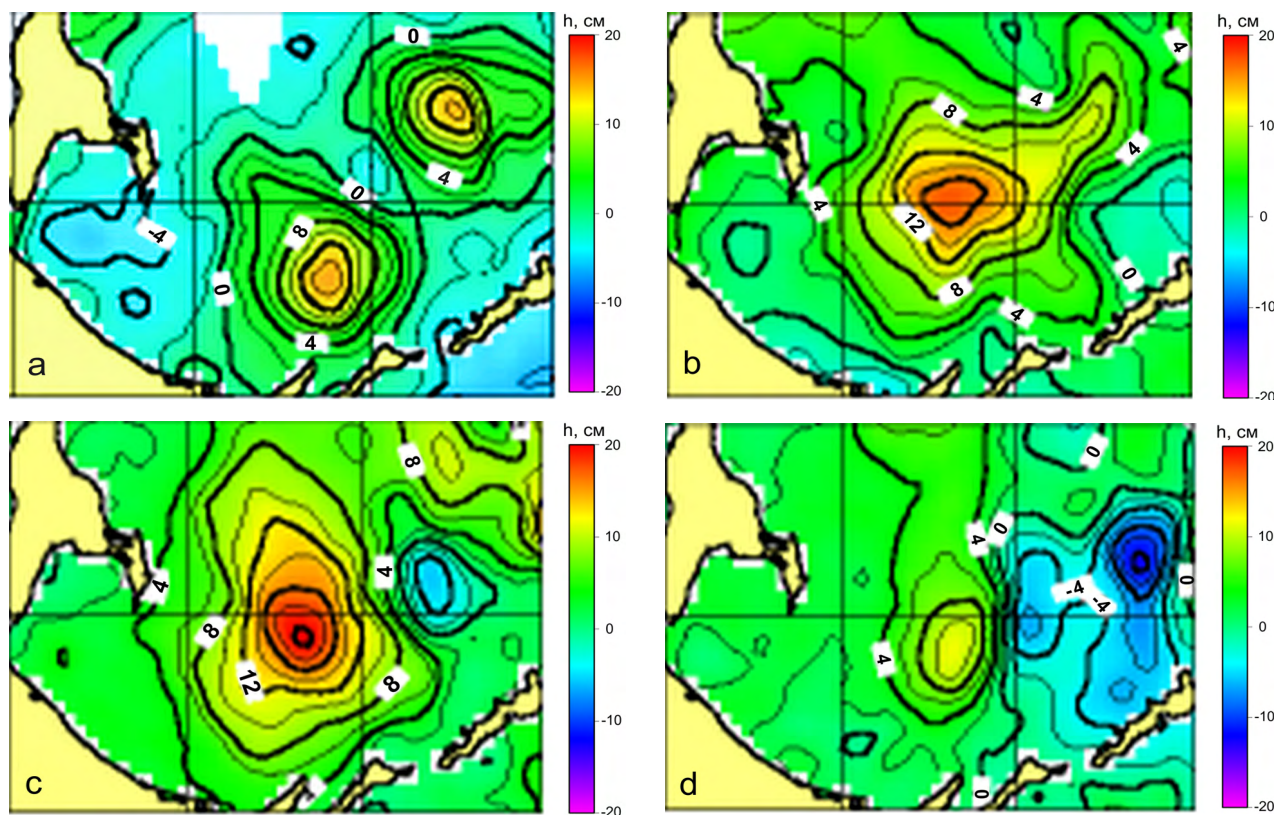


Рис. 1. Карты динамической топографии за 23 августа – 2 сентября (а), 12–22 сентября (б), 12–22 октября (с) и 1–11 ноября (д) 2003 г.

Fig. 1. Sea level topography for August 23 – September 2 (a), September 12–22 (b), October 12–22 (c), and November 1–11, 2003 (d).

вышавшими температуру окружающих вод. В работах [Самко и др., 2010; Жабин, Лукьянова, 2011] также отмечался сравнительно слабый контраст в значениях температуры в центре вихря и на его периферии – видимо, это характерно для мезомасштабных структур данного района. Термическое состояние вихря было стабильным на всем протяжении его существования, однако температура воды как в центре вихря, так и на его периферии быстро снижалась в течение второй половины сентября – первой половины октября.

Пространственное распределение хлорофилла *a* на поверхности Охотского моря за тот же период времени (рис. 2 б) показывает более низкие значения в зоне вихря (около 0.3 мкг/л) и существенно более высокие

за ее пределами (0.5–0.9 мкг/л), в частности в области к юго-западу от него, где наблюдались более холодные воды, отмеченные даже на шельфе о. Хоккайдо, где обычно теплые воды течения Соя. По данным альтиметрии, эта область характеризовалась меньшими высотами уровня моря.

Более высокие значения температуры и низкие концентрации хлорофилла *a* типичны для вод течения Соя в данном районе [Цхай и др., 2006], что косвенно подтверждает высказанную выше гипотезу о связи данной вихревой структуры с этим течением.

В сентябре и октябре 2003 г. были выполнены океанологические зондирования с борта НИС «Дмитрий Песков» на стандартном разрезе мыс Анива – мыс Докучаева. Вертикальные разрезы температуры и солёности по судовым съемкам для первой из экспедиций (различия со второй незначительны) представлены на рис. 3. Расположение станций на этом разрезе весьма специфично (см. рис. 2) из-за того, что он пересекает территориальные воды Японии: группа станций вблизи побережья о. Сахалин и другая группа на шельфе о. Кунашир разделены, и в зону влияния вихря, на самой его периферии, попадали только 2 наиболее удаленные от берега (ст. 2 и ст. 6) станции северной, прилегающей к Сахалину части разреза (на рисунке им соответствует диапазон долготы от 144 до 144.5° в.д.). И в сентябре, и в октябре на этих станциях отмечены более теплые и, что более важно, более соленые воды, что особенно явно проявляется на глубине от 100 до 500 м (зондирования выполнялись именно до этой глубины). Высокая солёность вод в зоне вихря является более существенным аргументом в пользу предположения, что он сформировался в результате меандрирования течения Соя, так как значения выше 33.5 psu нехарактерны для изучаемой части Охотского моря. Аналогичной точки зрения придерживаются и авторы работы [Жабин, Лукьянова, 2011], можно также сказать, что наши исследования, основанные на натурных наблюдениях, подтвердили результаты численных экспериментов японских коллег [Uchimoto et al., 2007].

Океанологические зондирования, хотя они и были выполнены на периферии

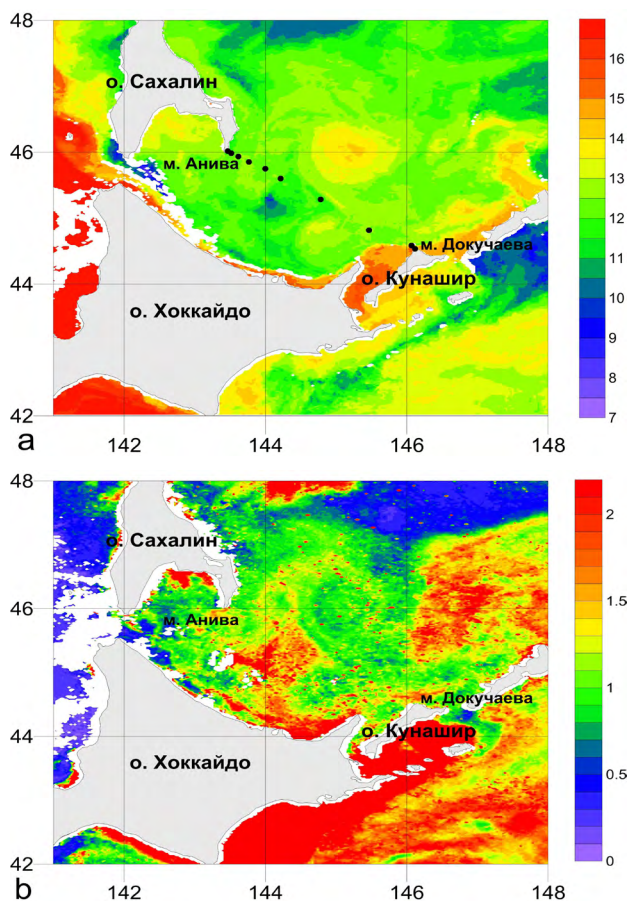


Рис. 2. Распределение температуры воды на поверхности моря (а, °С) и концентрации хлорофилла *a* (б, мкг/л) за 10–20 октября по данным спутниковой станции СахНИРО. Черными точками показано положение станций стандартного разреза мыс Анива – мыс Докучаева.

Fig. 2. Sea surface temperature (a, °C) and chlorophyll *a* concentration (b, µg/L) distributions for October 10–20, 2003 according to the SakhNIRO satellite station. Black dots indicate the position of the stations of the standard section of Cape Aniva – Cape Dokuchaev.

АЦ вихря, позволили оценить радиус деформации Россби, который характеризует пространственные размеры мезомасштабного вихря и определяется по формуле

$$R = NH/f,$$

где N – характерная частота Вайсяля–Брента, H – глубина, f – параметр Кориолиса. Осредненная по вертикали (имеющая максимальные значения в районе слоя скачка на глубинах 20–30 м) частота Вайсяля–Брента на станциях, попавших на периферию ринга, составила около $3.5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. При значениях параметра Кориолиса $f = 1.7 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ и глубине зондирования 500 м получаем величину радиуса Россби около 110 км, что, учитывая весьма приближенный характер оценки, хорошо согласуется с пространственным масштабом изучаемого вихря.

В 2004 г. ситуация была достаточно близкой к рассмотренной выше: антициклониче-

ский ринг, более слабый по сравнению с наблюдавшимся годом ранее, сформировался у входа в прол. Екатерины в конце августа и стал двигаться на север. Его центр находился к востоку от положения центра вихря в 2003 г. примерно на половину градуса. Максимальной выраженности он достиг в начале октября. В первой декаде ноября мезомасштабная структура исчезла под влиянием Восточно-Сахалинского течения.

В августе 2005 г. был выявлен еще более слабый, чем в 2004 г., АЦ вихрь, и близко к берегу Сахалина он также не подошел (находился восточнее Тонино-Анивского полуострова, в районе 146 меридиана).

Альтернативные ситуации

Совсем иной пример представляет динамическая топография, наблюдавшаяся осенью 2002 г. (на рис. 4 представлена аномалия уровенной поверхности за интервал времени 29 октября – 8 ноября). За свалом глубин напротив Тонино-Анивского полуострова, где в 2003 г. находился теплый антициклонический вихрь, в рассматриваемый период был обнаружен холодный циклонический ринг. Океанологическая съемка, выполненная в ноябре этого года на разрезе мыс Анива – мыс Докучаева, показала, что на глубинах бо-

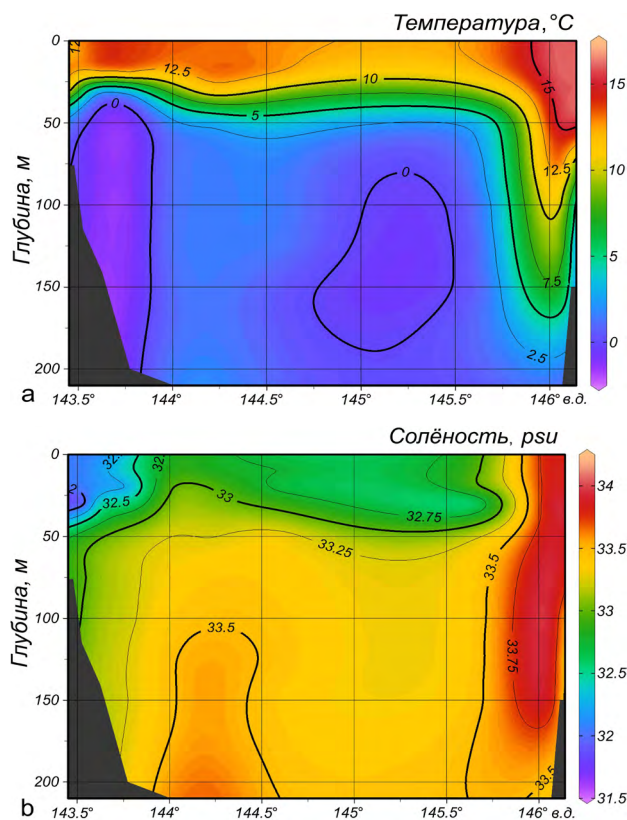


Рис. 3. Вертикальные распределения температуры (°C) и солености (psu) морской воды на стандартном разрезе мыс Анива – мыс Докучаева по результатам судовой съемки 18–19 сентября 2003 г. на НИС «Дмитрий Песков».

Fig. 3. Vertical distribution of water temperature (°C) and salinity (psu) at the standard section Cape Aniva – Cape Dokuchaev according to the results of ship survey on September 18–19, 2003 at the R/V “Dmitry Peskov”.

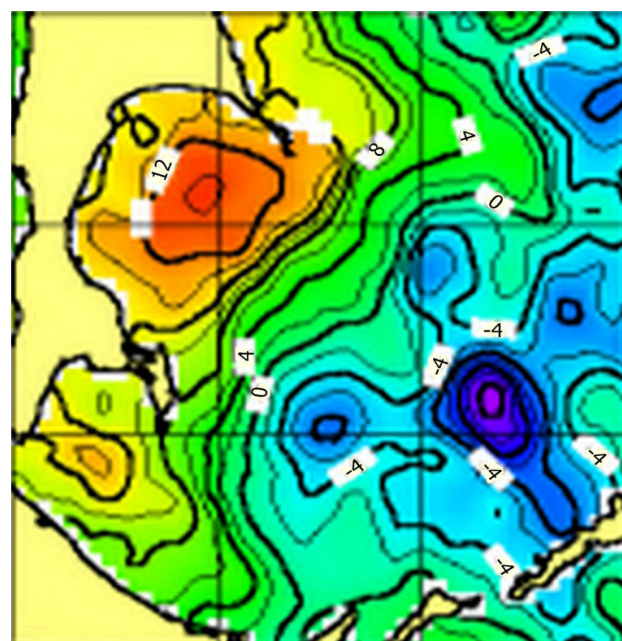


Рис. 4. Карта динамической топографии за 29 октября – 8 ноября 2002 г.

Fig. 4. Sea level topography over October 29 – November 8, 2002.

лее 80 м на станциях 5–6 наблюдались воды с отрицательными значениями температуры, что примерно на 2 °C ниже, чем на соседних станциях. Соленость, напротив, была выше (около 33.1 psu). Характер положения нулевой изотермы и изогалины 33 psu явно указывал на подъем вод в зоне вихря. Оценка частоты Вайсяля–Брента была почти вдвое меньше, чем в рассмотренном выше случае, а радиус деформации Россби составил около 70 км, что выглядит вполне убедительной величиной, несмотря на существенно иной характер стратификации вод.

Теплый антициклон практически синхронно образовался в зал. Терпения, в его восточной части, примыкающей к одноименному полуострову и к о. Тюлений. Вероятной причиной формирования обеих мезомасштабных структур было усиление Восточно-Сахалинского течения, выраженная активность которого проявилась в высоких значениях уровня моря вдоль побережья о. Сахалин и больших его градиентах вдоль свала глубин.

АЦ вихрь постоянно наблюдается в зал. Анива, можно было ожидать аналогичного явления в зал. Терпения, учитывая большое сходство физико-географических условий в этих бассейнах. Однако в зал. Терпения мезомасштабные структуры формируются значительно реже, и на сравнительно короткий период времени. Так, осенью 2002 г. антициклонический вихрь просуществовал в данном бассейне около месяца, а в 2004 – около 40 сут (отмечен на четырех картах динамической топографии).

Особенности формирования мезомасштабных структур в зал. Терпения можно рассмотреть на материалах экспедиционных исследований. Осенью 2006 г. АЦ вихрь в данной акватории был идентифицирован по результатам океанологической съемки, проведенной НИС «Дмитрий Песков» 23–27 октября 2006 г. Эта съемка носила фрагментарный характер, было выполнено всего 16 станций на сравнительно небольшом участке от 48.2 до 48.8° с.ш. и от берега до 144° в.д. (рис. 5).

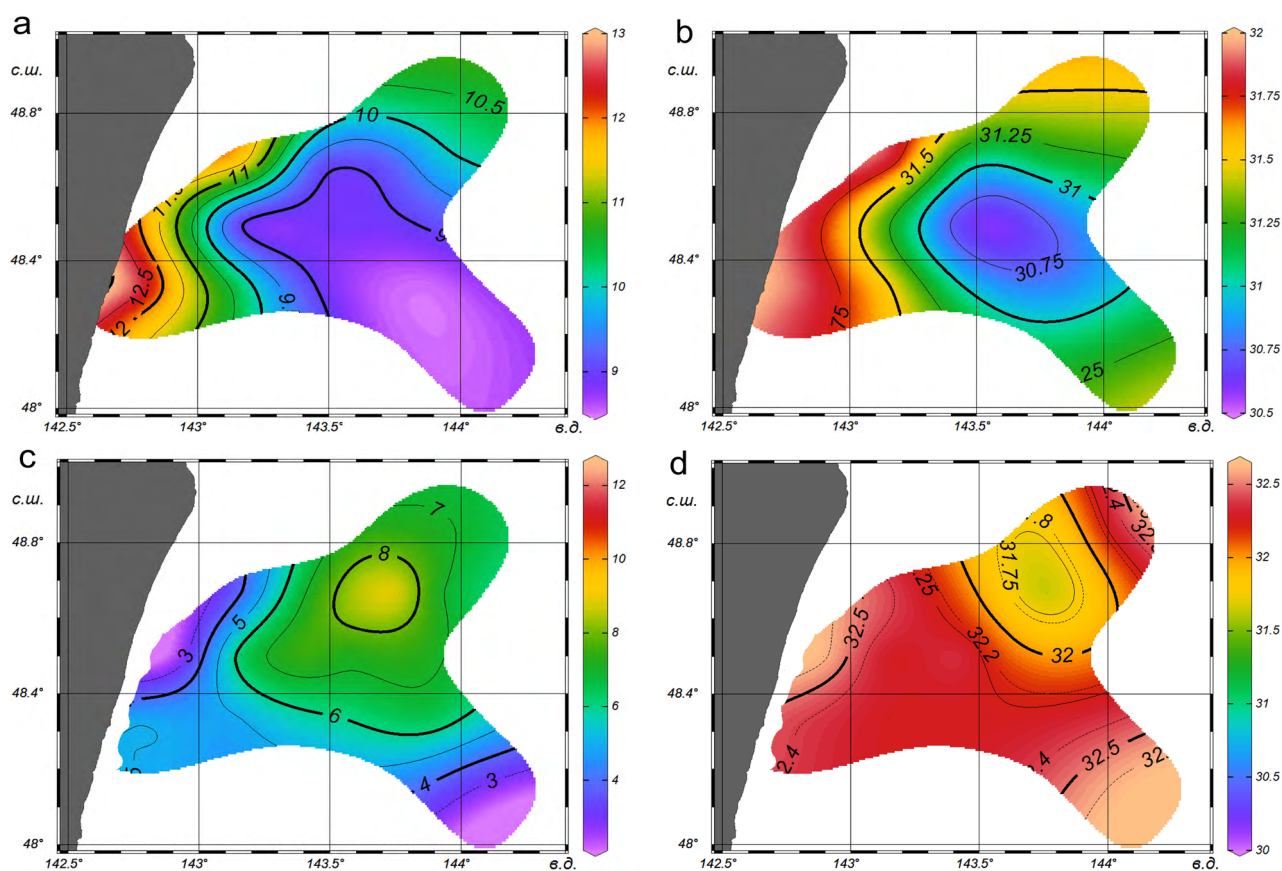


Рис. 5. Распределение температуры (°C, а, с) и солености (psu, b, d) на поверхности моря (а, b) и на глубине 30 м (с, d) в зал. Терпения по результатам океанологической съемки 23–27 октября 2006 г.

Fig. 5. Distribution of water temperature (°C, a, c) and salinity (psu, b, d) at the sea surface (a, b) and at a depth of 30 m (c, d) in Terpeniya Bay according to the results of ship survey October 23–27, 2006.

Исследования захватили начальный этап осенней активизации Восточно-Сахалинского течения, которое доставляет на юго-восточный шельф Сахалина модифицированную воду р. Амур, характеризующуюся низкими значениями солености. Локальное пятно распресненной воды (30.75 psu на поверхности моря) находилось в удаленной от берега части охваченной съемкой акватории, между 143.5 и 144° в.д. (рис. 5b). Причем эта вода была холоднее (9–10 °С), чем воды в ее прибрежной части (11–13 °С) (рис. 5a). Распределение океанологических элементов на горизонте 10 м практически не отличается от таковых на поверхности моря. На глубине 20 и даже 30 м (рис. 5d) прослеживается вода низкой солености, что указывает на ее заглубление под влиянием небольшого по размеру антициклонического вихря в зал. Терпения. Причем если на глубине 20 м распределение температуры выравнивается, то на глубине 30 м модифицированная вода в зоне вихря (8 °С) заметно теплее окружающих вод (рис. 5c).

Идентификация вихрей по наблюдениям за температурой поверхности моря

Помимо ряда альтиметрических данных за чуть более чем трехлетний период, были также проанализированы пространственные распределения температуры поверхности моря за период с 1997 по 2019 г. Поскольку, как отмечалось выше, АЦ вихри в изучаемом районе сравнительно слабо выделяются на картах температуры поверхности моря, был применен искусственный прием, заключавшийся в построении карт с детальной шкалой на каждый 2-градусный диапазон. Это позволило выделять изучаемые структуры более уверенно, опираясь при этом на опыт идентификации по данным альтиметрии.

Мезомасштабные вихри в августе–октябре наблюдались в юго-западной части Охотского моря и у юго-восточного побережья Сахалина (за свалом глубин у Тонино-Анивского полуострова) регулярно, хотя и различались по своим характеристикам. Так, в ок-

тябре 2015 г. антициклонический ринг находился на удалении от берега Сахалина, как и в 2004 и 2005 гг. Осенью 2016 г. в изучаемом районе сформировался холодный циклонический вихрь, аналогично зафиксированному в 2002 г. (рис. 6a). В октябре 2018 г. к юго-восточному берегу Сахалина подошел хорошо выраженный теплый АЦ вихрь (рис. 6b). Можно сказать, что это три типовые ситуации, характерные для изучаемого района. Отметим, что на пространственных распределениях температуры поверхности моря по спутниковым данным ни в 2002, ни в 2006 г. АЦ вихрь в зал. Терпения никак не проявлялся, даже при использовании детальной шкалы.

Анализ карт температуры поверхности моря за достаточно продолжительный пери-

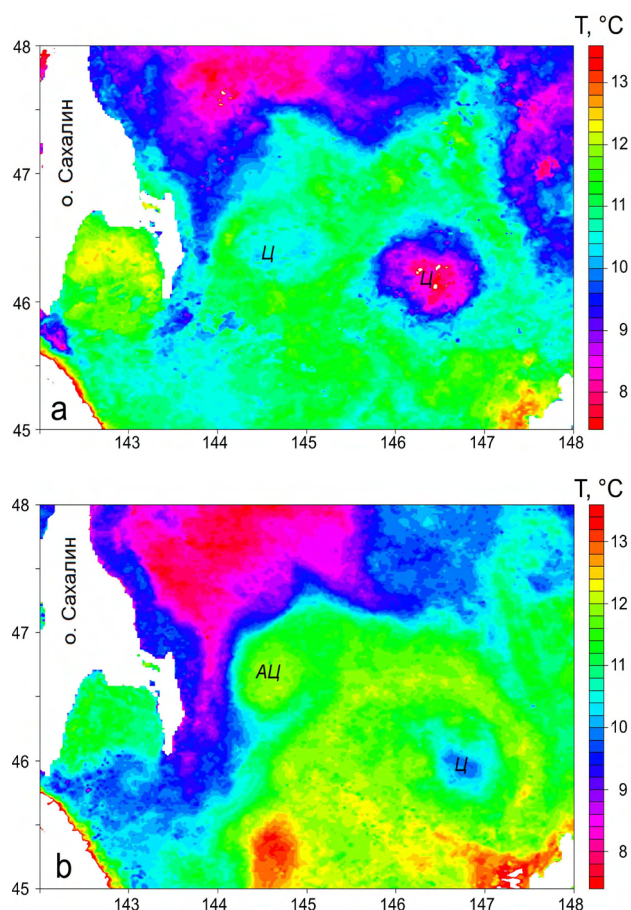


Рис. 6. Пространственное распределение температуры воды (°С) в юго-западной части Охотского моря в третьей декаде октября 2016 г. (a) и во второй декаде октября 2018 г. (b) в детальном представлении.

Fig. 6. The spatial distribution of water temperature (°C) in the southwestern part of the Sea of Okhotsk on the October 20–31, 2016 (a) and on the October 10–20, 2018 (b) in a detailed view.

од времени показал, что АЦ вихри обнаруживаются у юго-восточного берега о. Сахалин почти ежегодно, в один и тот же период времени (появлялись во второй половине августа и исчезали в третьей декаде октября). Циклонические вихри формируются несколько реже, примерно раз в три года, в конце октября в период осенней интенсификации ВСТ, и исчезают в конце ноября – начале декабря.

Заключение

Таким образом, за свалом глубин вблизи Тонино-Анивского полуострова выявлены два типа мезомасштабных вихревых структур, регулярно наблюдающихся в этом районе.

К первому относятся теплые антициклонические вихри, зарождающиеся вблизи проливов Екатерины или Кунаширского в результате меандрирования течения Соя и дрейфующие в северном или северо-восточном направлении. Типичный период их существования – август–октябрь, что хорошо согласуется с результатами работы [Uchimoto et al., 2007], в которой отмечалось, что отрыв вихря в районе Кунаширского пролива наиболее вероятен в конце лета, когда у берега п-ова Сиретоко накапливается достаточное для этого количество теплой соленой воды. Отметим, что в работе [Булатов и др., 1999] АЦ вихрь в данном районе диагностировался и в весенний период, однако в проанализированных нами материалах подобная ситуация не наблюдалась. Очевидно, данная ситуация является весьма редким, нехарактерным для данной акватории событием. АЦ-вихри могут подходить сравнительно близко к берегу Сахалина или находиться на определенном удалении, примерно на 0.5–1° восточнее. Эти вихри переносят теплые воды с высокой соленостью в район, где такие соленые воды при обычных обстоятельствах не наблюдаются.

Они также могут транспортировать нехарактерные для данной акватории виды рыб [Полтев, Цхай, 2019] и иных гидробионтов, в частности теплолюбивые виды зоопланктона, которые были обнаружены в пробах, отобранных у юго-восточного побережья острова поздней осенью [Брагина, 2002].

Ко второму типу относятся холодные циклонические вихри, возникающие обычно приблизительно в том же районе во второй половине октября, в период усиления Восточно-Сахалинского течения. Характерный период их существования более короткий, 1–1.5 мес. При этом обычно формируется теплый антициклонический вихрь в зал. Терпения, практически не выделяющийся на пространственных распределениях температуры поверхности моря. Этот вихрь характеризуется низкими значениями солености в его ядре, что обуславливает его четкую выраженность на картах динамической топографии. Характерный срок существования АЦ вихря в данном бассейне сравнительно невелик и также составляет обычно 1–1.5 мес.

Наличие мезомасштабных вихревых структур является важной и до настоящего времени слабо изученной особенностью океанологических условий на шельфе и свале глубин у юго-восточного побережья о. Сахалин, играющей к тому же важную роль при оценке условий обитания рыб и иных гидробионтов в данной акватории.

Благодарности

Авторы благодарны рецензентам за полезные замечания, способствовавшие улучшению качества статьи.

Работа выполнена в соответствии с государственными заданиями Сахалинского филиала ВНИРО (СахНИРО) и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН при частичной финансовой поддержке программы фундаментальных научных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 18-1-0010).

Список литературы

1. Андреев А.Г., Жабин И.А. **2013.** Мезомасштабные вихри и межгодовые изменения содержания хлорофилла-а в водах Охотского моря. В кн.: *Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана*: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, кн. 1: 92–102.
2. Брагина И.Ю. **2002.** Сезонная и межгодовая изменчивость зоопланктона по результатам исследований 1995–1999 гг. в проливе Лаперуза (Соя) и прилегающих водах. *Труды СахНИРО*, 4: 48–69.

3. Булатов Н.В., Куренная Л.А., Муктепавел Л.С., Алексанина М.Г., Гербек Э.Э. **1999**. Вихревая структура вод южной части Охотского моря и ее сезонная изменчивость (результаты спутникового мониторинга). *Океанология*, 39(1): 29–37.
4. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. **2008**. *Пространственно-временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря*. М.: Наука, 356 с.
5. Дарницкий В.Б., Булатов Н.В. **1997**. Охотоморские вихри прикурильского района. В кн.: *Комплексные исследования экосистем Охотского моря*. М.: ВНИРО, 36–39.
6. Жабин И.А., Лукьянова Н.Б. **2011**. Взаимодействие антициклонических вихрей с течением Соя в южной части Охотского моря по данным спутниковых наблюдений. *Исследование Земли из космоса*, 1: 86–90.
7. Жмур В.В. **2011**. *Мезомасштабные вихри океана*. М.: ГЕОС, 278 с.
8. Полтев Ю.Н., Цхай Ж.Р. **2019**. О новом случае поимки большой корифены *Coryphaena hippurus* Linnaeus, 1758 (Perciformes: *Coryphaenidae*) в водах юго-восточного Сахалина. *Труды СахНИРО*, 15: 303–307.
9. Самко Е.В., Булатов Н.В., Капштитер А.В. **2010**. Структура и динамика вихревых образований в южной части Охотского моря по спутниковым данным. *Исследование Земли из космоса*, 4: 50–60.
10. Самко Е.В., Булатов Н.В., Капштитер А.В. **2013**. Вихревые образования в южной части Охотского моря. В кн.: *Океанологические исследования дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана*: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 1: 456–464.
11. Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В., Гаврина Л.Ю. **2006**. Сезонные вариации концентрации хлорофилла-а за 2001–2004 гг. в проливе Лаперуза по спутниковым и судовым измерениям. *Исследование Земли из космоса*, 3: 15–30.
12. Шевченко Г.В., Романов А.А. **2004**. Определение характеристик прилива в Охотском море по данным спутниковой альтиметрии. *Исследование Земли из космоса*, 1: 49–62.
13. Шевченко Г.В., Романов А.А., Цой А.Т. **2009**. Идентификация мезомасштабных вихревых структур на юго-восточном шельфе Камчатки по спутниковым данным. *Исследование Земли из космоса*, 5: 80–89.
14. Farneti R., Delworth T.L. **2010**. The role of mesoscale eddies in the remote oceanic response to altered Southern Hemisphere winds. *J. of Physical Oceanography*, 40: 2348–2354.
15. Raj R.P., Johannessen J.A., Eldevik T., Nilsen J.E.O., Halo I. **2016**. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin. *J. of Geophysical Research: Oceans*, 121: 4503–4521.
16. Uchimoto K., Mitsudera H., Ebuchi N., Miyazawa Y. **2007**. Anticyclonic eddy caused by the Soya Warm Current in an Okhotsk OGCM. *J. of Oceanography*, 63(3): 379–391.

Об авторах

ШЕВЧЕНКО Георгий Владимирович, доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией океанографии Сахалинского филиала Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (СахНИРО), ведущий научный сотрудник лаборатории цунами, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ЧАСТИКОВ Валерий Николаевич, ведущий специалист, ЦОИ Александр Тесуевич, ведущий специалист – лаборатория океанографии, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (СахНИРО), Южно-Сахалинск

References

1. Andreev A.G., Zhabin I.A. **2013**. [Mesoscale eddies and interannual changes in the chlorophyll-a concentration in the Sea of Okhotsk]. *Okeanologicheskie issledovaniia dal'nevostochnykh morei i severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana* [Oceanological studies of the Far-Eastern seas and in the North-Western Pacific Ocean]: in 2 books. Vladivostok: Dalnauka Publ., 1: 92–102.
2. Bragina I.Iu. **2002**. [Seasonal and interannual variability of a zooplankton by the results of studies of 1995–1999 yr. in the La Pérouse Strait (the Soya Strait) and the adjacent waters]. *Trudy SakhNIRO = Transactions of SakhNIRO*, 4: 48–69.
3. Bulatov N.V., Kurennaia L.A., Muktepavel L.S., Aleksanina M.G., Gerbek E.E. **1999**. [Eddy water structure of the Southern Okhotsk Sea and its seasonal variability (results of satellite monitoring)]. *Okeanologiya = Oceanology*, 39(1): 29–37.

4. Farneti R., Delworth T.L. **2010**. The role of mesoscale eddies in the remote oceanic response to altered Southern Hemisphere winds. *J. of Physical Oceanography*, 40: 2348–2354.
<https://doi.org/10.1175/2010jpo4480.1>
5. Darnitskii V.B., Bulatov N.V. **1997**. [Okhotsk Sea eddies off the Kuril Islands]. In: *Kompleksnye issledovaniia ekosistem Okhotskogo moria* [Complex studies of the Okhotsk Sea ecosystems]. Moscow: VNIRO, 36–39.
6. Poltev Iu.N., Tskhai Zh.R. **2019**. [About a new case of capture of the large *Coryphaena hippurus* Linnaeus, 1758 (Perciformes: *Coryphaenidae*) in the waters of the south-western Sakhalin]. *Trudy SakhNIRO = Transactions of SakhNIRO*, 15: 303–307.
7. Samko E.V., Bulatov N.V., Kapshiter A.V. **2010**. [Structure and dynamics of eddy formations in the Southern Okhotsk Sea by the satellite data]. *Issledovanie Zemli iz kosmosa = Earth Observation and Remote Sensing*, 4: 50–60.
8. Samko E.V., Bulatov N.V., Kapshiter A.V. **2013**. [Eddy formations in the Southern Okhotsk Sea]. In: *Okeanologicheskie issledovaniia dal'nevostochnykh morei i severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana* [Oceanological studies of the Far-Eastern seas and in the North-Western Pacific Ocean]: in 2 books. Vladivostok: Dalnauka, 1: 456–464.
9. Shevchenko G.V., Romanov A.A. **2004**. [Tidal properties determination in the Okhotsk Sea by the data of satellite altimetry]. *Issledovanie Zemli iz kosmosa = Earth Observation and Remote Sensing*, 1: 49–62.
10. Shevchenko G.V., Romanov A.A., Tsoi A.T. **2009**. [Identification of mesoscale eddy structures on the southeastern shelf of Kamchatka by the satellite data]. *Issledovanie Zemli iz kosmosa = Earth Observation and Remote Sensing*, 5: 80–89.
11. Tskhai Zh.R., Shevchenko G.V., Gavrina L.Iu. **2006**. [Seasonal variations of chlorophyll-a concentration over 2001–2004 yr. in the La Pérouse Strait by the satellite and ship measurements]. *Issledovanie Zemli iz kosmosa = Earth Observation and Remote Sensing*, 3: 15–30.
12. Raj R.P., Johannessen J.A., Eldevik T., Nilsen J.E.O., Halo I. **2016**. Quantifying mesoscale eddies in the Lofoten Basin. *J. of Geophysical Research: Oceans*, 121: 4503–4521. <https://doi.org/10.1002/2016jc011637>
13. Uchimoto K., Mitsudera H., Ebuchi N., Miyazawa Y. **2007**. Anticyclonic eddy caused by the Soya Warm Current in an Okhotsk OGCM. *J. of Oceanography*, 63(3): 379–391.
<https://doi.org/10.1007/s10872-007-0036-3>
14. Vlasova G.A., Vasil'ev A.S., Shevchenko G.V. **2008**. *Prostranstvenno-vremennaia izmenchivost' struktury i dinamiki vod Okhotskogo moria* [Spatio-temporal variability of the structure and dynamics of the Sea of Okhotsk water]. Moscow: Nauka, 356 p.
15. Zhabin I.A., Luk'ianova N.B. **2011**. [Anticyclonic eddies interaction with Soya Stream in the Southern Okhotsk Sea by the data of satellite observance]. *Issledovanie Zemli iz kosmosa = Earth Observation and Remote Sensing*, 1: 86–90.
16. Zhmur V.V. **2011**. *Mezomasshtabnye vikhri okeana* [Mesoscale eddies in the ocean]. Moscow: GEOS,

Реконструкция палеотайфунов и повторяемости экстремальных паводков на юге острова Сахалин в среднем–позднем голоцене

© 2020 Н. Г. Разжигаева^{*1}, Т. А. Гребенникова¹, Л. А. Ганзей¹,
А. О. Горбунов², В. И. Пономарев³, М. А. Климин⁴,
Х. А. Арсланов⁵, Ф. Е. Максимов⁵, А. Ю. Петров⁵

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³Тихоокеанский океанологический институт имени В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

⁴Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия

⁵Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Реферат. Впервые для о. Сахалин восстановлена геологическая летопись экстремальных паводков, связанных с прохождением наиболее сильных тайфунов за последние 6620 кал. лет. В качестве природного архива для реконструкций выбран разрез голоценовых отложений около г. Долинск (водораздел в северной части Сусунайской низменности), включающий торфяник с многочисленными слоями суглинков, образованными при затоплении болотного массива во время крупных наводнений. Приведены результаты изучения эколого-таксономического состава диатомовой флоры с целью восстановления эволюции обстановок осадконакопления, анализа динамики увлажненности и водности водотоков. Торфяник образовался на месте лагуны, существовавшей в максимальную фазу трансгрессии в среднем голоцене. Органогенное осадконакопление началось 6010 кал. л.н. в распресненной лагуне. При снижении уровня моря ~5710–5040 кал. л.н. лагуна превратилась в береговое озеро. Предложены биоиндикаторы для выявления следов палеонаводнений. Одним из критериев выделения периодов частых паводков является анализ величины зольности торфа. Определен возраст 25 экстремальных наводнений и проанализирован палеоклиматический фон событий. В качестве современного аналога палеособытий рассматривается катастрофическое наводнение, вызванное тайфуном Филлис (1981). Установлено, что повторяемость экстремально сильных тайфунов возрастала как в теплые влажные и сухие, так и в холодные сухие фазы палеоклиматических колебаний. Выделены три периода их активизации (4640–4360; 4030–3580; 1860–1380 кал. л.н.), когда супертайфуны выходили на остров 1 раз в 30–90 лет. Выполнено сравнение проявления экстремальных тайфунов на юге Сахалина и в регионе Японского моря. Предполагается, что на палеомасштабе значительно изменялись траектории экстремальных супертайфунов, как и в современный период инструментальных гидрометеорологических измерений.

Ключевые слова: палеотайфуны, экстремальные паводки, геологические критерии, диатомовые водоросли, хронология, повторяемость, средний–поздний голоцен, остров Сахалин.

Для цитирования: Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Горбунов А.О., Пономарев В.И., Климин М.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. Реконструкция палеотайфунов и повторяемости экстремальных паводков на юге острова Сахалин в среднем–позднем голоцене. *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 046–070. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.046-070>

Reconstruction of paleotyphoons and recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island in Middle–Late Holocene

Nadezhda G. Razjigaeva^{*1}, Tatiana A. Grebennikova¹, Larisa A. Ganzey¹, Alexey O. Gorbunov², Vladimir I. Ponomarev³, Mikhail A. Klimin⁴, Khikmatulla A. Arslanov⁵, Fedor E. Maksimov⁵, Alexey Yu. Petrov⁵

¹Pacific Geographical Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

²Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

³V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

⁴Institute of Water and Ecological Problems, FEB RAS, Khabarovsk, Russia

⁵St.-Petersburg State University, St.-Petersburg, Russia

*E-mail: nadyar@tigdvo.ru

Abstract. The geological record of extreme floods associated with the passage of the strongest typhoons in the last 6620 cal. yr. was first restored for the Sakhalin Island. The cross-section of the Holocene deposits near Dolinsk Town (the watershed in the northern part of the Susunai lowland) was chosen as a natural archive for paleotyphoon activity. The cross-section includes the peat bog with numerous loam layers which formed during the flooding of the swamp during extreme floods. The results of the ecological and taxonomic composition of diatom flora study have been presented with the aim of restoring the evolution of sedimentation environments, as well the analysis of the moisture dynamics and river activity. Peat bog has been formed on the place of the lagoon existed in the maximum phase of transgression in the Middle Holocene. Peat accumulation has begun 6010 cal. yr. BP in brackish-water lagoon. The lagoon had turned into the coastal lake when sea level dropped ~5710–5040 cal. yr. BP. Some bioindicators were revealed for identification of severe floods. One of the criteria for identifying the periods of frequent floods is the analysis of the ash content of peat. The age of 25 extreme floods was determined and the paleoclimatic background of events was analyzed. The catastrophic flood caused by Phyllis typhoon (1981) has been considered as an analogue of paleo-events. It is established that the repeatability of extreme typhoons increased in both warm wet and dry and cold dry phases, three periods of their activation were identified (4640–4360; 4030–3580; 1860–1380 cal. yr. BP), when super typhoons entered the island once in 30–90 years. The manifestations of extreme typhoons in south Sakhalin and in the Sea of Japan region have been compared. The super typhoon tracks seemed to be changed in a radical manner during paleo times as well in the period of the instrumental meteorological observations.

Keywords: extreme floods, paleotyphoons, geological criteria, diatoms, chronology, recurrence, middle-late Holocene, Sakhalin Island.

For citation: Razjigaeva N.G., Grebennikova T.A., Ganzey L.A., Gorbunov A.O., Ponomarev V.I., Klimin M.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. Reconstruction of paleotayphoons and recurrence of extreme floods in south Sakhalin Island in Middle–Late Holocene. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1, p. 046–070. (In Russian). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.046-070>

Введение

Одной из особенностей погоды и климата Дальнего Востока являются перемещающиеся с юга тропические циклоны (ТЦ), зарождающиеся в западной тропической части Тихого океана, Филиппинском море – наиболее мощном по сравнению с другими регионами мира очаге образования ТЦ [Ситников и др., 2001; Henderson-Sellers et al., 1998]. В Тихом океане ТЦ называются тайфунами, в Атлантическом – ураганами. Тайфуны, выходящие

на Дальний Восток, как правило, образуются к северо-востоку и востоку от Филиппинских островов, в районе Каролинских и Марианских островов, с июля по сентябрь и перемещаются по параболическим траекториям, изменяющимся в зависимости от метеорологических ситуаций и аномалий циркуляции атмосферы от месяца к месяцу, от года к году и на больших временных масштабах [Ситников и др., 2001]. Тайфуны, вышедшие на Японское море, далее обычно пере-

мещаются на Сахалин и Курильские острова. С 1957 до 1997 г. наблюдался выход в умеренные широты 547 тропических циклонов [Тунеголовец, 1998]. На российский Дальний Восток может выходить до 5 тайфунов в год [Ситников и др., 2001].

Значительные аномалии тропического и внутритропического циклогенеза [Woodruff et al., 2009; Katsuki et al., 2016; Zhan et al., 2017], как и муссонной системы Северо-Восточной Азии [Бышев и др., 2014], наблюдаются в период различных типов Эль-Ниньо. В годы с Эль-Ниньо очаг образования тропических циклонов смещается на юго-восток, тайфуны имеют большую продолжительность и интенсивность, а также прослеживается тенденция поворота траектории тайфунов на северо-восток, что делает более вероятным их выход на Корею, Японию [Elsner, Liu, 2003]. При наступлении Эль-Ниньо отмечен более активный внутритропический циклогенез на Дальнем Востоке [Тунеголовец, 2009].

Обильные осадки, которые приносят ТЦ, являются причиной речных паводков. На Дальнем Востоке в такие ливни может выпадать до 280 мм/сут. На Сахалине дожди тайфунного происхождения в основном охватывают южную часть острова, но при ураганных ветрах могут наблюдаться на всей территории [Ситников и др., 2001]. Особенно опасны такие метеорологические ситуации, когда накладываются или близки по времени прохождения тайфуны и другие атмосферные вихри, вызывающие сильные осадки, переувлажнение водосборов и высокий уровень в реках [Гарцман и др., 2014]. Такая картина наблюдалась на Сахалине во время наиболее разрушительного тайфуна Филлис (2–8.08.1981), пришедшего на остров 6.08.1981 практически одновременно с циклоном, что привело к образованию единой циклонической системы и обильному выпадению осадков. С этим тайфуном связано самое мощное за последние десятилетия наводнение на Сахалине. Одним из факторов возникновения экстремальных паводков является и наложение интенсивных дождей на снеготаяние [Генсиоровский, Казаков, 2015].

Помимо огромного материального ущерба и возможной угрозы для жизни людей, паводки оказывают сильное экологическое воздействие на геосистемы. Могут изменяться некоторые параметры природной среды (рН, минерализация), происходит эрозия, образуются покровы наилок, что меняет гидрологическую ситуацию, иногда вызывает смену растительных сообществ и нарушает естественный ход развития ландшафтов.

Возможность долгосрочного прогнозирования наводнения позволяет принять соответствующие меры предосторожности. В настоящее время синоптический прогноз перемещения ТЦ и их интенсивности хорошо разработан [Тунеголовец, 2010; Похил, 2011]. Поскольку инструментальные записи на юге Дальнего Востока начались только со второй половины XX в., изменчивость циклогенеза можно проследить лишь в пределах нескольких десятилетий [Лобанов и др., 2014]. Записи о сильных тайфунах исторического времени есть только в китайских и японских летописях [Liu et al., 2001; Woodruff et al., 2009]. Для долгосрочного прогноза и анализа тенденций изменения климатического режима Дальневосточного региона при разнонаправленных климатических трендах важно знать, как менялась ситуация с повторяемостью ТЦ, вызывавших экстремальные паводки, в масштабе нескольких тысячелетий. Мало известно, какие сдвиги в климате влияли на повторяемость и интенсивность ТЦ в голоцене [Woodruff et al., 2009]. При отсутствии длительных рядов наблюдений и летописных свидетельств ответ на вопрос, какие климатические ограничения существовали в активизации тайфунов в тысячелетние сроки, может дать использование палеогеографических данных.

Природные архивы со следами прохождения ТЦ включают аномалии в $\sigma^{18}\text{O}$ в пещерных натечных образованиях и кольцах деревьев, штормовые валы и уступы размыва на морских берегах, отложения в речных долинах и озерах [Liu, Fearn, 2000; Woodruff et al., 2009; Katsuki et al., 2016]. Данные о проявлении палеотайфунов в северо-западной части Тихого океана ограничены. В последние годы для юга Дальнего Востока появились работы

по шельфовым отложениям, касающиеся разработки геохимических критериев выделения катастрофических тайфунов за последние 1800 кал. л. [Астахов и др., 2019]. Для оценки влияния тайфунов, вызывавших усиление речного стока, на морские экосистемы предложено использовать диатомовые водоросли [Прушковская, 2019; Tsoy et al., 2015]. Реконструкция усиления паводковой активности в позднем голоцене на основе разной зольности торфа и ряда биоиндикаторов сделана для р. Бикин, принадлежащей бассейну Амура [Разжигаева и др., 2019]. На Японских островах вариабельность палеотайфунов в голоцене восстановлена по геохимическим признакам и изменению структурных характеристик озерных отложений [Woodruff et al., 2009]. Есть данные по частоте сильных наводнений в голоцене для Корейского п-ова [Katsuki et al., 2016; Lim et al., 2017] и Китая [Zhou et al., 2019].

Целью настоящей работы является восстановление геологической летописи происхождения палеотайфунов, вызывавших экс-

тремальные паводки, на южном Сахалине за последние 6.6 тыс. кал. л., выяснение хронологии событий и анализ их повторяемости, выявление периодов активизации палеотайфунов и сопоставление с палеоклиматическими данными по региону.

Материал и методы

На Сахалине наводнения, вызванные ливнями тайфунного происхождения, в основном наблюдаются в южной части острова [Ситников и др., 2001]. В качестве объекта для поисков следов палеонаводнений выбран разрез средне-верхнеголоценовых отложений ($47^{\circ}19.453'$ с.ш., $142^{\circ}46.237'$ в.д.) на Сусунайской низменности в пределах заболоченного междуречья рек Излучная и Суходол (притоки р. Большой Такой, бассейн р. Найба) в окрестностях г. Долинск (рис. 1). Разрез расположен в 10 км от берега моря (абс. выс. 4 м). Здесь был заложен шурф, нижняя часть разреза отобрана с помощью геослайсера. Общая мощность вскрытых отложений 2.31 м. Опробование в шурфе проведено, в зависимости

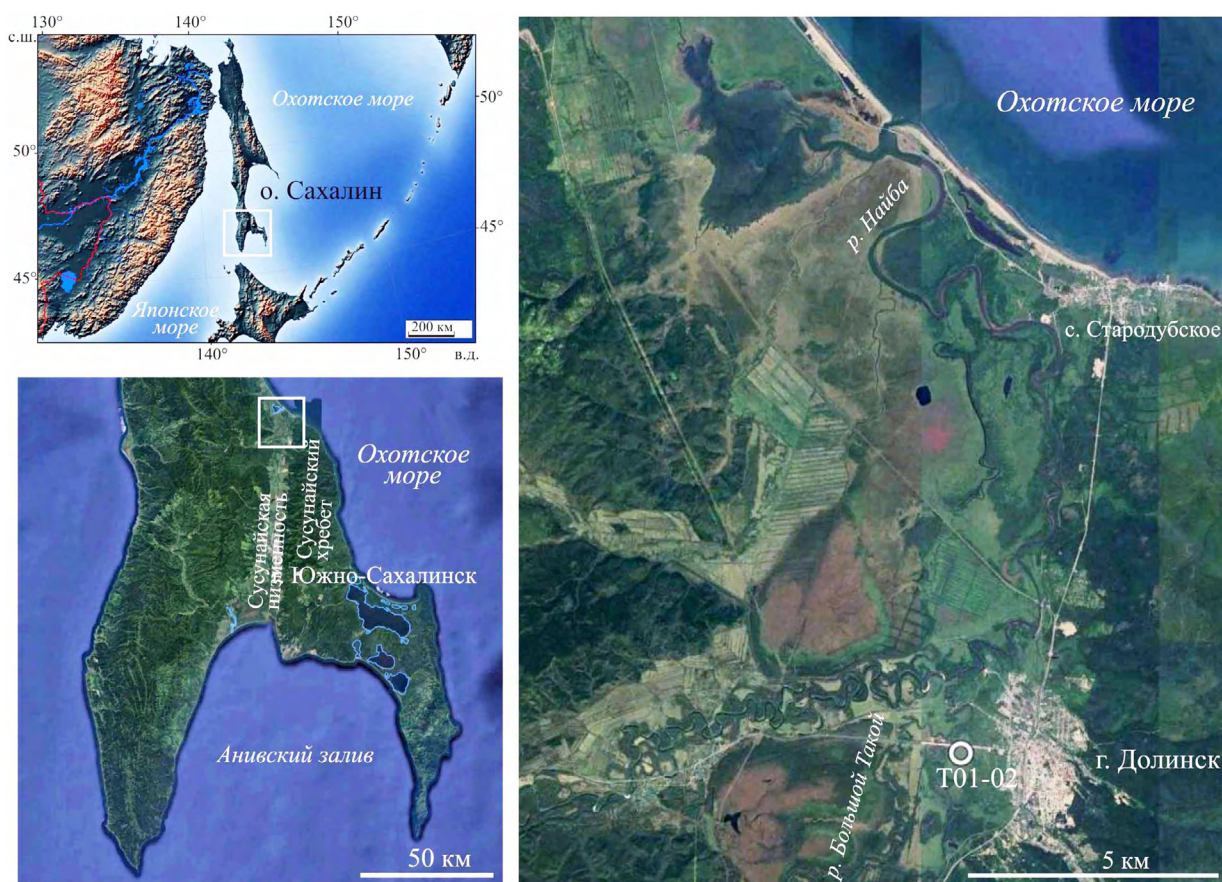


Рис. 1. Схема района работ.

Fig. 1. Study area.

от литологического состава, в верхней части разреза более детально, в нижней – с шагом 5 см. Определение зольности торфа и прослоев органоминеральных отложений и суглинков [Торф... , 1995] позволило выявить значительные колебания ее величины по разрезу.

Для идентификации происхождения прослоев суглинков и анализа изменения увлажнения проведен диатомовый анализ. В каждом образце торфа и суглинков сделан подсчет содержания створок диатомей в 1 г воздушно-сухого осадка. Это выбрано одним из основных критериев для реконструкции наводнений и оценки масштабов сноса материала. Обработка проб на диатомовый анализ проводилась по стандартной методике [Диатомовые водоросли... , 1974]. Диатомеи определяли в постоянных препаратах с помощью микроскопа Axioscop при увеличении $\times 1000$ с использованием атласов-определителей [Диатомовый анализ, 1950; Krammer, Lange-Bertalot, 1986, 1991]. В насыщенных образцах подсчитывалось более 200 створок. При эколого-географической характеристике диатомей и выявлении роли отдельных видов использовались также сведения из работ [Давыдова, 1985; Баринова и др., 2006; Харитонов, 2010]. На диаграмму вынесены основные таксоны, позволяющие определить изменения экологических условий во время образования торфа и прослоев суглинков.

Радиоуглеродное датирование выполнено в Институте наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета (см. таблицу). Калибровка радиоуглеродных дат сделана с помощью программы OxCal 4.3 с использованием калибровочной кривой «IntCal 13» [Bronk Ramsey, 2017]. При определении хронологии событий использован калиброванный возраст, определенный по модели по программе Bacon 2 и с про-

граммной оболочкой R [Blaauw, Christen, 2011]. Для верхней части разреза сделан расчет возраста по скорости торфонакопления между датами ЛУ-8857 и ЛУ-8858, поскольку модель дает сильное омоложение.

Результаты

Строение разреза, зольность торфа, хронология. В основании разреза выходят среднеголоценовые голубовато-серые алевритовые илы в кровле, включающие тонкие слойки торфа (рис. 2). Большая часть разреза представлена травяным торфом с прослоями торфянистого алеврита и многочисленными слойками суглинков, которые рассматриваются как следы экстремальных наводнений, связанных с разливом рек при прохождении крупных палеотайфунов. Слойки имеют четкие границы, иногда волнистые, возможно эрозионные. Органогенное осадконакопление началось в распресненной лагуне около 6010 кал. л.н., на месте которой 5710 кал. л.н. образовалось озеро, а с ~5040 кал. л.н. – низинное болото. Распределение ^{14}C -дат по разрезу и моделирование (рис. 2) свидетельствуют о том, что скорости торфонакопления довольно существенно менялись от 0.4 мм/год на начальном этапе формирования торфяника (6010–3270 кал. л.н.) до 0.15 мм/год (3270–1940 кал. л.н.) и увеличились до 0.6 мм/год между 1940–1280 кал. л.н. с последующим снижением вследствие развития почвенных процессов.

Анализ зольности торфа показал значительные колебания величины минерализации по разрезу (рис. 2), отвечающей в первую очередь разной интенсивности и частоте паводков в среднем–позднем голоцене. Когда в водоем выносились речные взвеси или болото попадало в зону затопления, на поверхности образовывались прослойки сильно заиленного

Результаты радиоуглеродного датирования торфа из разреза отложений на водоразделе рек Излучная и Суходол, южный Сахалин

Results of radiocarbon dating of peat from the section on watershed of Izluchnaya and Sukhodol rivers, South Sakhalin

Лабораторный номер	Номер образца	Интервал, см	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный возраст, кал. л.
ЛУ-8857	AB 1	13–16	1370 $\pm$ 110	1280 $\pm$ 120
ЛУ-8858	AB 2	56.3–60	1930 $\pm$ 90	1880 $\pm$ 110
ЛУ-8859	AB 3	86–91	3430 $\pm$ 110	3700 $\pm$ 140
ЛУ-8860	AB 4	136–140	4280 $\pm$ 100	4850 $\pm$ 170

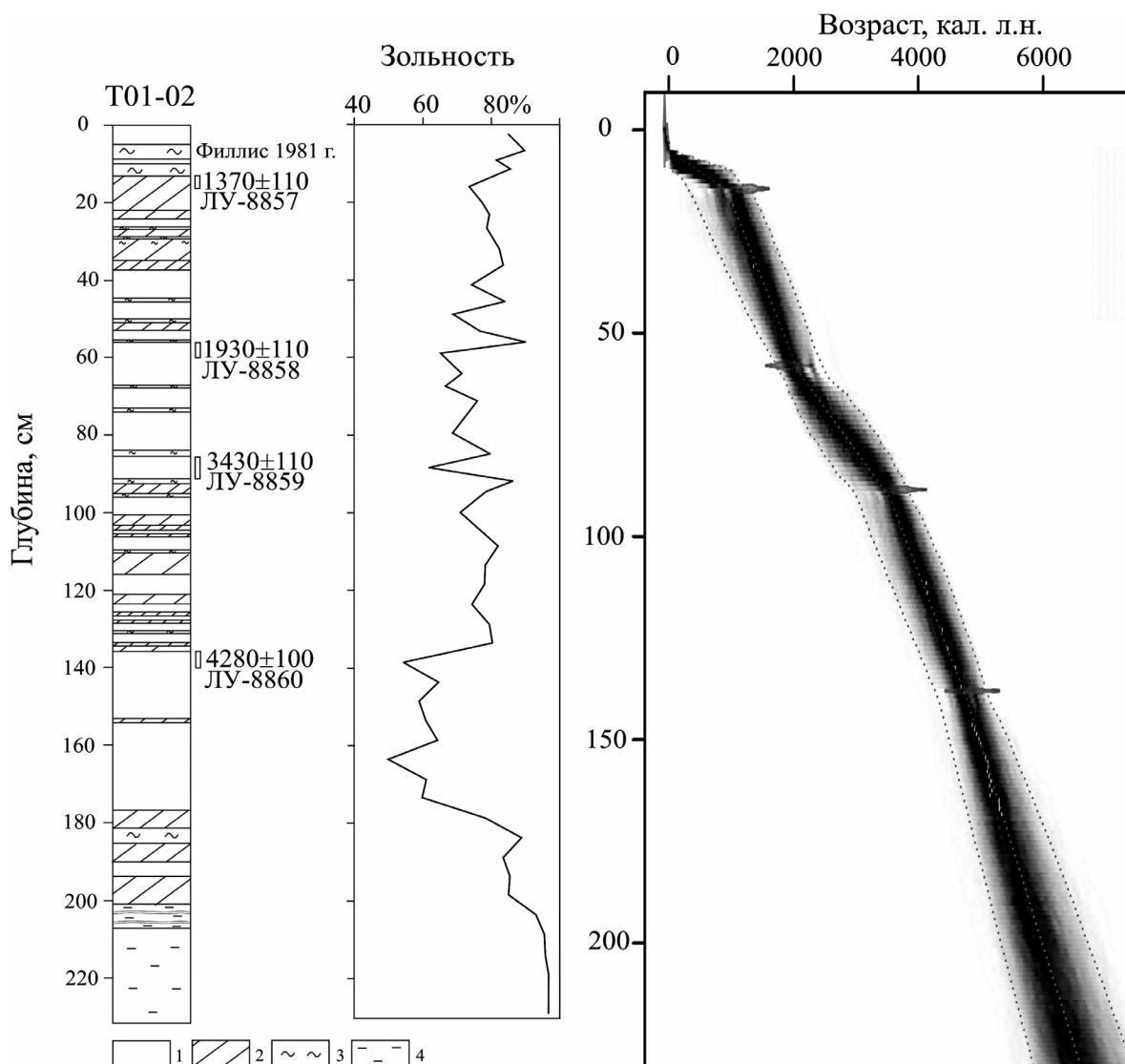


Рис. 2. Строение разреза T01–T02 средне-верхнеголоценовых отложений на водоразделе рек Излучная и Суходол (южный Сахалин), зольность торфа и органоминеральных отложений и модель «глубина–возраст». 1 – торф, 2 – органоминеральные отложения, 3 – суглинок, 4 – алеврит.

Fig. 2. Construction of the T01–T02 section of the middle-upper Holocene deposits on watershed of the Izluchnaya and Sukhodol rivers (South Sakhalin), the ash contents of peat and organomineral deposits and “age–depth” model. 1 – peat, 2 – organomineral deposits, 3 – loam, 4 – silt.

торфа или чистых суглинков. Эти прослои фиксируют периоды усиления паводков или отдельные крупные события. Мощность таких прослоев меняется от 3 до 15 мм. В основании разреза есть слой до 40 мм. Мощный слой суглинка (до 35 мм) в кровле разреза, вероятно, был оставлен во время наводнения, вызванного тайфуном Филлис в 1981 г. Возможно, во время этого наводнения верхняя часть разреза была размыва.

Выделяются интервалы, в которых зольность очень высока не только в прослоях суглинков, но и во вмещающем торфе: инт. 176–201 см (78.24–89.02 %) 6010–5520 кал. л.н.,

92.5–136 см (70.67–81.95 %) 4680–3580 кал. л.н. Высокая зольность (до 85.5 %) отмечена и для верхней части разреза 0–37.5 см, которая формировалась последние 1580 кал. л.н. Наименее обогащен минеральной примесью (49.68–64.78 %) торф в инт. 136–177 см, накопление которого происходило 5520–4680 кал. л.н. в период снижения паводковой активности. Уменьшение величины зольности (61.22–68.46 %) отмечено во вмещающем торфе в инт. 46.5–91 см (3540–1700 кал. л.н.), есть пики снижения зольности в верхней части разреза в инт. 37.5–44.5 см (1700–1580 кал. л.н.), 13.5–18 см (1280–1180 кал. л.н.).

Диатомовый анализ. Судя по видовому составу диатомовой флоры из разреза, отложения накапливались в разных экологических условиях. Нижняя часть разреза (инт. 131–231 см) формировалась в условиях распресненной лагуны, верхняя (инт. 0–131 см) – в континентальных условиях. Это обусловило наличие в отложениях представителей диатомовых водорослей разных экологических групп: пресноводные, солоноватоводно-пресноводные, солоноватоводные, солоноватоводно-морские и морские. Особую группу диатомей представляют морские виды, многие из которых являются вымершими. На о. Сахалин широко распространены морские неогеновые отложения с обилием диатомей [Шешукова-Порецкая, 1967], которые размываются реками и часто встречаются в более молодых и современных осадках. Большая часть этих видов представлена в виде фрагментов, среди которых удалось определить вымершие *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis*, *Thalassiosira temperlei*, *Neodenticula kamtschatica*, *N. koizumii*, *Kisseleviella carina*, *Thalassiosira ambigua*, *T. marujamica*, *T. nidulus*, *T. gravida* var. *fossilis*, *Euryxidicula zabelinae*, *Stephanopyxis grunowii*, *S. horridus* и ныне существующие *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. marginatus*, *Actinocyclus senarius*, *Thalassionema nitzschioides*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Paralia sulcata*, *Cocconeis costata*, *C. scutellum* и др. Подобный состав морских диатомей выделен в морских отложениях маруямской свиты среднемиоцен-плиоценового возраста, широко распространенных в долине р. Малый Такой в Долинском районе южного Сахалина [Пушкарь, Черепанова, 2001; Akiba et al., 2000]. Вымершие морские виды в разных сочетаниях присутствуют во всех пробах как лагунной, так и континентальной пачек. Анализ состава диатомей в отложениях позволил выделить 10 диатомовых комплексов, отвечающих отдельным стадиям развития побережья в голоцене (рис. 3).

Комплекс 1 (инт. 207–231 см, 6620–6130 кал. л.н.). В отложениях нижней части разреза комплекс диатомей включает виды всех экологических групп. Сумма морских и солоноватоводных диатомей сильно ва-

рьирует, в подошве и кровле слоя достигает 45 и 55 % соответственно, в средней части слоя снижается до 26.4 %. Доминирует солоноватоводно-пресноводный *Planothidium hauckianum*, заметной численности достигают солоноватоводные *Campylodiscus echeneis*, *Diploneis pseudovalis*, *D. smithii* var. *pumila*, *Tryblionella acuminata*, солоноватоводно-морской *Melosira moniliformis* var. *octogona* и морской планктонный *Paralia sulcata*. Современные комплексы диатомей с высоким участием *Planothidium hauckianum* выявлены в лагунах п-ова Камчатка и о. Сахалин в зоне, подверженной сильному влиянию пресных вод [Черепанова, 1988]. Содержание пресноводных диатомей колеблется в пределах 41–72 %. Среди них по отношению к солености преобладают индифференты (до 37.4 %) и галофилы (до 34 %). Доминируют литорально-эпифитные *Pseudostaurosira brevistriata*, *Staurosira venter*, *Staurosirella pinnata*, населяющие чаще всего заросшие водной растительностью водоемы. Виды *Staurosira venter* и *Staurosirella pinnata* часто являются доминирующими в небольших озерах [Гребенникова, 2009] и с оценкой обилия «редко» и «нередко» встречаются в современных диатомовых сообществах рек южного Сахалина Анна, Мерея и Бахура [Никулина, 2005], но массовое развитие получают в лагунах [Полякова, 1979; Grebennikova, 2011].

Речное влияние фиксируется по присутствию морских переотложенных диатомей и видов, характерных для текучих вод: обрастателей *Hannaea arcus* f. *recta*, *Meridion circulare*, *Gomphonema grunowii*, *G. truncatum*, *Cymbella aspera*, *Cocconeis placentula*, *C. placentula* var. *euglypta*, донных *Navicula cryptocephala*, *N. rhynchocephala* и планктонного *Aulacoseira italica*. Содержание большинства этих видов не превышает 1–2 %. Наиболее сильный снос материала в лагуну фиксируется в периоды накопления осадков в инт. 226–231 см (6620–6510 кал. л.н.) и 211–216 см (6310–6220 кал. л.н.). Эти осадки характеризуются большим количеством фрагментов и целых створок переотложенных морских диатомей, что указывает на усиление сноса материала. Особенно это заметно по возрастанию содержания таких видов, как *Cocconeis*

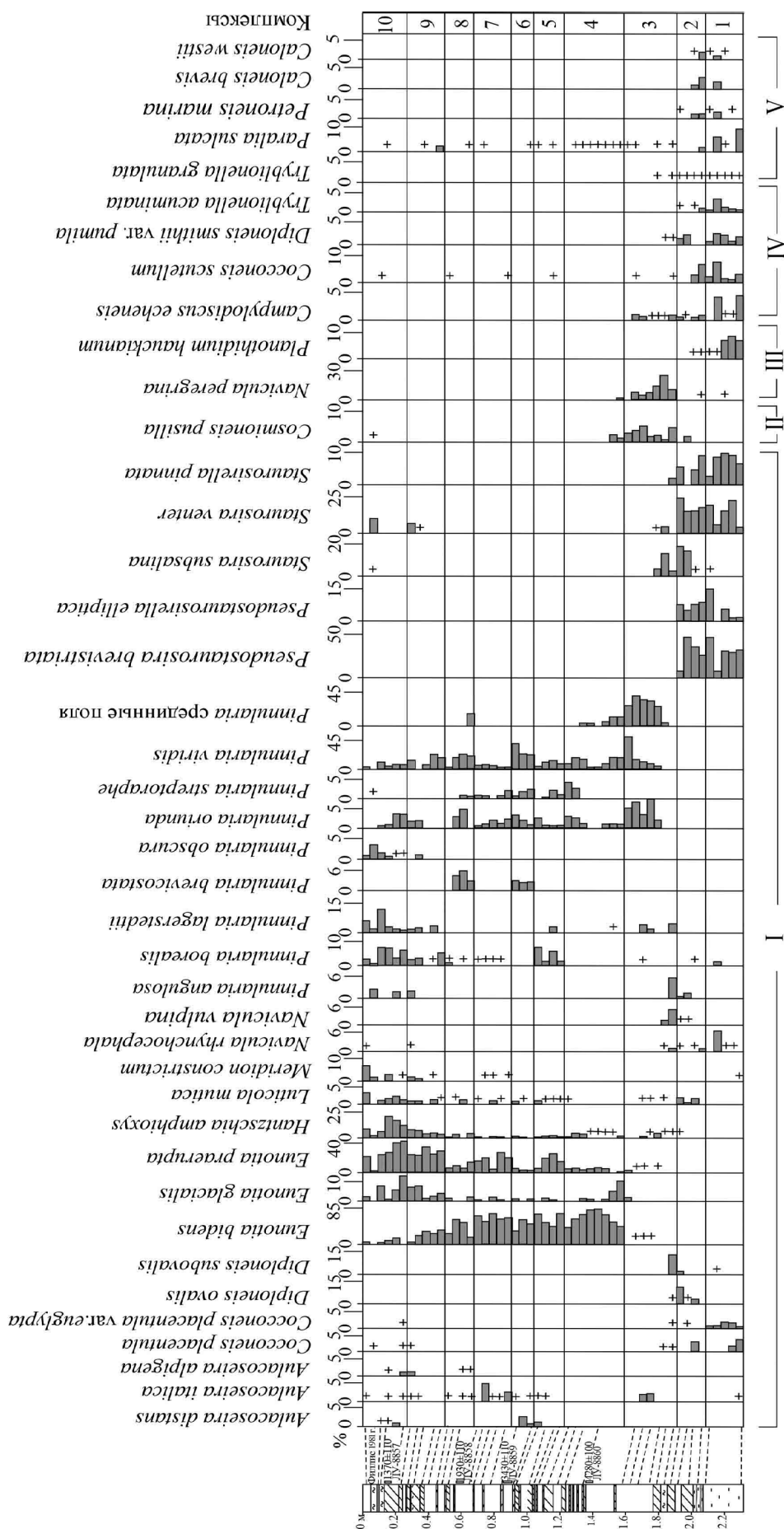


Рис. 3. Распределение диатомовых водорослей по разрезу T01–T02, южный Сахалин. Виды диатомей: I – пресноводные, II – пресноводно-солончатководные, III – солончатково-пресноводные, IV – солончатководные, V – морские.

Fig. 3. Distribution of diatoms along the T01–T02 section, South Sakhalin: Diatoms species: I – freshwater; II – freshwater–brackish-water; III brackish-water–freshwater; IV – brackish-water, V – marine.

scutellum и *Paralia sulcata*, доля которых в осадках представляет суммарную величину участия обитающих в лагуне и переотложенных видов. Содержание створок диатомей в этих осадках снижается до 672–589 тыс./г, что может являться следствием терригенного разбавления. За исключением этих двух интервалов, концентрация створок колеблется в пределах 2273–4348 тыс./г.

Комплекс 2 (инт. 185–207 см, 6130–5710 кал. л.н.) характеризуется снижением доли солоноватоводных и морских диатомей – до 10–11 % в большинстве проб. Увеличилось число солоноватоводно-пресноводных диатомей, появились *Navicula pusilla* var. *jacutica*, *Bacillaria paxillifera*, *Nitzschia obtusa*, более часто стали встречаться *Parlibellus cruciculoides*, *Nitzschia commutata*. В составе пресноводных диатомей в нижней части слоя еще большее развитие получили *Pseudostaurosira brevistriata*, *P. elliptica*, *Staurosira venter*, *S. subsalina*, *Staurosirella pinnata*. В инт. 185–191 см доли этих видов значительно снижаются, существенно возрастает содержание характерных для озер донных пресноводно-солоноватоводных *Diploneis ovalis*, *D. oblongella*. В каждой пробе найдены принесенные речными водами морские переотложенные виды диатомей и характерные для текучих вод пресноводные виды. Одним из признаков интенсивного сноса материала во время наводнений может служить поступление в лагуну почвенных диатомей *Pinnularia borealis*, *P. obscura*, *Hantzschia amphioxys*, *Luticola mutica*, *Humidophila contenta*. Присутствие этих видов в составе диатомей свидетельствует о развитии почвенных процессов на прилегающей территории. Содержание створок в осадках сильно меняется. Следы наиболее сильного сноса материала, приводящего к разбавлению и снижению концентрации створок диатомей в лагуне, зафиксированы в алевроите с тонкими слоями торфа на глубине 201–207 см (6130–6010 кал. л.н.). Здесь обнаружено повышенное содержание *Cocconeis scutellum*, *Paralia sulcata*, а концентрация створок диатомей составляет 1998 тыс./г осадка, тогда как в подстилающих и перекрывающих осадках концентрация створок достигает 4348 и 5190 тыс./г. Значитель-

но снижается концентрация створок (до 617–1972 тыс./г) и в инт. 185–191 см (5810–5710 кал. л.н.).

Комплекс 3 (инт. 153–185 см, 5710–5040 кал. л.н.) отражает существование берегового озера с повышенной соленостью. Содержание морских и солоноватоводных диатомей не превышает 2–3 %. Доминирует солоноватоводно-пресноводный *Navicula peregrina*. Высокое содержание этого вида отмечено в современных сообществах диатомей в устьях рек, впадающих в лагуну Пильтун (северо-восточный Сахалин) [Могильникова, Мотылькова, 2003]. В подошве слоя существенную долю составляют пресноводные *Diploneis subovalis* и *Navicula vulpina*, встречающиеся в реках и озерах; более заметным становится содержание пресноводно-солоноватоводного *Cosmioneis pussila*, также характерного для озер. Ближе к средней части слоя отмечается высокое обилие видов рода *Pinnularia* (до 69.5 %), многие из которых распространены как в заболоченных водоемах, так и в осадках мелководных озер и рек. Большая часть створок (до 44.1 %) видов рода *Pinnularia* изломаны, сохранились лишь срединные поля, что, по-видимому, связано с высокой турбулентностью водного потока во время наводнений. Среди уцелевших видов наиболее часто встречаются *Pinnularia viridis*, *P. viridiformis*, *P. subrupestris*, *P. oriunda*, населяющие олиготрофно-дистрофные воды, характеризующиеся средними или слегка пониженными значениями минерализации и pH. Повышается доля почвенных диатомей (до 5.8 %). В инт. 181–185 см (5710–5600 кал. л.н.) обнаружен арктобореальный *Pinnularia angulosa* (до 5.7 %), что указывает на более прохладные условия. Из других диатомей, поступающих с речными водами, найдены планктонный *Aulacoseira italica*, донный *Gyrosigma sciotoense*, обрастатели *Gomphonema acuminatum*, *Epithemia adnata*, *Amphora libyca*, *Cocconeis sciotoense* и др. В целом отмечено низкое содержание диатомей, типичных для текучих вод. Концентрация створок в осадках колеблется в пределах 399–891 тыс./г.

Комплекс 4 (инт. 110.5–153 см, 5040–4030 кал. л.н.) отвечает начальному этапу

развития болота во влажных и умеренно влажных условиях. Доминирует *Eunotia bidens*, характерный для торфяных болот, и появляется *Eunotia glacialis*. В подошве и кровле слоя отмечается обилие видов рода *Pinnularia*, причем в нижней части интервала большая часть створок изломаны. Более заметным становится присутствие морских диатомей (в основном фрагменты створок) и видов, обычных для текучих вод (*Rhoicosphenia abbreviata*, *Gomphonema coronatum*, *G. truncatum*), что свидетельствует о прохождении сильных наводнений. Концентрация створок в подошве и кровле слоя достигает 17–25 тыс./г, в средней части снижается до 2–3 тыс./г.

Комплекс 5 (инт. 92.5–110.5 см, 4030–3580 кал. л.н.) фиксирует существование сухих обстановок. Значительно возрастает участие почвенных диатомей (до 11.7 %), среди которых выделяются *Hantzschia amphioxys*, *Pinnularia borealis*, что может указывать на активизацию почвенных процессов. Здесь же зафиксировано и повышение содержания *Eunotia praerupta*, способного переносить более сухие условия [Liu et al., 2011]. Признаком прохождения частых наводнений может служить увеличение богатства диатомей (до 33 таксонов), среди которых обнаружены планктонные *Aulacoseira distans*, *A. italica*, обрастатели *Ulnaria ulna*, *Cymbella aspera*, *Hanaea arcus* f. *recta* и др. Для этих осадков также характерно обилие фрагментов и целых створок переотложенных морских диатомей. Концентрация створок диатомей повышается до 32–42 тыс./г.

Комплекс 6 (инт. 84–92.5 см, 3580–3220 кал. л.н.) характеризует развитие болота в более влажных условиях. На фоне доминирования болотного *Eunotia bidens* существенно увеличивается видовое богатство и содержание видов рода *Pinnularia* (до 33–53 % в сумме), среди которых преобладает *Pinnularia viridis*, и появляются населяющие в основном олиготрофно-дистрофные воды со средними значениями pH и минерализации *P. brevicostata*, *P. hemiptera*, *P. major*, *P. sudetica*, *P. subgibba* и характерный для мезотрофных водоемов *Placoneis elginensis* var. *cuneata*. Речное влияние фиксируется

также по присутствию в осадках древних морских диатомей и видов родов *Aulacoseira*, *Cymbella*, *Gomphonema* и др., обычных для текучих вод. Состав диатомей увеличивается до 37 таксонов, а концентрация створок в осадках достигает 46–62 тыс./г.

Комплекс 7 (инт. 56.3–84 см, 3220–1840 кал. л.н.) фиксирует снижение увлажнения и, возможно, усиление степени закисления болота. Здесь значительно повышается доля *Eunotia praerupta* (до 18 %) и появляется арктобореальный *E. diodon*, характерный для низинных болот с pH среды 4.3–7.8 [Liu et al., 2011]. Доля видов рода *Pinnularia* снижается до 8.1–14.3 % в сумме, в то время как участие других диатомей, указывающих на речное влияние, остается значительным. Среди них наиболее высокого обилия в отдельных пробах достигает планктонный *Aulacoseira italica* (до 5.0–9.6 %), присутствуют *Cymbella aspera*, *C. cymbiformis*, *Meridion circulare*, *M. constrictum* и др. Возможно, в наводнения происходил вынос *Aulacoseira italica* из старицы. Концентрация створок достигает 200–265 тыс./г. Наиболее сильный снос терригенного материала зафиксирован в инт. 67–76 см (2820–2380 кал. л.н.), где концентрация створок диатомей снижена до 36–67 тыс./г.

Комплекс 8 (инт. 44.5–56.3 см, 1840–1700 кал. л.н.) свидетельствует о повышении увлажненности. В составе диатомей снижается доля болотных видов *Eunotia* и заметно повышается содержание видов рода *Pinnularia* (до 39 % в сумме), среди которых особенно выделяются *Pinnularia viridis* и *P. brevicostata*, населяющие водоемы разного типа, включая реки и озера. Список диатомей включает 41 таксон, концентрация створок диатомей в этих осадках не превышает 57 тыс./г. Наиболее сильные наводнения фиксируются в слоях суглинков в интервалах 44.5–46.5 см (~1700 кал. л.н.) и 55.5–56.3 см (~1840 кал. л.н.). Здесь концентрация диатомей снижается до 11–29 тыс./г и более часто встречаются фрагменты древних морских диатомей. В слое 55.5–56.3 см у большинства видов рода *Pinnularia* (18 %) сохранились только срединные поля, что также может свидетельствовать о прохождении сильных наводнений.

Комплекс 9 (инт. 22–44.5 см, 1700–1350 кал. л.н.). Характерно увеличение доли почвенных диатомей (до 15.2 %), что показывает усиление почвенных процессов, обусловленных, по-видимому, снижением увлажнения. Не противоречит этому и смена доминантов – доминирующее положение приобретает *Eunotia praerupta*. Здесь же существенную долю занимают виды рода *Pinnularia* (до 32 % в сумме) и найден широкий набор таких видов, как *Cymbella amplificata*, *C. aspera*, *Gomphonema gracile*, *G. grunowii*, *Encyonema silesiacum*, *Odontidium hyemale*, *Navicula slesvicensis*, *Frustulia vulgaris* и др., являющиеся показателями частых наводнений. В нижней части этого слоя осадков (инт. 35–44.5 см, 1700–1550 кал. л.н.) концентрация створок диатомей составляет не более 66 тыс./г, а список видов включает 32 таксона. В инт. 29–35 см (1550–1450 кал. л.н.) концентрация створок снижается до 15 тыс./г, а список видов сокращается до 25 таксонов, что свидетельствует о более сильном терригенном разбавлении. Здесь в заметном количестве обнаружены типичные реофилы *Didymosphenia geminata* и *Gomphonema grunowii*. В верхней части слоя (инт. 22–29 см, 1450–1350 кал. л.н.) существенно возрастает богатство видов (до 61 таксона), постепенно увеличивается концентрация створок, к кровле их число достигает 477 тыс./г. Здесь же в заметном количестве встречены *Staurosira venter*, *Placoneis elginensis* и более широким становится список видов рода *Eunotia*. Возможно, в пределах долины в это время существовало небольшое озерко-старица. Подобный характер диатомовой флоры также указывает на частые наводнения. Отмечено увеличение содержания (до 4.5 %) арктобореальных видов (*Eunotia crista-galli*, *Pinnularia nodosa*, *P. angulosa*, *P. oriunda*), что свидетельствует о более холодных условиях.

Комплекс 10 (инт. 0–22 см, последние 1350 кал. л.н.). Заключительный этап в накоплении отложений характеризуется наиболее высоким содержанием почвенных диатомей, особенно в нижней части слоя (до 37.5 %). Возможно, поверхность, где был заложен разрез, вышла из сферы активного влияния грун-

товых вод. Доминирует *Hantzschia amphioxys*, характерный для пойменных биоценозов [Кондакова, Пирогова, 2014]. В подошве слоя в составе этой группы существенную долю занимает *Pinnularia borealis*, ближе к кровле возрастает участие *Luticola mutica*, *Pinnularia obscura*. В этих осадках по-прежнему высока доля ацидофила *Eunotia praerupta*, а доля *E. bidens* значительно снижается, что также может указывать на существование более сухих условий. В составе диатомей, принесенных наводнениями, высокого участия достигают *Meridion circulare*, *M. constrictum*, *Fragilaria vaucheriae* и выявлен представительный список видов из родов *Cymbella* (7), *Gomphonema* (8), *Nitzschia* (5). Богатство диатомей в нижней части этого слоя составляет 66 таксонов, в верхней части – до 100 таксонов. Наблюдается постепенный рост и концентрации створок диатомей – от 1390 тыс./г в подошве слоя до 6000 тыс./г в кровле. Частота наводнений могла снижаться в период накопления осадков в инт. 8.5–9.5 см. В составе диатомей здесь возрастает содержание североальпийского аэрофила *Pinnularia lagerstedtii*, населяющего часто мокрые мхи, и появляется *Navigeia paludosa*, обитающий на влажных почвах и в биотопах с тенденцией к временному обезвоживанию [Krammer, 1992]. Снижается богатство видов, характерных для текучих вод, и концентрация створок до 1120 тыс./г сухого осадка. В слое суглинка, оставленном во время тайфуна Филлис 1981 г. (инт. 5–8.5 см), найдены *Staurosira venter*, *S. subsalina*, *Pseudostaurosira elliptica*, *P. brevistriata*, по-видимому перенесенные из озер и стариц.

Обсуждение результатов

Эволюция обстановок осадконакопления и вариации увлажнения. Болото, которое выбрано в качестве объекта исследований, развивалось на месте лагуны, образованной в вершине ингрессионного залива в среднем голоцене (рис. 4). Береговая линия во время ее формирования находилась в 10 км вглубь суши от современного берега моря. Образование лагуны произошло в оптимум голоцена, когда уровень моря был выше современного на 3.5–4 м [Короткий

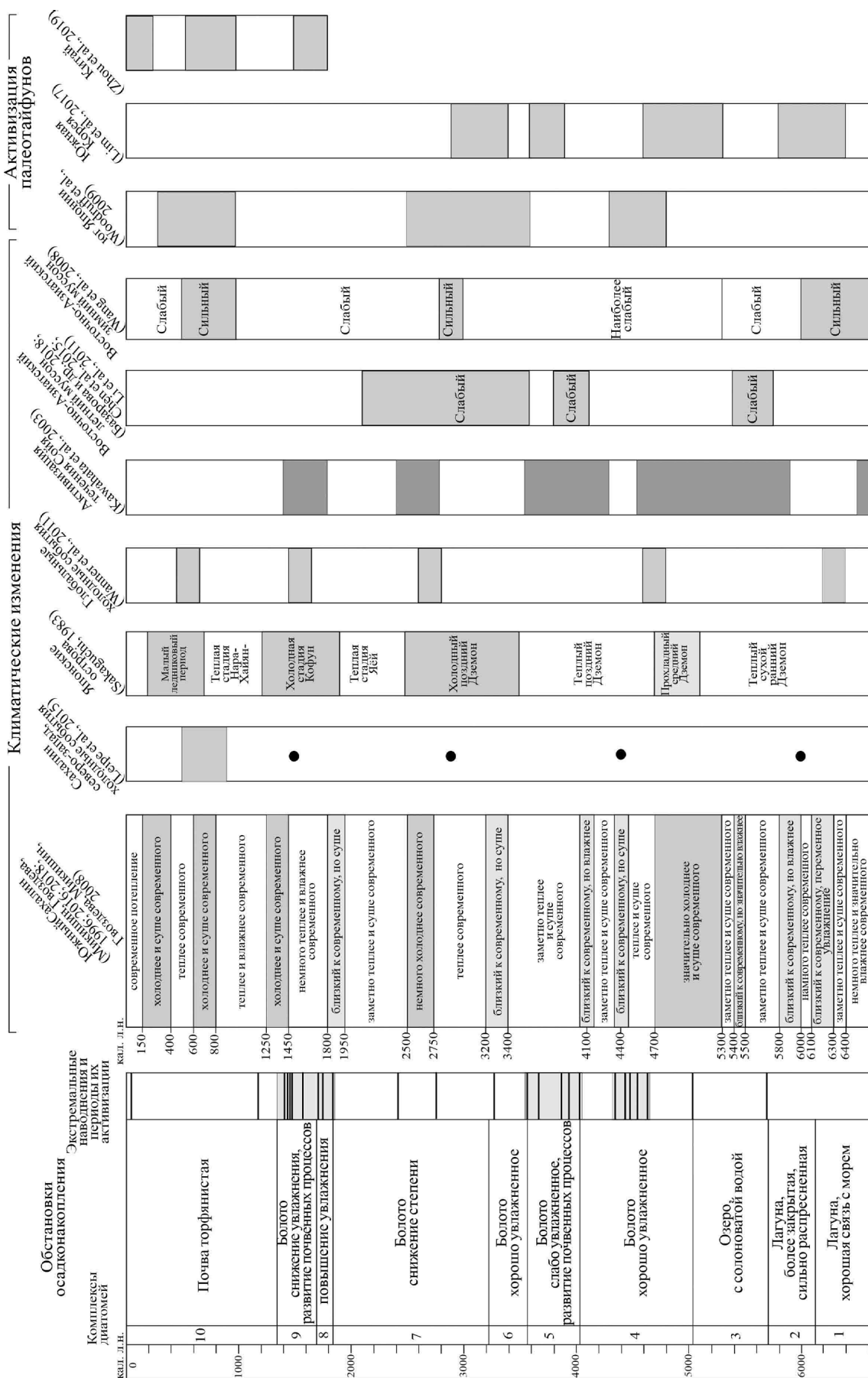


Рис. 4. Эволюция обстановок осадонакопления, изменение влажности, время прохождения экстремальных паводков на юге о. Сахалин в среднем—позднем голоцене и некоторые палеоклиматические характеристики региона.

Fig. 4. Evolution of sedimentary environments, humidity changes, age of extreme floods in the Middle–Late Holocene and some paleoclimatic characteristics of the region.

и др., 1997]. Лагунные отложения этого возраста широко распространены на Сахалине [Короткий и др., 1997; Микишин, Гвоздева, 1996]. Разрез вскрыл отложения лагуны, существовавшей ~6620–6130 кал. л.н. в заключительную стадию максимальной фазы голоценовой трансгрессии.

Дальнейшее развитие водоема происходило при постепенном сокращении связи с морем. Около 6130–5710 кал. л.н. лагуна стала более распресненной. Эта стадия началась в похолодание, выделенное на южном Сахалине ~6300–6100 кал. л.н. [Микишин, Гвоздева, 2018], сопровождавшееся небольшой регрессией [Короткий и др., 1997]. На северо-западе острова холодный эпизод датирован около 6000 кал. л.н. [Leire et al., 2015]. При снижении уровня моря ~5710–5040 кал. л.н. лагуна превратилась в береговое озеро. Эта смена обстановок хорошо совпадает с похолоданием и регрессией на границе среднего–позднего голоцена [Короткий и др., 1997]. В изученном разрезе кратковременный холодный сигнал, судя по присутствию арктобореальных диатомей, был ~5710–5610 кал. л.н. в начальную фазу образования озера. Временные рамки похолодания на Сахалине определены 5200–4700 кал. л.н., снижение среднегодовых температур воздуха по сравнению с современными составило 0.8–1.8 °C на севере и 3–4 °C – на юге острова, среднегодовое количество атмосферных осадков было на 40–140 мм меньше современных значений [Микишин, Гвоздева, 2017]. Около 5200–4700 кал. л.н. более сухие условия были и в Приамурье, где на болотах образовался пограничный горизонт, что связано с уменьшением интенсивности летнего муссона [Базарова и др., 2018].

Органогенные отложения с большим количеством изломанных диатомей рода *Pinnularia* накапливались 5500–5000 кал. л.н., когда существовало озеро. Зараствание озера и начало развития болота совпадает со значительным похолоданием, сопровождаемым регрессией [Микишин, Гвоздева, 1996; Короткий и др., 1997]. Возможно, разрушение створок происходило в активной динамической среде мелководного озера. Довольно

много фрагментов видов *Pinnularia* встречено в торфе, образованном на начальном этапе существования болота 5000–4810 кал. л.н. В торфянике только суглинок, образованный в наводнение около 1840 кал. л.н., включает большое количество срединных полей видов *Pinnularia*. Возможно, шло переотложение створок из старицы. Следует отметить, что в реках южного Сахалина представители рода *Pinnularia* и *Eunotia* встречены единично [Никулина, 2005].

Интенсивное заболачивание долины началось в позднем голоцене. Развитие болота было неоднородным, установлено семь этапов, различающихся разной степенью увлажненности (рис. 4), связанной с изменением атмосферной циркуляции. На начальной стадии развития (5040–4030 кал. л.н.) болото было хорошо увлажненным. Климатические условия на острове характеризовались переменным увлажнением [Микишин, Гвоздева, 1996; Гвоздева, Микишин, 2008]. Около 4030–3580 кал. л.н. в изученном разрезе зафиксировано снижение увлажнения вплоть до развития почвенных процессов. Болото развивалось в условиях потепления (3900–3400 кал. л.н.), близкого к атлантическому оптимуму (среднегодовые температуры были +5...+6.5 °C, температура августа +17...+19 °C, января –7...–11 °C), количество атмосферных осадков на юге Сахалина не превышало 700 мм/год [Микишин, Гвоздева, 1996]. Временные рамки фазы совпадают с фазой уменьшения увлажнения, выделенной в Нижнем Приамурье, где в разрезах торфяника Кия из нижележащего горизонта получена ¹⁴C-дата 3720±100 л.н., 4090±150 кал. л.н., СОАН-4452, а в разрезе Дуди из вышележащего горизонта – 3565±100 л.н., 3870±140 кал. л.н., СОАН-4480 [Базарова и др., 2018].

В изученном разрезе установлено, что условия стали более влажными 3580–3220 кал. л.н. Уменьшение увлажнения на фоне снижения температуры отмечено для 3220–1830 кал. л.н. Похолодание и иссушение на юге Сахалина датировано около 3200 кал. л.н. Температуры были близки к современным, годовая сумма осадков не превышала 500 мм [Микишин,

Гвоздева, 1996]. Увлажнение болотного массива увеличивалось 1830–1700 кал. л.н. Снижение увлажненности зафиксировано около 1700–1350 кал. л.н. Последние 1347 кал. л.н. болото развивалось в довольно сухих условиях. Определенную роль в этом мог играть выход кровли торфяника на гипсометрический уровень, где снизилось влияние грунтовых вод. Холодный и сухой эпизод на южном Сахалине выделяется 1450–1250 кал. л.н. [Микишин, Гвоздева, 2016].

Наиболее хорошо выраженные рецидивы холода и сухости на северо-западе Сахалина (разрез Хоэ) выделены около 6000, 4400, 2900, 1500, 900–500 кал. л.н. [Leire et al., 2015]. За исключением первого, эти события зафиксированы и в изученном разрезе. Эти кратковременные фазы совпадают с холодными событиями, проявившимися в других регионах мира [Bond et al., 2001], в том числе в области развития Азиатского муссона (4800–4600, 2600–2500, 1650–1450, 650–450 кал. л.н.) [Wanner et al., 2011]. Для Северо-Восточного Китая установлено, что летний муссон был ослаблен ~3740–1920 кал. л.н. [Li et al., 2011; Chen et al., 2015; Stebich et al., 2015]. В Нижнем Приамурье сухие условия были около 2570 кал. л.н. [Базарова и др., 2018].

В балансе атмосферных осадков южного Сахалина (сумма около 1000 мм/год) большую роль играют жидкие: по данным метеостанции г. Долинск, их величина составляет 581 мм (58 %), на твердые приходится 299 мм, смешанные – 122 мм. Наиболее обильные дождевые осадки наблюдаются в августе (109 мм) и сентябре (120 мм), за лето выпадает до 80 % годовой нормы [Научно-прикладной... , 1990)]. Основным контролирующим фактором являются циклоны. Учитывая их распределение по сезонам, можно предположить, что в прошлом в засушливые периоды снижалась интенсивность циклогенеза. В похолодания в зимнее время мог быть более активным Сибирский антициклон, что также могло приводить к уменьшению интенсивности снегопадов. В летнее время мог быть более интенсивным Охотский антициклон, что могло приводить к смещению траектории циклонов к югу [Базарова и др., 2018]. Снижение увлажнения в Северо-Вос-

точном Китае 3600–2100 кал. л.н. связывают с активизацией Эль-Ниньо [Chen et al., 2015].

Повторяемость экстремальных наводнений и палеоклиматический фон. Верхний прослой суглинка рассматривается как след разрушительного тайфуна Филлис (№ 198112). Тайфун возник 2.08.1981, минимальное давление в центре вихря составляло 975 hPa, когда он проходил над Сахалином – 980–984 hPa (Japan Meteorological Agency, <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/summary/wnp/l/198112.html.en>). Перед тайфуном 1.08.1981 на Сахалин пришел циклон, зародившийся над территорией Приморья, севера Корейского п-ова и Китая на остатках тайфуна Оджин (№ 198110; 27.07–1.08.1981), который перемещался на запад через Японские острова на юг Корейского п-ова. В результате прохождения предшествующего циклона траектория тайфуна Филлис была нетипичной: сначала направлена на север к Курильским островам, затем тайфун изменил направление движения, пересек восток Хоккайдо и 6.08.1981 обрушился на Сахалин, оттуда ушел на Хабаровский край и затух в Амурской области 8.08.1981 (Japan Meteorological Agency, <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/summary/wnp/l/198112.html.en>). На южном Сахалине за 12 ч выпало до 140 мм осадков при ветре до 35 м/с. Общее количество осадков составило 220–300 мм, т.е. четверть-треть годовой нормы. В горах (Сусунайский хребет) на отметках 400–500 м сумма осадков достигала 435–1277 мм [Казаков, Генсировский, 2007]. Подъем уровня рек над предпаводочным уровнем доходил до 6.5 м, что превысило максимальные уровни за весь период наблюдений. Интенсивность подъема была 30–50 см/ч, наводнение сопровождалось сильной боковой и глубинной эрозией. Во время паводка 3–6 августа 1981 г. на юге острова полностью затопило долины многих рек, слой воды на пойме составлял 1–4 м, ширина зоны затопления достигала 10–15 км, на залитых участках вода стояла 2–3 недели (Катастрофы Сахалина. Тайфун Филлис: хроники затопления. – <https://skr.su/news/post/34036/>). Тайфун вызвал многочисленные

сели и оползни, сходявшие даже с пологих склонов, вода была насыщена влекомыми наносами и взвесью [Казаков, Генсиоровский, 2007]. Один из самых тяжелых ударов стихии приняли жители Долинского района, на многих полях был смыт плодородный слой (<https://sakhalinmedia.ru/news/525344/>). Определенную роль в переувлажнении водосборов сыграло и большое увлажнение в зимний сезон 1980/1981 г. [Генсиоровский, 2011].

Большая мощность слоя суглинка по сравнению с нижележащими может быть связана не только с активной эрозией во время наводнения, но и с антропогенным освоением территории, где большие площади стали занимать участки, лишенные растительности, – территория г. Долинск, дорожная сеть и т.п. Но главной причиной, вероятно, было то, что наводнение сопровождалось многочисленными оползнями и селями, это усиливало эрозионную способность водотоков [Казаков, Генсиоровский, 2007].

Наводнение, вызванное тайфуном Филлис, рассматривается нами как аналог для палеособытий, следы которых зафиксированы в разрезе изученного торфяника. Экстремальные наводнения в прошлом также могли возникать при метеоусловиях редкой повторяемости, когда происходило наложение тайфунов и глубоких циклонов, гидрологический эффект таких событий мог многократно увеличиваться [Похил, 2011].

Следует учитывать, что одним из факторов, контролирующих возникновение экстремальных паводков на Сахалине, является

вертикальный градиент осадков, связанный с сильной расчлененностью горного рельефа и большими уклонами водотоков в горной части острова. В случае прохождения тайфунов его величина достигает 260–320 мм на 100 м превышения [Казаков, Генсиоровский, 2007].

Катастрофический характер также носило наводнение (с подъемом уровня рек до 5 м, уровня воды на пойме – до 2.5 м), вызванное ливнями во время тайфуна Джорджия 17.10.1970 г. Ситуацию усугубили юго-восточные ветры, вызывавшие подпор воды в устьях рек [Ситников и др., 2001].

Проведенные реконструкции позволили выявить отдельные события – супертайфуны, сопровождавшиеся сильными наводнениями и оставившие след в виде прослоев суглинков. В изученном разрезе зафиксировано 25 таких событий (рис. 5а). На рис. 5а повторяемость сильных паводков показана как разница по времени между отдельными событиями. Мощность слоя суглинка в какой-то степени может указывать на интенсивность паводка (рис. 5б). Как правило, мощность прослоев, оставленных во время редких катастрофических наводнений, выше. Слои органоминеральных отложений с высокой зольностью торфа также показывают периоды усиления паводковой активности, но паводки имели меньшую интенсивность: при затоплении болота увеличивалось содержание минеральной примеси в торфе, но отдельные слойки суглинков не образовывались. В этом случае можно говорить только о периоде активизации паводков.

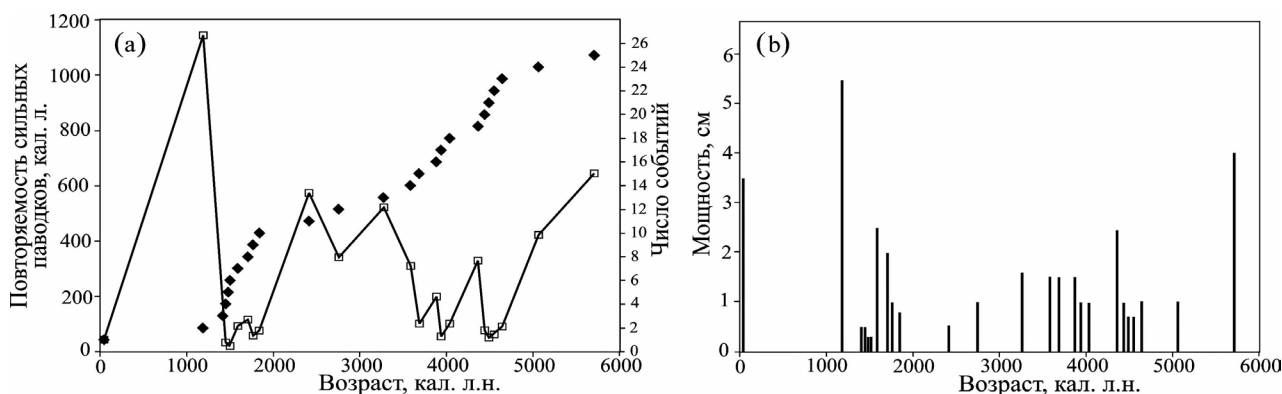


Рис. 5. Число (черные символы) и повторяемость (светлые символы) супертайфунов, сопровождавшихся сильными наводнениями, на южном Сахалине в среднем–позднем голоцене (а); мощность слойков суглинков, оставленных разновозрастными паводками (б).

Fig. 5. The number (black symbols) and recurrence (light symbols) of super typhoons, accompanied by severe floods, in South Sakhalin in the Middle–Late Holocene (a); thickness of loam layers, left by floods of different age (b).

Данные, полученные по развитию лагун-палеоозера в среднем голоцене, позволяют отметить только тенденции в изменении интенсивности речного стока, а не отдельные события (за исключением 1–2 случаев).

Наиболее сильный снос терригенного материала в лагуну 6620–6510 кал. л.н. и 6310–6220 кал. л.н., вероятно, связан с усилением речного стока. Первая фаза отвечает влажным и более теплым условиям по сравнению с современными [Микишин, Гвоздева, 1996; Leire et al., 2015]. Вторая совпадает с похолоданием ~6300–6100 кал. л.н., выделенным на южном Сахалине, сухим было его начало, более влажная стадия началась ~6200 кал. л.н. [Микишин, Гвоздева, 2018]. В это время уменьшается интенсивность проникновения в южную часть Охотского моря теплого течения [Kawahata et al., 2003].

Усиление терригенного сноса в распресненную лагуну происходило 6130–6010 кал. л.н. и 5810–5710 кал. л.н. Вероятной причиной этого могли быть сильные паводки. Первое событие совпадает с холодным эпизодом около 6000 кал. л.н., выделенным на Сахалине [Leire et al., 2015]. В начальную фазу образования озера ~5710–5610 кал. л.н. произошла смена органогенного осадконакопления терригенным, что обычно связано с усилением речного стока или, возможно, с экстремальным паводком. Это событие также совпадает с кратковременным похолоданием. Высокая примесь суглинка позволяет выделить и событие около 5060 кал. л.н., отвечающее сильному паводку.

Анализ возраста прослоев суглинков и органоинеральных горизонтов показал неравномерную повторяемость экстремальных наводнений в среднем–позднем голоцене (рис. 5). Выделяется три периода, когда экстремальные паводки проходили чаще (4640–4360; 4030–3580; 1840–1380 кал. л.н.), разделенные промежутками, когда повторяемость их сильно снижалась вплоть до длительных перерывов (рис. 4, 5).

Первый период частых наводнений начался в условиях глобального похолодания 4800–4600 кал. л.н., сопровождавшегося уменьшением увлажнения в Азии

[Wanner et al., 2011]. Холодный эпизод около 4400 кал. л.н. хорошо выражен на северо-западе Сахалина [Leire et al., 2015]. На южном Сахалине это время (4700–4400) выделяется как начало потепления [Микишин, Гвоздева, 1996]. Повторяемость сильных паводков на территории южного Сахалина составляла 50–90 лет. В последующий период, длившийся 330 кал. л., наводнения также происходили, но экстремальных событий не было.

Второй период охватывает сухую фазу, запечатленную в изученном разрезе (4030–3580 кал. л.н.). Повторяемость сильных паводков составляла около 50–100 лет. На южном Сахалине 3910–3520 кал. л.н. фиксируется максимальное потепление в позднем голоцене, количество атмосферных осадков было ниже современного – не более 700 мм/год [Микишин, Гвоздева, 1996]. Течение Соя около 4300–3550 кал. л.н. становилось более интенсивным [Kawahata et al., 2003]. После этого периода наводнения происходили не чаще одного раза в 420–650 лет.

Третий период частых паводков начался в прохладных влажных условиях (1840–1700 кал. л.н.) и полностью охватывал холодную сухую фазу (1700–1350 кал. л.н.). Повторяемость сильных паводков увеличивалась до одного раза в 50–75 лет, а в отдельных случаях – до 30 лет. Временные рамки периода совпадают с глобальным холодным событием 1750–1350 кал. л.н., сопровождавшимся снижением увлажнения в Азии, в это время снижалась солнечная активность, хотя ее наиболее значимый минимум был сразу после этого события [Wanner et al., 2011]. На северо-западе Сахалина холодный эпизод датирован около 1500 кал. л.н. [Leire et al., 2015]. Но на южном Сахалине, по данным спорово-пыльцевого анализа, около 1800–1450 кал. л.н. зафиксировано потепление [Микишин, Гвоздева, 1996]. Возможно, такая метахронность объясняется влиянием на южное побережье острова течения Соя, которое стало более интенсивным 1700–1400 кал. л.н. [Kawahata et al., 2003]. На Японских островах 1710–1220 кал. л.н. была самая длительная за средний–поздний голоцен холодная стадия Кофун, разделенная на две фазы потеплением

около 1560 кал. л.н. [Sakaguchi, 1983]. В это время были многочисленные наводнения. Холодные условия объясняют смещением на юг полярного фронта в летнее время.

Строение верхней части изученного разреза показывает, что события такого масштаба, как тайфун Филлис, в недавнем прошлом имели редкую повторяемость, даже если учесть, что часть разреза могла быть размыта в наводнение 1981 г. (рис. 2). Под вторым прослоем суглинка получена ^{14}C -дата 1370 ± 110 л.н., 1280 ± 120 кал. л.н., ЛУ-8857. Паводок был около 1180 кал. л.н. (VIII в. н.э.), что близко по времени к сигналу катастрофического наводнения, зафиксированному в колонке донных отложений Амурского залива [Астахов и др., 2019]. Мощность слоя в изученном разрезе меняется от 4 до 7 см, что по аналогии с тайфуном Филлис [Казаков, Генсиоровский, 2007] может косвенно свидетельствовать о том, что тайфун вызвал многочисленные сели и оползни на Сахалине.

Сравнение данных по сильным паводкам с региональным материалом. Записи проявления палеотайфунов в северо-западной части Тихого океана, оставивших следы в голоценовых отложениях, есть только для Япономорского региона и близлежащего окружения: для Приморья – за последние 1800 кал. л. [Астахов и др., 2019], о. Камикошики (Kamikoshiki) около о. Кюсю – за 6500 кал. л. [Woodruff et al., 2009] и территории Южной Кореи – за 6400 кал. л. [Lim et al., 2017].

Для сравнения данных, полученных на Сахалине, с материалами по Япономорскому региону в качестве индикаторов прохождения сильных паводков в голоцене, как и в бассейне р. Бикин [Разжигаета и др., 2019], были выбраны величина зольности торфа и органоминеральных отложений, а также насыщенность осадка створками диатомей (как показатель терригенного разбавления) и количество переотложенных морских видов (с учетом только вымерших форм).

На юге Японских островов (о. Камикошики) следы палеотайфунов выделяются как эпизоды поступления морской воды в береговые озера за счет экстремальных штормов,

частично разрушавших барьерные формы 4800–4300, 3600–2500, 1000–300 кал. л.н. [Woodruff et al., 2009]. Увеличение повторяемости сильных тайфунов совпадает с периодами большей активности Эль-Ниньо. И, напротив, около 4300–3600, 2200–1200, <300 кал. л.н. в озерах накапливались тонкослоистые осадки и условия седиментации были спокойными – эти фазы сопоставляются с периодами ослабления активности Эль-Ниньо. Для оценки активизации Эль-Ниньо используются реконструкции по Эквадору [Moy et al., 2002]. На территории Южной Кореи более частые паводки были 6400–5800, 5300–4600, 3900–3600, 3400–2900 кал. л.н., их также связывают с усилением активности Эль-Ниньо [Lim et al., 2017].

В настоящее время в годы сильных продолжительных классических Эль-Ниньо, начинающихся весной и продолжающихся зимой следующего года, на материковой части юга российского Дальнего Востока наблюдается интенсификация зимнего муссона и ослабление летнего муссона, что сопровождается сокращению сумм осадков в холодный и теплый сезоны года. Траектории тайфунов в такие годы смещаются к востоку от континента, они, как правило, не выходят на Приморский край, где соответственно наблюдаются продолжительные маловодья и аномальные засухи [Бышев и др., 2014].

Первый период активизации палеотайфунов на Сахалине (4640–4360 кал. л.н.) близок к фазе сильных штормов, выделенной для юга Японии [Woodruff et al., 2009]. Можно предположить, что траектории супертайфунов в это время преимущественно пересекали южную часть Японского моря и выходили на Сахалин.

Вторая фаза активизации палеотайфунов, выделенная для Сахалина (4030–3580 кал. л.н.), близка к периоду экстремальных паводков, установленному для территории Южной Кореи [Lim et al., 2017]. Траектории супертайфунов преимущественно становились параболическими, захватывали Корейский п-ов и далее шли в северную часть Японского моря и на юг Охотского моря [Ситников и др., 2001]. На юг Японии

в это время наиболее сильные тайфуны не выходили [Woodruff et al., 2009].

Третий период активизации палеотайфунов на Сахалине (1860–1380 кал. л.н.) находится в противофазе с периодами высокой повторяемости тайфунов на юге Японии и Корейского п-ова. Экстремальные наводнения в это время происходили и в Приморье, где возросла повторяемость сигналов наводнений [Астахов и др., 2019]. Интенсивность тропических циклонов в Восточно-Китайском море и прилегающих участках Китая увеличивалась около 1800–1500 кал. л.н., что связывают с теплой фазой (романский теплый период) и увеличением температуры поверхностных вод в тропической зоне Тихого океана [Zhou et al., 2019]. Несмотря на то что в это время на юге Сахалина на фоне похолодания сокращались атмосферные осадки, повторяемость экстремальных паводков тайфунного происхождения сильно возросла. Можно предположить, что в это время траектории супертайфунов смещались: периодически возникали синоптические ситуации, когда крупные вихри, минуя юг Японии и юг Корейского п-ова, выходили на южный Сахалин.

Следует отметить, что реконструкции интенсивности Эль-Ниньо, сделанные в Перу, показывают, что максимальной силы это явление достигало 2000–1300 кал. л.н., повторяемость очень сильных событий составляла 60–80 лет [Rein et al., 2005]. Этот временной интервал согласуется с данными увеличения повторяемости палеотайфунов, сопровождаемых экстремальными паводками, на южном Сахалине.

Известно, что траектории тайфунов связаны с особенностями крупномасштабной атмосферной циркуляции в тропических и умеренных широтах Тихого океана [Ситников и др., 2001; Похил, 2011]. В годы Эль-Ниньо отмечена активизация алеутской депрессии и азиатского антициклона, а также ослабление северо-тихоокеанского антициклона и азиатской депрессии, что способствует усилению циклогенеза во внетропической зоне [Тунеголовец, 2009]. Соответственно во время сильных Эль-Ниньо в западной части Тихого океана увеличивался меридиональный перенос в тропосфере в средних и уме-

ренных широтах. В зависимости от синоптической ситуации тропические циклоны изменяли траекторию перемещения и двигались на север и северо-запад. В пограничной зоне между Японским и Охотским морями тайфуны смещались вдоль юго-восточной периферии Охотского антициклона, принося залповые осадки на о. Сахалин.

Заключение

На Сусунайской низменности южного Сахалина изучен разрез, который является природным архивом для реконструкции изменения интенсивности и частоты выхода на остров палеотайфунов, сопровождавшихся экстремальными наводнениями в среднем–позднем голоцене.

Торфяник, включающий многочисленные прослои суглинков, образованные в сильные паводки, образовался на месте лагуны, существовавшей в максимальную фазу голоценовой трансгрессии. Эволюция водоема шла по пути уменьшения солености. Выделены стадии лагуны – распресненной лагуны – берегового озера, каждая из которых начиналась в кратковременное похолодание, сопровождавшееся малоамплитудной регрессией. На месте лагуны образовалось болото, прошедшее 7 стадий развития в разных условиях увлажнения.

Анализ изменения величины зольности торфа, эколого-таксономического состава диатомовых ассоциаций и количественного содержания створок диатомей в отложениях, накопившихся в разные периоды голоцена, дает возможность подойти к оценке частоты наводнений, их интенсивности и позволяет оценить масштабы сноса материала в разные периоды.

Установлены следы 25 экстремальных наводнений, определены критерии их выделения и возраст. Наводнения в среднем–позднем голоцене проходили неравномерно. Выделено три периода, когда повторяемость сильных паводков, вызванных выходом на остров супертайфунов и, возможно, нескольких интенсивных тропических циклонов, значительно возрастала. Современным аналогом таких событий рассматривается тайфун Филлис 1981 г., к которому относится верхний слой

суглинка в изученном разрезе. Соответственно, нижележащие слои с суглинками также образовались в периоды с высокой повторяемостью экстремальных наводнений, вызванных, как и в современный период, залповыми осадками при прохождении экстремальных тайфунов. Периоды увеличения повторяемости наводнений тайфунного генезиса на Сахалине проходили как в теплые влажные и сухие, так и в холодные сухие фазы позднего голоцена.

Из сравнения данных о проявлении палеотайфунов на Сахалине и в Япономорском регионе следует, что периоды их активизации не всегда совпадают на Сахалине, в Приморье,

Корейском п-ове и на юге Японских островов, что обусловлено смещением траекторий интенсивных тайфунов. Выявлены как синхронность периодов, так и метахронность, что, по-видимому, связано с аномалиями крупномасштабной атмосферной циркуляции и повторяемостью различных синоптических ситуаций, контролирующих выход супертайфунов на юг о. Сахалин.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Приоритетные научные исследования в интересах комплексного развития Дальневосточного отделения РАН» (проект ВАНТ 18-010).

Список литературы

1. Астахов А.С., Дарьин А.В., Калугин И.А., Аксентов К.И. **2019**. Реконструкция частоты катастрофических наводнений на западном побережье Японского моря по шельфовым седиментационным записям. *Метеорология и гидрология*, (1): 91–102. <https://doi.org/10.3103/s1068373919010072>
2. Базарова В.Б., Климин М.А., Копотева Т.А. **2018**. Голоценовая динамика восточноазиатского муссона в Нижнем Приамурье (юг Дальнего Востока). *География и природные ресурсы*, (3): 124–133. doi:10.21782/GIPR0206-1619-2018-3(124-133)
3. Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. **2006**. *Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды*. Тель-Авив: Pilies Studio, 498 с.
4. Бышев В.И., Нейман В.Г., Пономарев В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Цурикова Т.В. **2014**. Роль глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России. *Доклады АН*, 458(1): 92–96. <http://dx.doi.org/10.7868/S0869565214250148>
5. Гарцман Б.И., Мезенцева Л.И., Меновщикова Т.С., Попова Н.Ю., Соколов О.В. **2014**. Условия формирования экстремально высокой водности рек Приморья в осенне-зимний период 2012 г. *Метеорология и гидрология*, (4): 77–92. <https://doi.org/10.3103/s1068373914040074>
6. Гвоздева И.Г., Микишин Ю.А. **2008**. Стратиграфия и палеогеография голоцена юго-западного Сахалина. *Естественные и технические науки*, 3: 177–183.
7. Генсиоровский Ю.В. **2011**. *Экзогенные геологические процессы и их влияние на территориальное планирование городов (на примере о. Сахалин)*: автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 23 с.
8. Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А. **2015**. Условия формирования экстремальных паводков в бассейнах рек низкогогорья (на примере о. Сахалин). В кн.: *Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска*: материалы всерос. конф. с междунар. участием. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, т. 2: 302–305.
9. Гребенникова Т.А. **2009**. Флора *Bacillariophyta* разнотипных водоемов средних и северных Курил. *Ботанический журнал*, 94(4): 526–537.
10. Давыдова И.Н. **1985**. *Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене*. Л.: Наука, 244 с.
11. *Диатомовые водоросли СССР. Ископаемые и современные*. Т. 1. **1974**. В.С. Шешукова-Порецкая (отв. ред.). Л.: Наука, 400 с.
12. *Диатомовый анализ*. Кн. 3. **1950**. Л.: Госгеолит-издат, 632 с.
13. Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В. **2007**. Влияние вертикального градиента осадков на характеристики гидрологических, лавинных и селевых процессов в низкогогорье. *Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология*, (4): 342–347.
14. Кондакова Л.В., Пирогова О.С. **2014**. Почвенные водоросли и цианобактерии государственного природного заповедника «Нургущ». *Теоретическая и прикладная экология*, (3): 94–101.
15. Короткий А.М., Пушкар В.С., Гребенникова Т.А., Разжигаетова Н.Г., Караулова Л.П., Мохова Л.М., Ганзей Л.А., Черепанова М.В., Базарова В.Б., Волков В.Г., Ковалюх Н.Н. **1997**. *Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина*. Владивосток: Дальнаука, 194 с.

16. Лобанов В.Б., Данченков М.А., Лучин Е.В., Мезенцева Л.И., Пономарев В.И., Соколов О.В., Трусенкова О.О., Устинова Е.И., Ушакова Р.Н., Хен Г.В. **2014**. Дальневосточные моря России. В кн.: *Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации*. М.: Росгидромет, раздел 5.4: 684–743.
17. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. **1996**. *Развитие природы юго-восточной части острова Сахалин в голоцене*. Владивосток: ДВГУ, 130 с.
18. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. **2016**. Поздний субатлантик южного Сахалина. *Успехи современного естествознания*, (9): 137–142.
19. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. **2017**. Ранний суббореал Сахалина. *Вестник СВКНИИ ДВО РАН*, (4): 25–38.
20. Микишин Ю.А., Гвоздева И.Г. **2018**. Следы похолодания на юге Сахалина в позднеледниковье и атлантическом периоде голоцена. *Успехи современного естествознания*, (3): 107–116.
21. Могильникова Т.А., Мотылькова И.В. **2003**. Летний фитопланктон лагуны Пильтун (северо-восточный Сахалин). *Чтения памяти В.Я. Леванидова*. Владивосток: Дальнаука, вып. 2: 295–304.
22. *Научно-прикладной справочник по климату*. Серия 3. Многолетние данные. Вып. 34. *Сахалинская область*. **1990**. Л.: Гидрометеониздат, 351 с.
23. Никулина Т.Н. **2005**. Диатомовые водоросли (Bacillariophyta) юга острова Сахалин. В кн.: *Растительный и животный мир острова Сахалин (Материалы Междунар. Сахалинского проекта)*. Владивосток: Дальнаука, ч. 2: 8–21.
24. Полякова Е.И. **1979**. Диатомовые водоросли в современных осадках побережья Чукотского моря и их палеогеографическое значение. *Известия АН СССР. Сер. географическая*, (4): 90–94.
25. Похил А.Э. **2011**. Тайфуны Тихого океана – «живые» самоорганизующиеся, развивающиеся и взаимодействующие системы. *Энергия: экономика, техника, экология*, (11): 57–65.
26. Прушковская И.А. **2019**. Влияние тайфунов на содержание диатомей в осадках Амурского залива (Японское море) за последние 150 лет. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2: 111–119. doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-111-119
27. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. **2001**. *Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология)*. Владивосток: Дальнаука, 217 с.
28. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Копотева Т.А., Климин М.А., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. **2019**. Летопись речных паводков в предгорьях Сихотэ-Алиня за последние 2,2 тысячи лет. *Известия РАН. Сер. географическая*, (2): 85–99. doi.org/10.31857/S2587-55662019285-99
29. Ситников И.Г., Похил А.Э., Тунеголовец В.П. **2001**. Тайфуны. В кн.: *Природные опасности России. Гидрометеорологические опасности*. Г.С. Голицын, А.А. Васильева (ред.). М.: КРУК, т. 5: 84–126.
30. *Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности: ГОСТ 11306-83*. **1995**. М.: Изд-во стандартов, 7 с.
31. Тунеголовец В.П. **1998**. *Тропические циклоны северо-западной части Тихого океана: структура, эволюция, прогноз интенсивности и перемещения статистическими методами*: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Владивосток, 50 с.
32. Тунеголовец В.П. **2009**. Интенсивность циклогенеза во второй половине XX столетия. *Труды ДВНИГМИ*, 151: 140–153.
33. Тунеголовец В.П. **2010**. Комплексный метод прогноза перемещения и интенсивности тайфунов. *Труды ДВНИГМИ*, (1): 189–202.
34. Харитонов В.Г. **2010**. *Конспект флоры диатомовых водорослей (Bacillariophyceae) Северного Охотоморья*. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 189 с.
35. Черепанова М.В. **1988**. Диатомовые водоросли как индикаторы условий осадконакопления в лагунах Дальнего Востока. В кн.: *Количественные параметры природной среды в плейстоцене*. Владивосток: ДВО АН СССР, 172–177.
36. Шешукова-Порецкая В.С. **1967**. *Неогеновые морские водоросли Сахалина и Камчатки*. Л.: Изд-во ЛГУ, 432 с.
37. Akiba F., Hiramatsu Ch., Tsoy I.B., Ogasawara K., Amano K. **2000**. Diatom biostratigraphy and geologic age of the Maruyama and Kurasi Formations, Southern Sakhalin, and their correlation to the Neogene of the Tenpoku Area, Hokkaido. *J. of Geography (Chigaku Zasshi)*, 109(2): 203–217. https://doi.org/10.5026/jgeography.109.2_203
38. Blaauw M., Christen J.A. **2011**. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3): 457–474. doi.org/10.1214/11-ba618

39. Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. **2001**. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136. doi.org/10.1126/science.1065680
40. Bronk Ramsey C. **2017**. Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon*, 59(2): 1809–1833. doi.org/10.1017/rdc.2017.108
41. Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M. **2015**. Mid- to Late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China. *The Holocene*, 25: 454–468. doi.org/10.1177/0959683614561888
42. Elsner J.B., Liu K.B. **2003**. Examining the ENSO-typhoon hypothesis. *Climate Research*, 25: 43–54. doi.org/10.3354/cr025043
43. Grebennikova T.A. **2011**. Diatom flora of lakes, ponds and streams of Kuril Islands. In: *Diatoms: Ecology and Life Cycle*. New York: Nova Publ., 93–124.
44. Henderson-Sellers A., Zhang H., Berz G., Emanuel K., Gray W., Landsea C., Holland G., Light-hill J., Shieh S.L., Webster P., McGuffie K. **1998**. Tropical cyclones and global climate change: a post-IPCC assessment. *Bull. of the American Meteorological Society*, 79: 19–38. doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0019:tcagcc>2.0.co;2
45. Katsuki K., Yang D.Y., Seto K., Yasuhara M., Takata H., Otsuka M., Nakanishi T., Yoon Y., Um I.K., Cheung R.C.W., Khim B.K., Kashima K. **2016**. Factors controlling typhoons and storm rain on the Korean Peninsula during the Little Ice Age. *J. Paleolimnology*, 55: 35–48. doi.org/10.1007/s10933-015-9861-3
46. Kawahata H., Ohshima H., Shimada C., Oba T. **2003**. Terrestrial-oceanic environmental change in the southern Okhotsk Sea during the Holocene. *Quaternary International*, 108: 67–76. doi.org/10.1016/s1040-6182(02)00195-7
47. Krammer K. **1992**. *Pinnularia*, eine Monographie der europäischen Taxa. *Bibliotheca Diatomologica*, 26, 35 p.
48. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1986**. *Bacillariophyceae*. 1. Teil: *Naviculaceae*. Jena: Gustav Fischer Verlag, 876 p. (In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*; 2).
49. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1991**. *Bacillariophyceae*. 3. Teil: *Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Jena: Gustav Fischer Verlag, 576 p. (In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*; 2).
50. Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P. **2015**. Late Quaternary vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and its regional and global-scale controls. *Quaternary Science Reviews*, 116: 57–17. doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.012
51. Li C., Wu Ya., Hou X. **2011**. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quaternary International*, 229: 67–73. doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.015
52. Lim J., Lee J-Y., Hong S.S., Kim J.-Y., Yi S., Nahm W-H. **2017**. Holocene change in flooding frequency in South Korea and their linkage to centennial-to-millennial-scale El Nino-Southern Oscillation activity. *Quaternary Research*, 87: 37–48. doi.org/10.1017/qua.2016.8
53. Liu K.B., Fearn M.L. **2000**. Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in Northwestern Florida from lake sediment records. *Quaternary Research*, 54: 238–245. doi.org/10.1006/qres.2000.2166
54. Liu K.B., Shen C., Louie K.S. **2001**. A 1,000 year history of typhoon landfalls in Guangdong, Southern China, reconstructed from Chinese historical documentary records. *Annals of the Association of American Geographers*, 91(3): 453–464. doi.org/10.1111/0004-5608.00253
55. Liu Y., Wang Q., Fu C. **2011**. Taxonomy and distribution of diatoms in the genus *Eunotia* from the Da'erbin Lake and Surrounding Bogs in the Great Xing'an Mountains, China. *Nova Hedwigia*, 92(1–2): 205–232. doi.org/10.1127/0029-5035/2011/0092-0205
56. Moy C.M., Seitzer G.O., Rodbell D.T., Anderson D.M. **2002**. Variability of El Nino/Southern oscillation activity at millennium timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162–165. doi.org/10.1038/nature01194
57. Rein B., Sirocko F., Lückge A., Reinhardt L., Wolf A., Dullo W.-Ch. **2005**. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, 20: PA4003, 17 p. doi.org/10.1029/2004PA001099
58. Sakaguchi Y. **1983**. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bull. of the Department of Geography, Univ. of Tokyo*, 15: 1–31.
59. Stebich M., Rehfeld K., Schlütz F., Tarasov P.E., Liu J. **2015**. Holocene vegetation and climate dynamic of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quaternary Science Reviews*, 124: 275–289. doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.005

60. Tsoy I., Prushkovskaya I., Aksentov K., Astakhov A. **2015**. Environmental changes in the Amur Bay (Japan/East Sea) in the past 150 years on the basis of diatoms and silicoflagellates. *Ocean Science J.*, 50(2): 433–444. doi.org/10.1007/s12601-015-0039-8
61. Wang L., Lu H., Liu J., Gu Z., Mingram J., Chu G., Li J., Rioual P., Negendank J.F.W., Han J., Liu T. **2008**. Diatom-based inference of variation in the strength of Asian winter monsoon winds between 17,500 and 6000 calendar B.P. *J. Geophysical Research*, 113: D21101, 9 p. doi.org/10.1029/2008JD010145
62. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. **2011**. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30: 3109–3123. doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013
63. Woodruff J.D., Donnelly J.P., Okusu A. **2009**. Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quaternary Science Reviews*, 29: 1774–1785. doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.005
64. Zhan R., Wang Y., Zhao J. **2017**. Intensified Mega-ENSO has increased the proportion of intense tropical cyclones over the Western North-West Pacific since the late 1970s. *Geophysical Research Letters*, 44: 11959–11966. doi.org/10.1002/2017GL075916
65. Zhou X., Liu Z., Yan Q., Zhang X., Yi L., Yang W., Xian R., He Y., Hu B., Liu Yi, Shen Y. **2019**. Enhanced tropical cyclones intensity in the Western North Pacific during warm period over the Last Two Millennia. *Geophysical Research Letters*, 46: 11959–11966. doi.org/10.1029/2019GL083504

Об авторах

РАЗЖИГАЕВА Надежда Глебовна (ORCID 0000-0001-7936-1797), доктор географических наук, главный научный сотрудник, ГРЕБЕННИКОВА Татьяна Афанасьевна (ORCID 0000-0002-5805-391X), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, ГАНЗЕЙ Лариса Анатольевна (ORCID 0000-0002-2538-6603), кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория палеогеографии и геоморфологии, Тихоокеанский институт географии ДВО РАН; ГОРБУНОВ Алексей Олегович (ORCID 0000-0002-5903-6660), кандидат географических наук, старший научный сотрудник – лаборатория береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск; ПОНОМАРЕВ Владимир Иванович (ORCID 0000-0002-0501-460X), кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник – лаборатория физической океанологии, Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН; КЛИМИН Михаил Анатольевич (ORCID 0000-0003-1329-5437), старший научный сотрудник – лаборатория экологии почв, Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск; АРСЛАНОВ Хикматулла Адиевич (ORCID 0000-0002-2302-8175), доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, МАКСИМОВ Федор Евгеньевич (ORCID 0000-0002-9429-3216), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, ПЕТРОВ Алексей Юрьевич (ORCID 0000-0002-7577-9114), инженер – научная лаборатория геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург.

References

1. Akiba F., Hiramatsu Ch., Tsoy I.B., Ogasawara K., Amano K. **2000**. Diatom biostratigraphy and geologic age of the Maruyama and Kurasi Formations, Southern Sakhalin, and their correlation to the Neogene of the Tenpoku Area, Hokkaido. *J. of Geography (Chigaku Zasshi)*, 109(2): 203–217. https://doi.org/10.5026/jgeography.109.2_203
2. Astakhov A.S., Aksentov K.I., Dar'in A.V., Kalugin I.A. **2019**. Reconstructing the Frequency of Catastrophic Floods on the Western Coast of the Sea of Japan Based on Sedimentary Proxy. *Russian Meteorology and Hydrology*, 44(1): 62–70. <https://doi.org/10.3103/s1068373919010072>
3. Barinova S.S., Medvedeva L.A., Anisimova O.V. **2006**. *Bioraznoobrazie vodoroslei-indikatorov okruzhaiushchei sredy [Biodiversity of algae – the environment indicators]*. Tel'-Aviv: Pilies Studio, 498 p.
4. Bazarova V.B., Klimin M.A., Kopoteva T.A. **2018**. Holocene dynamics of the East-Asian monsoon in the Lower Amur area. *Geography and Natural Resources*, 39(3): 239–247. <https://doi.org/10.1134/s1875372818030071>
5. Blaauw M., Christen J.A. **2011**. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3): 457–474. doi.org/10.1214/11-ba618
6. Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. **2001**. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136. doi.org/10.1126/science.1065680

7. Bronk Ramsey C. **2017**. Methods for summarizing radiocarbon datasets. *Radiocarbon*, 59(2): 1809–1833. doi.org/10.1017/rdc.2017.108
8. Byshev V.I., Neiman V.G., Romanov Y.A., Serykh I.V., Ponomarev V.I., Tsurikova T.V. **2014**. The influence of global atmospheric oscillation on formation of climate anomalies in the Russian Far East. *Doklady Earth Sciences*, 458(1): 1116–1120. https://doi.org/10.1134/s1028334x14090025
9. Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M. **2015**. Mid- to Late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China. *The Holocene*, 25: 454–468. doi.org/10.1177/0959683614561888
10. Cherepanova M.V. **1988**. [The Diatoms as indicators of conditions of sediments accumulation in Far East lagoons]. In: *Kolichestvennye parametry prirodnoi sredy v pleistotsene [Quantitative parameters of natural environment in the Pleistocene]*. Vladivostok: DVO AN SSSR, 172–177.
11. Davydova I.N. **1985**. *Diatomovye vodorosli – indikatory prirodnikh uslovii vodoemov v golotsene [Diatoms – the indicators of basins natural conditions in Holocene]*. Leningrad: Nauka Publ., 244 p.
12. *Diatomovyi analiz [Diatom analysis]*. Book 3. **1950**. Leningrad: Gosgeolizdat, 632 p.
13. Elsner J.B., Liu K.B. **2003**. Examining the ENSO-typhoon hypothesis. *Climate Research*, 25: 43–54. doi.org/10.3354/cr025043
14. Gartsman B.I., Mezentsseva L.I., Menovshchikova T.S., Popova N.Y., Sokolov O.V. **2014**. Conditions of generation of extremely high water content of Primorye rivers in autumn-winter 2012. *Russian Meteorology and Hydrology*, 39(4): 260–270. https://doi.org/10.3103/s1068373914040074
15. Gensiorovskii Iu.V. **2011**. *Ekzogennye geologicheskie protsessy i ikh vliianie na territorial'noe planirovanie gorodov (na primere o. Sakhalin) [Exogenous geological processes and their influence on territorial planning of cities (by the example of Sakhalin Island)]*: [dissertation abstract of the Candidate of geological and mineralogical sciences]. Irkutsk: IZK SO RAN, 23 p.
16. Gensiorovskii Iu.V., Kazakov N.A. **2015**. [The conditions of extreme floods formation in the river basins of low mountain relief (by the example of Sakhalin Island)]. In: *Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy. Opyt Neftegorsk: materialy. Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiem [Geodynamics processes and natural disasters. Neftegorsk experience: materials of the All-Russian conference with international participation]*. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG DVO RAN, vol. 2: 302–305.
17. Grebennikova T.A. **2009**. [The Bacillariophyta flora of diverse basins of the Central and Northern Kurils]. *Botanicheskii zhurnal [Botanical Journal]*, 94(4): 526–537.
18. Grebennikova T.A. **2011**. Diatom flora of lakes, ponds and streams of Kuril Islands. In: *Diatoms: Ecology and Life Cycle*. New York: Nova Publ., 93–124.
19. Gvozdeva I.G., Mikishin Iu.A. **2008**. [Stratigraphy and paleogeography of Holocene of south-western Sakhalin]. *Estestvennye i tekhnicheskie nauki [Natural and technical sciences]*, 3: 177–183.
20. Henderson-Sellers A., Zhang H., Berz G., Emanuel K., Gray W., Landsea C., Holland G., Lighthill J., Shieh S.L., Webster P., McGuffie K. **1998**. Tropical cyclones and global climate change: a post-IPCC assessment. *Bull. of the American Meteorological Society*, 79: 19–38. doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0019:tcagcc>2.0.co;2
21. Katsuki K., Yang D.Y., Seto K., Yasuhara M., Takata H., Otsuka M., Nakanishi T., Yoon Y., Um I.K., Cheung R.C.W., Khim B.K., Kashima K. **2016**. Factors controlling typhoons and storm rain on the Korean Peninsula during the Little Ice Age. *J. Paleolimnology*, 55: 35–48. doi.org/10.1007/s10933-015-9861-3
22. Kawahata H., Ohshima H., Shimada C., Oba T. **2003**. Terrestrial-oceanic environmental change in the southern Okhotsk Sea during the Holocene. *Quaternary International*, 108: 67–76. doi.org/10.1016/s1040-6182(02)00195-7
23. Kazakov N.A., Gensiorovskii Iu.V. **2007**. Vliianie vertikal'nogo gradienta osadkov na kharakteristiki gidrologicheskikh, lavinnykh i selevykh protsessov v nizkogor'e [Influence of vertical gradient of sediments on the characteristics of hydrogeological, avalanche and mudflow processes in low-mountain]. *Geoekologiya. Inzhenernaia geologiya. Hidrogeologiya. Geokriologiya [Geocology. Engineering ecology. Geocriology]*, (4): 342–347.
24. Kharitonov V.G. **2010**. *Konspekt flory diatomovykh vodoroslei (Bacillariophyceae) Severnogo Okhotomora'ia [Summary of the diatom flora (Bacillariophyceae) of the Northern coast of the Okhotsk Sea]*. Magadan: SVNTs DVO RAN [NESC FEB RAS], 189 p.
25. Kondakova L.V., Pirogova O.S. **2014**. [Soil algae and cyanobacteria of the “Nurgush” national nature reserve]. *Teoreticheskaya i prikladnaya ekologiya [Theoretical and applied ecology]*, (3): 94–101.
26. Korotkii A.M., Pushkar' V.S., Grebennikova T.A., Razzhigaeva N.G., Karaulova L.P., Mokhova L.M., Ganzei L.A., Cherepanova M.V., Bazarova V.B., Volkov V.G., Kovaliukh N.N. **1997**. *Morskie terrasy i chetvertichnaya istoriya shel'fa Sakhalina [The marine terraces and history of quaternary shelf of Sakhalin]*. Vladivostok: Dal'nauka, 194 p.

27. Krammer K. **1992**. *Pinnularia*, eine Monographie der europäischen Taxa. *Bibliotheca Diatomologica*, 26, 35 p.
28. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1986**. *Bacillariophyceae*. 1. Teil: *Naviculaceae*. Jena: Gustav Fischer Verlag, 876 p. (In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*; 2).
29. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1991**. *Bacillariophyceae*. 3. Teil: *Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*. Jena: Gustav Fischer Verlag, 576 p. (In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*; 2).
30. Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P. **2015**. Late Quaternary vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and its regional and global-scale controls. *Quaternary Science Reviews*, 116: 57–17. doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.03.012
31. Li C., Wu Ya., Hou X. **2011**. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quaternary International*, 229: 67–73. doi.org/10.1016/j.quaint.2009.12.015
32. Lim J., Lee J.-Y., Hong S.S., Kim J.-Y., Yi S., Nahm W.-H. **2017**. Holocene change in flooding frequency in South Korea and their linkage to centennial-to-millennial-scale El Nino-Southern Oscillation activity. *Quaternary Research*, 87: 37–48. doi.org/10.1017/qua.2016.8
33. Liu K.B., Fearn M.L. **2000**. Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in Northwestern Florida from lake sediment records. *Quaternary Research*, 54: 238–245. doi.org/10.1006/qres.2000.2166
34. Liu K.B., Shen C., Louie K.S. **2001**. A 1,000 year history of typhoon landfalls in Guangdong, Southern China, reconstructed from Chinese historical documentary records. *Annals of the Association of American Geographers*, 91(3): 453–464. doi.org/10.1111/0004-5608.00253
35. Liu Y., Wang Q., Fu C. **2011**. Taxonomy and distribution of diatoms in the genus *Eunotia* from the Da'erbin Lake and Surrounding Bogs in the Great Xing'an Mountains, China. *Nova Hedwigia*, 92(1–2): 205–232. doi.org/10.1127/0029-5035/2011/0092-0205
36. Lobanov V.B., Danchenkov M.A., Luchin E.V., Mezentsseva L.I., Ponomarev V.I., Sokolov O.V., Trusenkov O.O., Ustinova E.I., Ushakova R.N., Khen G.V. **2014**. Dal'nevostochnye moria Rossii. In: *Vtoroi otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniiakh klimata i ikh posledstviakh na territorii Rossiiskoi Federatsii* [Far-Eastern seas of Russia. Second evaluation report of the Roshydromet on the climate changes and their consequences on the Russian Federation territory]. Moscow: Rosgidromet, chapter 5.4: 684–743.
37. Mikishin Iu.A., Gvozdeva I.G. **1996**. *Razvitie prirody iugo-vostochnoi chasti ostrova Sakhalin v golotsene* [Nature evolution of Sakhalin Island south-eastern part in Holocene]. Vladivostok: DVGU Publ., 130 p.
38. Mikishin Iu.A., Gvozdeva I.G. **2016**. [Late subatlantic of South Sakhalin]. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniia = Advances in Current Natural Sciences*, (9): 137–142.
39. Mikishin Iu.A., Gvozdeva I.G. **2017**. [Early subboreal of Sakhalin]. *Vestnik SVKNII DVO RAN = Bulletin of the North-East Scientific Center of FEB RAS*, (4): 25–38.
40. Mikishin Iu.A., Gvozdeva I.G. **2018**. [Cooling traces on the south of Sakhalin in the late Glacial and Atlantic period of Holocene]. *Uspekhi sovremennogo estestvoznaniia = Advances in Current Natural Sciences*, (3): 107–116.
41. Mogil'nikova T.A., Motyl'kova I.V. **2003**. [Summer phytoplankton of the Piltun lagoon (northern-east Sakhalin)]. In: *Chteniia pamiati V.Ia. Levanidova* [Readings dedicated to the memory of V.Ia. Levanidov]. Vladivostok: Dal'nauka, iss. 2: 295–304.
42. Moy C.M., Seitzer G.O., Rodbell D.T., Anderson D.M. **2002**. Variability of El Nino/Southern oscillation activity at millennium timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162–165. doi.org/10.1038/nature01194
43. *Nauchno-prikladnoi spravochnik po klimatu*. Seriya 3. *Mnogoletnie dannye*. Iss. 34. *Sakhalinskaia oblast'* [Scientific and applied reference book on the climate. Series 3. Long-term data. Iss. 34. Sakhalin Region]. **1990**. Leningrad: Gidrometeoizdat, 351 p.
44. Nikulina T.N. **2005**. [Diatoms (*Bacillariophyta*) of the south Sakhalin Island]. In: *Rastitel'nyi i zhivotnyi mir ostrova Sakhalin (Materialy Mezhdunar. Sakhalinskogo proekta)* [Flora and fauna of Sakhalin Island (The materials of International Sakhalin project)]. Vladivostok: Dal'nauka, part 2: 8–21.
45. Pokhil A.E. **2011**. Taifuny Tikhogo okeana – “zhivye” samoorganizuiushchiesia, razvivaiushchiesia i vzaimodeistvuiushchie sistemy [The Pacific Ocean typhoons – “alive” self-organizing, evolutive and interacting systems]. *Energiia: ekonomika, tekhnika, ekologiya* [Energy: economics, technics, ecology], (11): 57–65.
46. Poliakova E.I. **1979**. [The diatoms in recent sediments of the Chuckchi Sea coast and their paleogeographic meaning]. *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya = Bulletin of the Russian academy of Science: Geographical Series*, (4): 90–94.

47. Prushkovskaia I.A. **2019**. [Typhoons influence on content of diatoms in the Amur bay (Japan Sea) sediments for the last 100 years]. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences*, 2: 111–119. doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-111-119
48. Pushkar' V.S., Cherepanova M.V. **2001**. [*The diatoms of Pliocene and Anthropogen of the North Pacific (stratigraphy and paleoecology)*]. Vladivostok: Dal'nauka, 217 p.
49. Razzhigaeva N.G., Ganzei L.A., Grebennikova T.A., Kopoteva T.A., Klimin M.A., Panichev A.M., Kudriavtseva E.P., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Iu. **2019**. [Chronicle of river floods in the foothills of the Sikhote-Alin for the last 2.2 thousands years]. *Izvestiya RAN. Seriya Geograficheskaya = Bulletin of the Russian academy of Science: Geographical Series*, (2): 85–99. doi.org/10.31857/S2587-55662019285-99
50. Rein B., Sirocko F., Lückge A., Reinhardt L., Wolf A., Dullo W.-Ch. **2005**. El Niño variability off Peru during the last 20,000 years. *Paleoceanography*, 20: PA4003, 17 p. doi.org/10.1029/2004PA001099
51. Sakaguchi Y. **1983**. Warm and cold stages in the past 7600 years in Japan and their global correlation. *Bull. of the Department of Geography, Univ. of Tokyo*, 15: 1–31.
52. Sheshukova-Poretskaia V.S. **1967**. *Neogenovye morskije vodorosli Sakhalina i Kamchatki [Neogene seaweed of Sakhalin and Kamchatka]*. Leningrad: Izd-vo LGU [Leningrad State University press], 432 p.
53. Sheshukova-Poretskaia V.S. (ed.) **1974**. *Diatomovye vodorosli SSSR. Iskopaemye i sovremennyye [The Diatoms of the USSR. Fossil and recent]*. Vol. 1. Leningrad: Nauka Publ., 400 p.
54. Sitnikov I.G., Pokhil A.E., Tunegolovets V.P. **2001**. [Typhoons]. In: *Prirodnye opasnosti Rossii. Gidrometeorologicheskie opasnosti [Nature hazards of Russia. Hydrometeorological hazards]*. Moscow: KRUK, vol. 5: 84–126.
55. Stebich M., Rehfeld K., Schlütz F., Tarasov P.E., Liu J. **2015**. Holocene vegetation and climate dynamic of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quaternary Science Reviews*, 124: 275–289. doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.005
56. *Torfi i produkty ego pererabotki. Metody opredeleniia zol'nosti [Peat and the products of its treatment. Test methods of ash content]*: GOST 11306-83. **1995**. Moscow: Izd-vo standartov [Moscow: Standards Publ. House], 7 p.
57. Tsoy I., Prushkovskaya I., Aksentov K., Astakhov A. **2015**. Environmental changes in the Amur Bay (Japan/East Sea) in the past 150 years on the basis of diatoms and silicoflagellates. *Ocean Science J.*, 50(2): 433–444. doi.org/10.1007/s12601-015-0039-8
58. Tunegolovets V.P. **1998**. *Tropicheskie tsiklony severo-zapadnoi chasti Tikhogo okeana: struktura, evoliutsiia, prognoz intensivnosti i peremeshcheniia statisticheskimi metodami [Tropical cyclones of the northwest Part of the Pacific Ocean: structure, evolution, prediction of intensity and shift with the statistical methods]*: [dissertation abstract of Doctor of geographical sciences]. Vladivostok, 50 p.
59. Tunegolovets V.P. **2009**. [Cyclogenesis intensity in the second half of the XX century]. *Trudy DVNIGMI [Proceedings of the Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute (FERHRI)]*, 151: 140–153.
60. Tunegolovets V.P. **2010**. [Complex method of the typhoons shift and intensity prediction]. *Trudy DVNIGMI*, (1): 189–202
61. Wang L., Lu H., Liu J., Gu Z., Mingram J., Chu G., Li J., Rioual P., Negendank J.F.W., Han J., Liu T. **2008**. Diatom-based inference of variation in the strength of Asian winter monsoon winds between 17,500 and 6000 calendar B.P. *J. Geophysical Research*, 113: D21101, 9 p. doi.org/10.1029/2008JD010145
62. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. **2011**. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30: 3109–3123. doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013
63. Woodruff J.D., Donnelly J.P., Okusu A. **2009**. Exploring typhoon variability over the mid-to-late Holocene: evidence of extreme coastal flooding from Kamikoshiki, Japan. *Quaternary Science Reviews*, 29: 1774–1785. doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.02.005
64. Zhan R., Wang Y., Zhao J. **2017**. Intensified Mega-ENSO has increased the proportion of intense tropical cyclones over the Western North-West Pacific since the late 1970s. *Geophysical Research Letters*, 44: 11959–11966. doi.org/10.1002/2017GL075916
65. Zhou X., Liu Z., Yan Q., Zhang X., Yi L., Yang W., Xian R., He Y., Hu B., Liu Yi, Shen Y. **2019**. Enhanced tropical cyclones intensity in the Western North Pacific during warm period over the Last Two Millennia. *Geophysical Research Letters*, 46: 11959–11966. doi.org/10.1029/2019GL083504

Волновые возмущения в атмосфере, сопровождаявшие извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) 21–22 июня 2019 г.

© 2020 П. П. Фирстов^{*1}, О. Е. Попов², М. А. Лобачева¹,
Д. И. Будилов¹, Р. Р. Акбашев¹

¹Камчатский филиал Федерального исследовательского центра
«Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский, Россия

²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва, Россия

^{*}E-mail: firstov@emsd.ru

Реферат. В сети пунктов инфразвукового мониторинга, расположенных на удалении 336–974 км от влк. Райкоке, зарегистрированы инфразвуковые сигналы (ИС), сопровождавшие наиболее сильные эпизоды его извержения 21–22 июня 2019 г. Выделены ИС двух диапазонов частот: $f = 0.08–0.5$ Гц и $f = 0.004–0.012$ Гц. Первый обусловлен фрагментацией магмы и нестационарными процессами, возникающими во время истечения пепло-газовой смеси из кратера. Второй диапазон ИС связан с формированием эруптивной колонны и возникновением эруптивного облака. В этом случае отдельные эпизоды извержения рассматриваются как непрерывный тепловой источник. На основе кинематических и динамических параметров ИС первого диапазона дана детальная реконструкция хода извержения, с выделением 11 отдельных эпизодов (эксплозий). Волновая картина ИС позволила выделить четыре эпизода (№ 1, 5, 6, 8), для которых характерны эксплозии типа «взрыв», а в остальных случаях происходило высокоскоростное истечение пепло-газовой смеси («продувка») из жерла вулкана. Наиболее длительная «продувка» (№ 9) длилась ~3.5 ч. На основании ИС второго диапазона частот сделана (по методике Ю.А. Гостинцева и Ю.В. Шацких) оценка минимального объема выброшенного в атмосферу пепла – >0.1 км³, что позволяет считать индекс эксплозивной активности этого извержения VEI – 4.

Ключевые слова: вулкан Райкоке, эксплозивное извержение, инфразвук, эруптивное облако, объем изверженного пепла.

Для цитирования: Фирстов П.П., Попов О.Е., Лобачева М.А., Будилов Д.И., Акбашев Р.Р. Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) 21–22 июня 2019 г. *Гео-системы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 71–81. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.071-081.082-092>

Wave perturbations in the atmosphere accompanying the eruption of the Raykoke volcano (Kuril Islands) 21–22 June, 2019

Pavel P. Firstov^{*1}, Oleg E. Popov², Marina A. Lobacheva¹,
Dmitry I. Budilov¹, Rinat R. Akbashev¹

¹Kamchatka Branch of the Federal Research Center “United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Moscow, Russia

^{*}E-mail: firstov@emsd.ru

Abstract. Infrasound signals (IS), accompanied the most powerful episodes of the Raykoke volcano of the 21–22 June 2019, were registered by the network of observation stations, located at the distances of 335 to 974 km from the volcano. We identified IS of two frequency ranges: $f = 0.08–0.5$ Hz and $f = 0.004–0.012$ Hz. The first one was caused by magma fragmentation and non-stationary processes, appeared during the ash-gas mix outflowing from the crater. The second IS range is associated with an eruptive column forming and an eruptive cloud appearance. In this case the separate eruption episodes are considered as a continuous heat source. On the base of kinematic and dynamic parameters of IS

of the first range, we carried out the detailed reconstruction of the eruption course, there 11 separate episodes (explosions) were distinguished. Wave pattern of IS allowed to defined four episodes (no. 1, 5, 6, 8) as explosions, in other cases a high-speed outflow of ash-gas mix ("blow") occurred from the volcano vent. The most long "blow" (no. 9) lasted for ~3.5 hr. On the base of IS of the second range, we estimated the minimal volume of the ash ejected into the atmosphere (by the methodology of Yu.A. Gostintsev and Yu.A. Shatskih) as $>0.1 \text{ km}^3$, that allows us to assign the index of explosive activity VEI – 4 for this eruption.

Keywords: Raikoke volcano, explosive eruption, infrasound, eruptive cloud, ejected ash volume.

For citation: Firstov P.P., Popov O.E., Lobacheva M.A., Budilov D.I., Akbashev R.R. Wave perturbations in the atmosphere accompanying the eruption of the Raykoke volcano (Kuril Islands) 21–22 June, 2019: translation. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1, p. 82–92. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.071-081.082-092>

Введение

По данным Сахалинской группы реагирования на вулканические извержения (SVERT) (<http://www.imgg.ru/ru/teams/svert>), 21 июня в ~18:05:00* на Средних Курилах началось сильное эксплозивное извержение влк. Райкоке (рис. 1). Описание этого извержения приводится в работах [Гирина и др., 2019; Рашидов и др., 2019; Дегтерев, Чибисова, 2019].

Андезитодацитовый вулкан Райкоке (48.29° N, 153.25° E) представляет собой стратовулкан на одноименном острове диаметром ~2 км, с диаметром вершинного кратера ~700 м и глубиной 200–250 м [Гущенко, 1979]. Он составляет единый вулканический массив северо-западного простирания площадью $15 \times 21 \text{ км}$ (изобата 1200 м) вместе с четвертичным подводным вулканом 3.18, плоская вершина которого расположена примерно в 7 км от вершины влк. Райкоке на глубине ~245 м [Подводный... , 1992]. Для влк. Райкоке характерны внезапные сильные эксплозивные извержения. Последнее такое извержение произошло в 1924 г., когда наблюдалось и подводное извержение [Tanakadate, 1925].

Представления о динамике извержения в основном были получены на основе снимков спутника Японского метеорологического агентства Himawari-8, находящихся в прямом доступе. Основным инструментом на этом спутнике является 16-канальный многоспектральный тепловизор Advanced Himawari Imager, работающий как в видимом, так и в инфракрасном диапазоне. Геостационарная орби-

та спутника позволяет сканировать Азиатско-Тихоокеанский регион с разрешением 500 м и максимальной частотой 0.1 цикл/мин (http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/vaac_list.html).

Развитие эруптивного облака (ЭО) можно проследить на снимках спутника Himawari-8 на 18-часовом интервале с 20:20, 21.06.2019 г. по 14:20, 22.06.2019 г. (рис. 2). В течение первых двух часов ЭО двигалось в западном направлении на высоте** 10.2 км со скоростью ~28 м/с (~100 км/ч). В следую-



Рис. 1. Момент эксплозивного извержения влк. Райкоке 21 июня 2019 г. в 22:45, снимок сделан с международной космической станции (<https://earthobservatory.nasa.gov/images/145226/raikoke-erupts>).

*Здесь и далее время по UTC, формат – чч:мм:сс.

**Здесь и далее высота над уровнем моря.

шие 18 ч движение облака сохраняло это же направление, двигаясь со средней скоростью ~20 м/с (~72 км/ч) (рис. 2 б, с). В конце этого временного интервала передний фронт ЭО удалился на 1500 км, а его высота достигла ~13 км (рис. 2д).

В дальнейшем ЭО начало закручиваться циклоном, господствовавшим в районе Командорских островов в северной части Тихого океана. Под действием циркуляционных процессов в атмосфере ЭО разгрузилось от пепла, и далее продолжалось распространение уже аэрозольного облака на большие расстояния, до 5000 км (<http://sacs.aeronomie.be/>; [Гирина и др., 2019]). Такое обширное распространение продуктов извержения влк. Райкоке свидетельствует о значительности этого события. Кроме того, в работах [Гирина и др., 2019; Рашидов и др., 2019] высказывается обоснованное предположение, что одновременно могло происходить извержение подводного вулкана 3.18. В более поздней работе [Дегтерев, Чибисова, 2019] на основании детального изучения спутниковых снимков была более детально отслежена динамика эруптивного процесса этого извержения.

Для получения информации о динамике извержения хорошо зарекомендовали себя такие дистанционные методы, как сейсмический и акустический. Так, во время извержения влк. Пик Сарычева на Средних Курильских островах в июне 2009 г. инфразвуковые сигналы, сопровождавшие извержение, были зарегистрированы на расстояниях до 6400 км [Matoza et al., 2010]. К сожалению, сейсмические станции вблизи влк. Райкоке отсутствуют, но ИС, сопровождавшие извержения вулкана, были зарегистрированы на Северных Курилах и Камчатке на расстоянии от 330 до ~1000 км.

Следует отметить, что в последние два десятилетия интерес к акустике вулканических изверже-

ний резко возрос в связи с созданием международной системой мониторинга (IMS) сети режима соблюдения Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. В эту сеть входит более 60 инфразвуковых станций, распределенных по всей поверхности Земли. В многочисленных зарубежных работах показаны возможности использования инфразвукowego диапазона для мониторинга эксплозивных извержений вулканов мира [Fee, Matoza, 2013; Pichon et al., 2019; и др.].

В работах [Lamb et al., 2015; Fee et al., 2017] была сделана попытка использовать ИС для определения количества выброшенного материала. Использовались ИС, зарегистрированные в ближней зоне на расстоянии до 15 км. Они представляют собой воздушные импульсные волны, в которые обращаются на определенных расстояниях слабые воздушные ударные волны, сопровождающие непосредственно сам процесс эксплозии и фрагментации магмы. Рассматривались отдельные эксплозии на вулканах Редаут (п-ов Аляска) и Сакурадзима (Япония). Расчеты количества пепла сравнивались с геологическими данными, полученными по изопакитам выпавшего пепла. В нашем случае ИС регистрировались на расстоянии нескольких сотен километров от источника, поэтому был использован подход, основанный на теории генерации ИС от источников с мощным массо-тепловыделением [Гостинцев, Шацких, 1989].

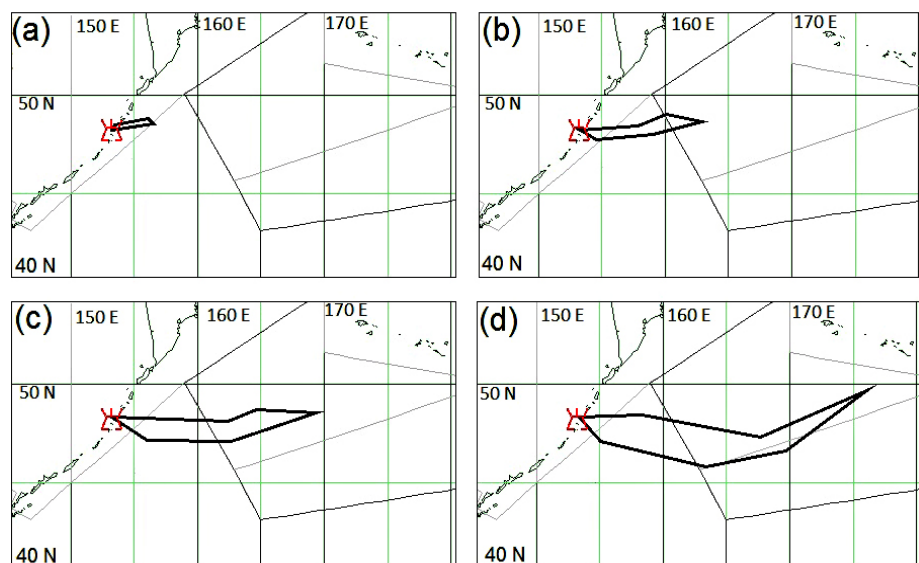


Рис. 2. Динамика развития эруптивного облака во время извержения влк. Райкоке на основе снимков спутника Himawari-8: (а) 21.06.2019, 20:20; (б) 22.06.2019, 02:20; (с) 22.06.2019, 08:20; (д) 22.06.2019, 14:20.

Особенностям генерации и распространения инфразвуковых сигналов и оценке на их основе количества выброшенного в атмосферу при извержении влк. Райкоке пепла посвящена данная работа.

Аппаратура и методика наблюдений

С целью исследования волновых возмущений в атмосфере, сопровождающих вулканические извержения, на п-ове Камчатка действует несколько пунктов Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН), оснащенных каналами регистрации ИС (рис. 3), что позволяет вести мониторинг сильных эксплозивных вулканических извержений [Гордеев и др., 2013].

В качестве датчиков для инфразвуковых каналов в пунктах SKR, PRT и KOZ используется дифференциальный микробарограф ISGM-03M (Россия) с рабочим диапазоном частот 0.002–4.0 Гц. Кроме того, в пункте Начики работает акустическая станция IS44 IMS (рис. 3), на которой установлена антенная решетка из 4 микробарографов M-2000 (Франция) с апертурой ~1.8 км, позволяющая вести регистрацию ИС в диапазоне частот 0.003–5 Гц и определять азимут на источник.

При изучении условий распространения ИС важно знать стратификацию атмосферы для получения вертикального профиля эффективной скорости звука ($C_{эф}$). В районе исследований баллонное зондирование проводится в трех пунктах (рис. 3). На рис. 4 приведена стратификация параметров атмосферы (температура, скорость и направление ветра) по данным баллонного зондирования во временной окрестности извержения в пункте SKR. Из рис. 4 видно, что в течение всего извержения резких изменений стратификации не было и вычисленная на трассе Райкоке–SKR эффективная скорость в тропосферном волноводе была постоянной: $C_{эф} \approx 0.31$ км/с, в то время как в приземном слое она составляла 0.33–0.34 км/с.

Детальное представление о динамике извержения влк. Райкоке 21–22 июня 2019 г. можно получить на основании кинематических и динамических параметров ИС, зарегистрированных сетью инфразвуковых станций на уда-

лении 336–974 км (рис. 3). П.П. Фирстовым [Фирстов, 2003; Firstov, 1994] дана феноменологическая классификация ударно-волновых и акустических эффектов в атмосфере от вулканических извержений, где за основную характеристику классов приняты характерный диапазон частот и физические процессы, в результате которых происходит их генерация.

В результате нестационарных процессов в кратере вулкана возникают воздушные ударные волны, которые в процессе распространения эволюционируют и перерождаются в ИС. Сильные конвективные процессы, связанные с формированием эруптивных облаков, порождают другой класс ИС. Кроме того, мощные эруптивные облака начинают колебаться вблизи точки зависания, как правило, на высоте тропопаузы (10–12 км), возбуждая акусто-гравитационные волны с частотой Брента–Вяйсяля ($N_z > 0.02$ с⁻¹), что наблюдалось при катастрофическом извержении влк. Шивелуч 12 ноября 1964 г. [Фирстов, 1996].

Учитывая масштаб рассматриваемого извержения, можно предположить, что оно

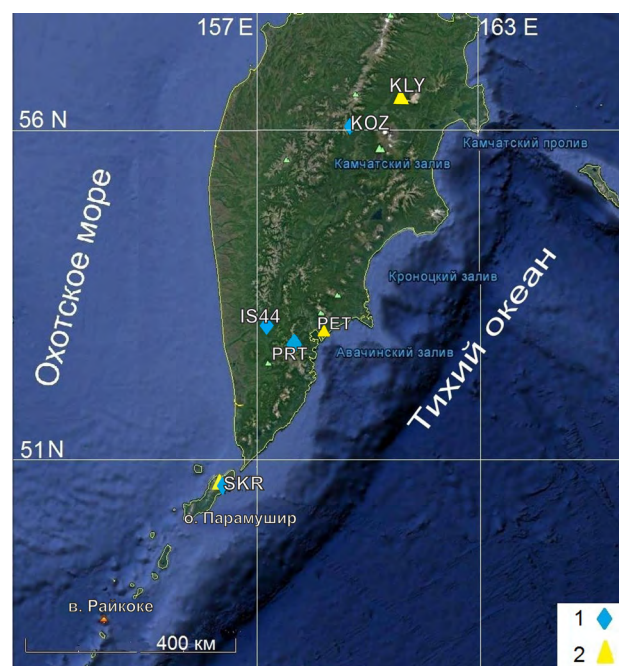


Рис. 3. Расположение влк. Райкоке, пунктов регистрации инфразвуковых колебаний (1) и метеостанций (2), где осуществляется баллонное зондирование, на п-ове Камчатка и Северных Курилах. Пункты регистрации инфразвука: SKR – пос. Северо-Курильск, PRT – Паратунка, IS44 – международная станция в пос. Начики, KOZ – пос. Козыревск. Метеостанции: SKR, PET – г. Петропавловск-Камчатский, KLY – пос. Ключи.

сопровождалось акустическими сигналами всех классов, это подтверждают рис. 5, 6. На записи инфразвуковых колебаний в пункте SKR ($R = 336$ км) (рис. 5b) хорошо видно возрастание низкочастотных инфразвуковых колебаний после пароксизмальной фазы извержения, в то время как в пункте PRT ($R = 629$ км) этого не наблюдается (рис. 5a).

В то же время на спектрограммах плотности мощности в полосе частот ≤ 1 Гц, рассчитанных за период 21–22 июня для инфразвуковых колебаний в пункте SKR, четко выделяются 11 хорошо выраженных и разнесенных во времени ИС (рис. 5c).

Для фона и трех участков записи в пункте SKR длительностью ≥ 25 мин, содержащих ИС, сопровождавшие отдельные длительные эпизоды извержения, рассчитывалась спектральная плотность мощности (СПМ) (рис. 6).

Для расчета СПМ фона была выбрана запись с достаточно интенсивными колебаниями. Спектральный пик для фона приходится на частоту $f = 0.00192$ Гц ($T = 8.7$ мин). Основная доля энергии ИС для I и III участков приходится на более низкие частоты $f = 0.00153$ Гц ($T = 10.9$ мин). Особенно обращает на себя внимание большое значение спектрального пика СПМ $S(\omega) = 164.7$ Па²/Гц на этой частоте для III участка, существенно превышающее фоновые. По-видимому, в связи с формированием шлейфа от эруптивного

облака возникают акусто-гравитационные волны с частотой Брента–Вяйсяля, которые наблюдаются только на ближайшей станции SKR. На всех кривых СПМ выделяются «высокочастотные» спектральные пики в диапазоне частот 0.08–0.5 Гц (рис. 6).

Все детали наиболее сильных эпизодов активности вулкана хорошо прослеживаются на записях ИС, отфильтрованных полосовым фильтром с граничными частотами 0.08–1.0 Гц, который, с одной стороны, выделил сигналы, обусловленные нестационарными процессами, а с другой, обеспечил хорошее соотношение сигнал–шум на всех инфразвуковых станциях (рис. 7). Выделенные 11 отдельных сильных эпизодов эксплозивной активности извержения влк. Райкоке 21–22 июня 2019 г. [Дегтерев, Чибисова, 2019; Гирина и др., 2019; Рашидов и др., 2019] сопровождаются ИС различной интенсивности и длительности.

Особенности волновых форм ИС рассмотрены по записям ближайшей станции SKR (336 км). По форме вступления инфразвуковые сигналы от отдельных эпизодов извержения влк. Райкоке были разбиты на две группы (см. таблицу). ИС № 1, 5, 6, 8 имели четкие вступления, которые обычно возникают во время эксплозий типа «взрыв» (рис. 8). В пользу этого свидетельствует рис. 1, на котором зафиксировано формирование мощного

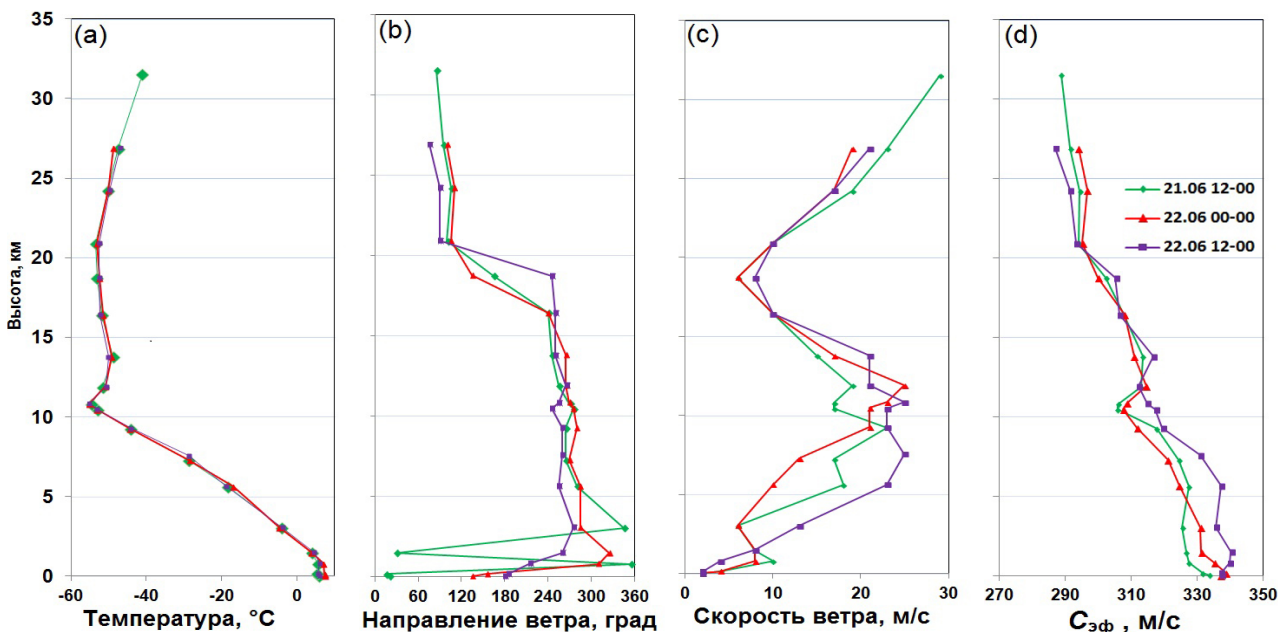


Рис. 4. Стратификация атмосферы 21–22.06.2019 по данным баллонного зондирования метеостанции SKR. Вертикальные разрезы: (a) температура воздуха, (b) направление ветра и (c) его скорость, (d) эффективная скорость звука.

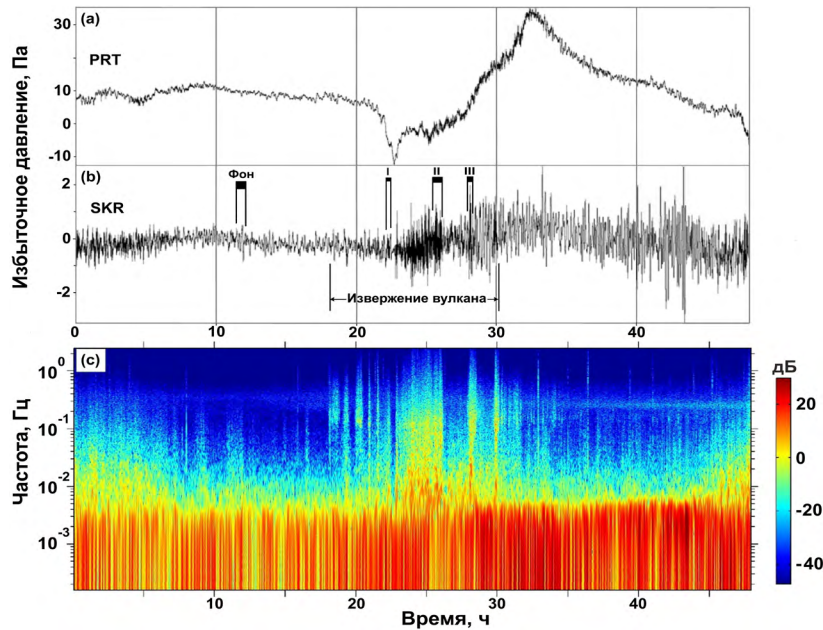


Рис. 5. Запись инфразвуковых колебаний в пунктах PRT (a) и SKR (b) со спектрограммой в полосе частот ≤ 1 Гц (c) 21–22 июня 2019 г., во время извержения влк. Райкоке. Черными прямоугольниками отмечены участки, для которых рассчитывалась спектральная плотность мощности. Начало отсчета времени соответствует 20 июня 2019 г. 23:59:04.

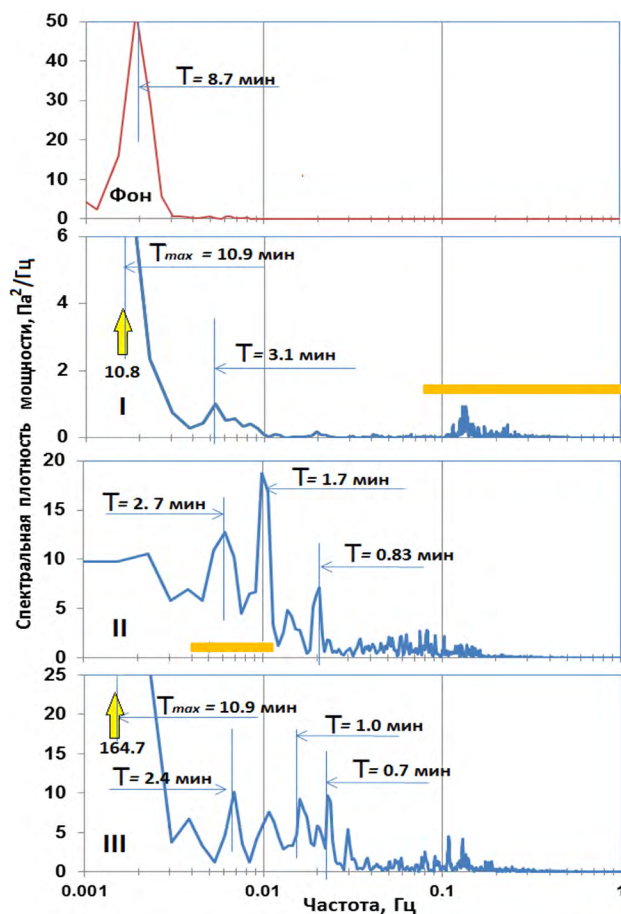


Рис. 6. Спектральная плотность мощности для фона и трех инфразвуковых сигналов от отдельных эпизодов извержения влк. Райкоке. Прямоугольниками отмечены диапазоны частот, в полосе которых детально изучались ИС, генерируемые эксплозиями влк. Райкоке.

эруптивного облака от явно точечного источника, по времени совпадающего с возникновением ИС № 8. На записях этих сигналов выделяются два четких вступления с $t_2 - t_1 \approx 00:03:20$, которые, по-видимому, связаны с приходом волн вдоль земной поверхности и по стратосферному волноводу.

Время хорошо выраженного первого вступления для ИС № 1 составило 18:05:52. Если принять, что в этом случае пришла волна, распространяющаяся с $C_{эф} = 0.34$ км/с согласно рис. 4д, то время первой эксплозии будет 17:49:24. Это время отличается от времени начала извержения, указанного в работах [Дегтерев, Чибисова, 2019; Гирина и др., 2019; Рашидов и др., 2019].

В остальных случаях для ИС было характерно плавное нарастание амплитуды и большая их длительность (τ). ИС № 9 имел $\tau \approx 200$ мин, что свидетельствовало о непрерывном истечении пепло-газовой смеси, сопровождавшемся нестационарными процессами (взрывы, сверхзвуковое истечение), в результате которых генерировались воздушно-ударные волны. За счет эволюции на больших расстояниях они обращались в ИС, которые были зарегистрированы на всех пунктах (рис. 7).

На станции IS44 расстановка 4 микробарографов образует антенную решетку в виде равнобедренного треугольника со стороной ~ 1.8 км и средней точкой, что позволяет по измеренным временным задержкам между сигналами для пар микробарографов вычислять стандартным методом с помощью взаимно-корреляционного анализа азимут на источник, кажущуюся скорость и угол скольжения. Эти параметры были определены для 7 первых ИС от влк. Райкоке (рис. 9) до момента перерыва в работе IS44.

Азимут с IS44 на влк. Райкоке составляет 212.2° . Обращают на себя внимание большие значения азимутов ($215^\circ - 223^\circ$) для первого и второго сигналов, т.е. источник относительно IS44 несколько смещен на запад (рис. 9б).

Таблица. Параметры акустических сигналов, сопровождавших извержение влк. Райкоке, и оценка выброшенного пепла

№ эпи-зода	Дата, время начала отдельных эпизодов извержения		Параметры акустического сигнала и оценка количества пепла						Примечание
	Дата	Время	$\Delta \bar{P}$, Па	T, с	τ , мин	$E_a \times 10^6$, кДж	$Q \times 10^9$, кВт	$V \times 10^6$, м ³	
1	21.06.2019	18:05:52	0.10	6.7	3	–	–	–	«Взрыв», четко выделяются два прихода ИС с задержкой ~03:20
2		18:15:45	0.08	6.7	34	–	–	–	Непрерывное истечение пепло-газовой струи из кратера с плавным нарастанием амплитуды ИС
3		19:04:51	0.10	7.1	20	–	–	–	
4		19:57:52	0.28	7.1	32	–	–	–	
5		20:54:51	0.30	7.1	3	–	–	–	
6		21:30:06	0.35	7.1	3	0.33	1.32	0.52	«Взрыв», четко выделяются два прихода ИС с задержкой ~03:20
7		22:08:56	0.08	8.3	9	0.31	1.27	1.17	Непрерывное истечение пепло-газовой струи из кратера с плавным нарастанием амплитуды ИС
8		22:51:03	0.16	5–9	6	0.48	1.70	0.59	«Взрыв», четко выделяются два прихода ИС с задержкой 3:27. Развитие этого эпизода заснято с международной космической станции (рис. 1)
9 ₁	21.06.2019	22:57:21	0.24	10	53	4.25	7.24	17.71	Длительное (3 ч) мощное истечение пепло-газовой смеси. Просматривается пульсирующий режим с периодом ~20 мин
9 ₂		23:50:26	0.45	8–10	21	3.79	6.70	6.49	
9 ₃	22.06.2019	00:09:39	0.31	6–12	68	11.51	14.05	44.10	
9 ₄		01:00:16	0.48	7–12	26	4.42	7.43	8.92	
9 ₅		01:25:52	0.52	7–12	24	2.31	4.82	5.34	
9 ₆		01:48:52	0.55	6–12	18	3.67	6.57	5.46	
10		03:52:22	0.57	7–10	29	2.41	4.96	6.65	Непрерывное истечение пепло-газовой струи из кратера с плавным нарастанием амплитуды ИС
11		05:46:28	0.75	9–12	21	3.23	6.03	5.84	Завершающая извержение мощная эксплозия
Итого: $V = 102.79 \cdot 10^6$ м ³									

Примечания. Номера эпизодов извержения соответствуют номерам на рис. 7. Параметры ИС после фильтрации полосовым фильтром 0.08–1.0 Гц: $\Delta \bar{P}$ – среднее избыточное давление, T – преобладающий период, τ – длительность сигнала. Расчетные значения энергии акустического источника и количества выброшенного в атмосферу пепла по ИС после фильтрации полосовым фильтром 0.004–0.012 Гц: E_a – энергия акустического источника, Q – мощность тепловыделения, V – расчетный объем пепла. Прочерк – для этих эпизодов низкочастотные ИС зарегистрированы не были.

Этот факт может говорить в пользу предположения, высказанного в работах [Гирина и др., 2019; Рашидов и др., 2019], что на начальном этапе извержения влк. Райкоке могла произойти и активизация подводного вулкана 3.18.

Расчет количества выброшенного в атмосферу пепла на основе акустического излучения

Во время извержения влк. Райкоке тонкодисперсный пепел выпал в акватории Тихого океана. В этом случае оценка объема выброшенного в атмосферу пепла без учета крупнозернистой пирокластики может быть выполнена только на основании высоты ЭО и интенсивности ИС. Следует заметить, что наибольшая интенсивность извержения приходится на эпизод № 9, когда происходило высокоскоростное истечение пепло-газовой смеси. Продолжительность этого эпизода была ~210 мин, а высота ЭО по спутниковым снимкам – 13 км [Дегтерев, Чибисова, 2019].

В классической работе С.А. Федотова [Федотов, 1982] приводится номограмма для оценки количества пепла на основании высоты ЭО. Согласно номограмме, для наиболее интенсивного эпизода № 9 тепловая мощность составит $3.2 \cdot 10^{12}$ Вт, что соответствует выносу пепла $5 \cdot 10^6$ кг/с. При плотности пепла $\rho_{\text{п}} = 1.3 \cdot 10^3$ кг/м³ и длительности этого эпизода ~3.5 ч объем выброшенного пепла

оценивается в 0.048 км³. Следует отметить, что данная оценка извергнутого материала является минимальной, так как не учитывает крупнозернистую пирокластику.

Рассмотрим возможность оценки объема выброшенного пепла на основании работ [Гостинцев и др., 1983 а, б; Гостинцев, Шацких, 1989], в которых дано теоретическое обоснование зависимости энергии акустического источника $E_{\text{а.и.}}$ от тепловой мощности Q в очаге сильных взрывов и площадных пожаров:

$$E_{\text{а.и.}} = 90 \frac{\pi \rho_0 \alpha}{\chi h C_0} \left(\frac{g \beta}{\pi \rho_0 c_p} \right)^{3/2} Q^{3/2} N^{-3/2},$$

где: $\alpha = dh/dx = 0.15$ – тангенс угла расширения струи; $\rho_0 = 1.23$ кг/м³ и $c_p = 1000$ Дж/(кг·К) – плотность и теплоемкость воздуха соответственно; $\beta = 1/T_a = 3.6 \cdot 10^{-3}$ – коэффициент термического расширения; T_a – температура окружающего воздуха; $C_0 = 0.3$ км/с – скорость звука в воздухе; $h = 10$ км – эффективная высота, зависящая от стратификации атмосферы; $N = 0.003$ 1/с – частота Брента-Вайсяля; $\chi = 1.9 \cdot 10^{-5}$ м²/с – турбулентный коэффициент температуропроводности.

Энергия акустического источника рассчитывалась по общеизвестной формуле

$$E_{\text{а.и.}} = \frac{2\pi H R}{\rho_0 C_0} \int \Delta P^2 dt,$$

где $H = 10$ км – высота однородного слоя,

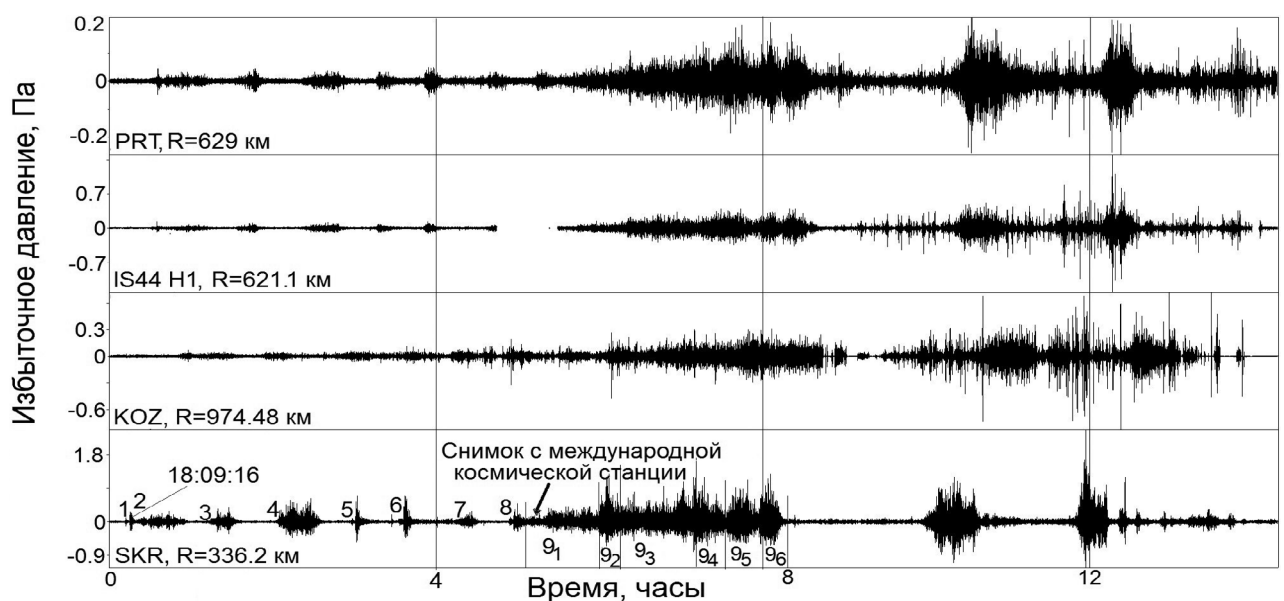


Рис. 7. Запись инфразвуковых сигналов, сопровождавших извержение влк. Райкоке 21–22 июня 2019 г., отфильтрованная в полосе 0.08–1.0 Гц в различных пунктах. Цифрами обозначены отдельные эпизоды извержения, выделенные по записям в пункте SKR. Начало отсчета времени соответствует 21 июня 2019 г. 17:53:54.

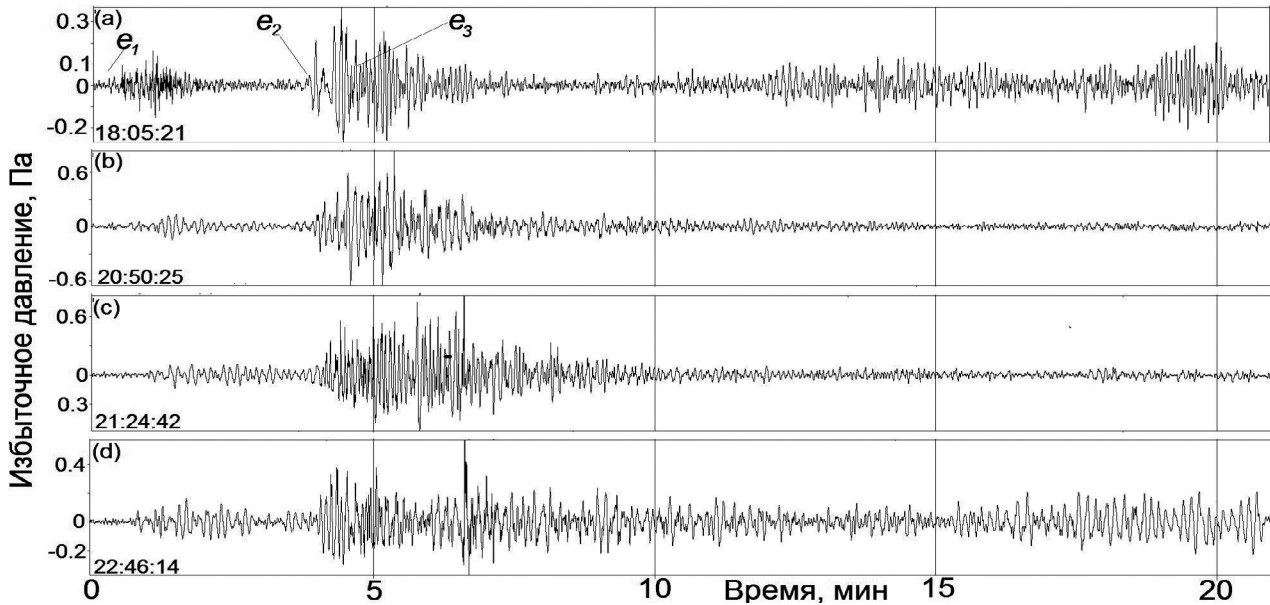


Рис. 8. Волновая картина ИС в пункте SKR от отдельных эксплозий «взрыв» с начальным отсчетом времени: № 1 – 18:05:21 (a); № 5 – 20:50:28 (b); № 6 – 21:24:42 (c); № 8 – 22:46:14 (d).

$R = 336$ км – расстояние между источником и пунктом регистрации, ΔP – избыточное давление.

От тепловой мощности к оценке объема выброшенного пепла можно перейти исходя из допущения, что при эксплозивных извержениях тепловая мощность в эруптивной колонне на автомобильном участке в основном обеспечивается теплом, выносимым в атмосферу горячей мелкой пирокластикой (вулканическим пеплом). В работе [Федотов, 1982] показано, что расход пирокластики $1 \text{ кг} \cdot \text{с}^{-1}$ соответствует средней тепловой мощности 10^6 Вт, т.е. $\gamma = 10^{-6} \text{ кг} \cdot (\text{с} \cdot \text{Вт})^{-1}$. Время процесса (τ) оценивается по длительности ИС. Зная плотность пепла (принималась $\rho_{\text{п}} = 1.3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), объем выброшенного в атмосферу пепла (V) можно рассчитать по формуле

$$V = (Q \cdot \tau \cdot \gamma) / \rho_{\text{п}}.$$

После фильтрации полосовым фильтром с граничными частотами 0.004–0.012 Гц выделялись длиннопериодные ИС, связанные с формированием эруптивной колонны. Такие ИС начали регистрироваться только с эпизода № 6 (см. таблицу). Общий минимальный объем пепла, выброшенного в атмосферу во время извержения влк. Райкоке, оце-

ненный на основании ИС, составил больше 0.1 км^3 . Основную ошибку в расчет количества пепла, естественно, вносят условия распространения инфразвуковых волн. Исходя из стратификации атмосферы, авторы оценивают погрешность оценки пепла в 30 %.

Для классификации эксплозивных вулканических извержений и их воздействия на атмосферу в работе [Newhall, Self, 1982] был

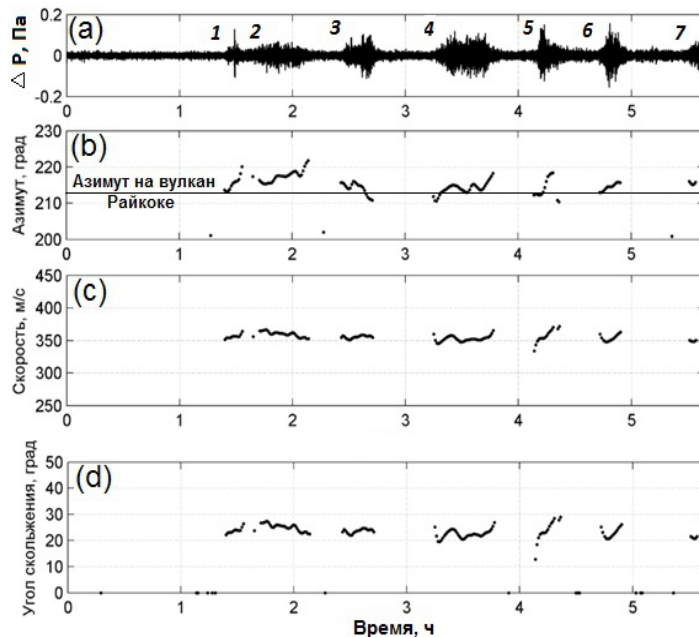


Рис. 9. Фрагмент записи инфразвука за 22 июня 2019 г. (микробарограф Н1 станции IS44), отфильтрованной в полосе 0.08–0.8 Гц (a); азимут на источник прихода ИС (b), кажущаяся скорость (c), угол скольжения (d). Начальный отсчет времени 22 июня 17:00:00.

предложен индекс эксплозивной вулканической активности VEI (volcanic explosivity index). Градация VEI от 0 (для неэксплозивных извержений) до 8 (катастрофические извержения с объемом 10^3 км^3) определяется двумя параметрами: объемом выброшенной тefры и высотой эруптивной колонны. По объему выброшенного пепла $0.1 < V \text{ км}^3 < 1.0$, так же как и по высоте ЭО, извержение влк. Райкоке следует отнести к VEI – 4.

Выводы

На сети пунктов инфразвукового мониторинга на п-ове Камчатка, расположенных на расстоянии от 336 до 974 км от влк. Райкоке, зарегистрированы инфразвуковые сигналы, сопровождавшие наиболее сильные эпизоды его извержения 21–22 июня 2019 г.

В спектральной плотности мощности зарегистрированных ИС выделяются спектральные пики в диапазонах частот $f = 0.08\text{--}0.5 \text{ Гц}$ и $f = 0.004\text{--}0.012 \text{ Гц}$. Первый связан с процессом фрагментации магмы и нестационарными процессами, возникающими при истечении пепло-газовой смеси из кратера. Второй обусловлен возникновением непрерывного теплового источника, приводящего к формированию струйного конвективного течения и эруптивного облака.

На основе кинематических и динамических параметров инфразвуковых сигналов первого диапазона дана детальная

реконструкция хода рассмотренного события. Извержение началось с отдельного довольно слабого взрыва (эксплозии) 21 июня в ~17:46:00, после чего интенсивность эксплозий стала возрастать. По акустическим данным выделяется 11 отдельных эпизодов, они приведены в таблице.

На основании волновой картины ИС первого диапазона сделан вывод, что для 4 эпизодов (№ 1, 5, 6, 8) характерны эксплозии типа «взрыв», а в остальных случаях процесс происходит по типу «продувки», т.е. высокоскоростного истечения пепло-газовой смеси из жерла вулкана. Наиболее длительная «продувка» (эпизод № 9) длилась ~3.5 ч.

На основании ИС второго диапазона частот, возникновение которых связывается с различными процессами, возникающими в конвективной струе, сделан расчет минимального объема выброшенного в атмосферу пепла по методике, предложенной Ю.А. Гостинцевым и Ю.В. Шацких. Расчетный объем составил несколько больше 0.1 км^3 , что позволяет присвоить данному извержению индекс эксплозивной активности VEI – 4.

Благодарности

Работа выполнялась в рамках государственного задания Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (проект АААА-А19-119031590060-3).

Список литературы

1. Гирина О.А., Лупян Е.А., Уваров И.А., Крамарева Л.С. **2019**. Извержение вулкана Райкоке 21 июня 2019 года. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 16(3): 303–307. doi:10.21046/2070-7401-2019-16-3-303-307
2. Гордеев Е.И., Фирстов П.П., Куличков С.Н., Махмудов Е.Р. **2013**. Инфразвуковые волны от извержений вулканов Камчатки. *Физика атмосферы и океана*, 49(4): 456–468. doi:10.7868/S0002351513030085
3. Гостинцев Ю.А., Шацких Ю.В. **1989**. *Генерация длинноволновых акустических возмущений в атмосфере всплывающими продуктами горения и взрыва*: препринт. Черноголовка: Ин-т хим. физики АН СССР, 33 с.
4. Гостинцев Ю.А., Иванов Е.А., Шацких Ю.В. **1983а**. Инфразвуковые и внутренние гравитационные волны в атмосфере при больших пожарах. *Доклады АН СССР*, 271(2): 327–330.
5. Гостинцев Ю.А., Иванов Е.А., Копылов Н.П., Шацких Ю.В. **1983б**. Волновые возмущения атмосферы при больших пожарах. *Физика горения и взрыва*, 19(4): 62–64.
6. Гущенко И.И. **1979**. *Извержения вулканов мира*: каталог. М.: Наука, 475 с.
7. Дегтерев А.В., Чибисова М.В. **2019**. Извержение вулкана Райкоке в июне 2019 г. (о. Райкоке, центральные Курильские острова). *Геосистемы переходных зон*, 3(3): 304–309. doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.304-309

8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. Ю.М. Пущаровский (отв. ред.). 1992. М.: Наука, 528 с.
9. Рашидов В.А., Гирина О.А., Озеров А.Ю., Павлов Н.Н. 2019. Извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) в июне 2019 г. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 42(2): 5–8. doi:10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8
10. Федотов С.А. 1982. Оценки выноса тепла и пирокластики вулканическими извержениями и фумаролами по высоте их струй и облаков. *Вулканология и сейсмология*, (4): 4–28.
11. Фирстов П.П. 1996. Реконструкция динамики катастрофического извержения вулкана Шивелуч 11 ноября 1964 г. на основании данных о волновых возмущениях в атмосфере и вулканическом дрожании. *Вулканология и сейсмология*, (4/5): 33–47.
12. Фирстов П.П. 2003. *Вулканические акустические сигналы диапазона 1.0–10 Гц и их связь с эксплозивным процессом*. Петропавловск-Камчатский: КамГПУ, 90 с.
13. Fee D., Matoza R.S. 2013. An overview of volcano infrasound: From hawaiian to plinian, local to global. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 249: 123–139. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.09.002>
14. Fee D., Izbekov P., Kimc K., Yokoo A., Lopez T., Prata F., Kazahaya R., Nakamichig H., Iguchig M. 2017. Eruption mass estimation using infrasound waveform inversion and ash and gas measurements: Evaluation at Sakurajima Volcano, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 480: 42–52. doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.043
15. Firstov P.P. 1994. Wave perturbation in the atmosphere as a method of remote monitoring of volcanic eruptions. In: *Intern. Volcanol. Congress. JAVEI. Theme 7*. Ankara.
16. Lamb O.D., Angelis S.D., Lavallée Y. 2015. Using infrasound to constrain ash plume rise. *J. of Applied Volcanology*, 4(20). <https://doi.org/10.1186/s13617-015-0038-6>
17. Matoza R.S., Le Pichon A., Herry P. 2010. Infrasonic observations of the June 2009 Sarychev Peak eruption, Kuril Islands: Implications for infrasonic monitoring of remote explosive volcanism. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1–2): 35–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.022>
18. Newhall C.G., Self S. 1982. The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. of Geophysical Research*, 87(C2): 1231–1238. <https://doi.org/10.1029/jc087ic02p01231>
19. Pichon Le A., Blanc E., Hauchecorne A. (eds) 2019. *Infrasound monitoring for atmospheric studies. Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits*. 2nd ed. Springer, 1160 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5>
20. Tanakadate H. 1925. The volcanic activity in Japan during 1914–1924. *Bulletin Volcanologique*, 1(3): 3–19. <https://doi.org/10.1007/bf02719558>

Об авторах

ФИРСТОВ Павел Павлович (ORCID 0000-0003-1658-5165), доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией, firstov@emsd.ru, БУДИЛОВ Дмитрий Игоревич (ORCID 0000-0003-0150-9039), младший научный сотрудник, budilovdmi@gmail.com, АКБАШЕВ Ринат Рафикович (ORCID 0000-0002-0737-9610), научный сотрудник, arr@emsd.ru – лаборатория акустического и радонового мониторинга (ЛАРМ), ЛОБАЧЕВА Марина Андреевна (ORCID 0000-0001-5782-2054), инженер отдела радиотелеметрических сейсмических станций (РТСС), lobacheva@emsd.ru – Камчатский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», Петропавловск-Камчатский; ПОПОВ Олег Евгеньевич (ORCID 0000-0003-2747-3564), старший научный сотрудник Радиоакустической лаборатории (ЛАР) Отдела динамики атмосферы, Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, olegp@mail.ru

Wave perturbations in the atmosphere accompanied the eruption of the Raykoke volcano (Kuril Islands) 21–22 June, 2019

© 2020 Pavel P. Firstov^{*1}, Oleg E. Popov², Marina A. Lobacheva¹,
Dmitry I. Budilov¹, Rinat R. Akbashev¹

¹Kamchatka Branch of the Federal Research Center “United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

²A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Moscow, Russia

*E-mail: firstov@emsd.ru

Abstract. Infrasound signals (IS), accompanied the most powerful episodes of the Raykoke volcano of the 21–22 June 2019, were registered by the network of observation stations, located at the distances of 335 to 974 km from the volcano. We identified IS of two frequency ranges: $f = 0.08\text{--}0.5$ Hz and $f = 0.004\text{--}0.012$ Hz. The first one was caused by magma fragmentation and non-stationary processes, appeared during the ash-gas mix outflowing from the crater. The second IS range is associated with an eruptive column forming and an eruptive cloud appearance. In this case the separate eruption episodes are considered as a continuous heat source. On the base of kinematic and dynamic parameters of IS of the first range, we carried out the detailed reconstruction of the eruption course, there 11 separate episodes (explosions) were distinguished. Wave pattern of IS allowed to defined four episodes (no. 1, 5, 6, 8) as explosions, in other cases a high-speed outflow of ash-gas mix (“blow”) occurred from the volcano vent. The most long “blow” (no. 9) lasted for ~ 3.5 hr. On the base of IS of the second range, we estimated the minimal volume of the ash ejected into the atmosphere (by the methodology of Yu.A. Gostintsev and Yu.A. Shatskih) as >0.1 km³, that allows us to assign the index of explosive activity VEI – 4 for this eruption.

Keywords: Raikoke volcano, explosive eruption, infrasound, eruptive cloud, ejected ash volume.

For citation: Firstov P.P., Popov O.E., Lobacheva M.A., Budilov D.I., Akbashev R.R. Wave perturbations in the atmosphere accompanied the eruption of the Raykoke volcano (Kuril Islands) 21–22 June, 2019. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 82–92. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.071-081.082-092>

Introduction

By the data of Sakhalin volcanic eruption response team (SVERT) (<http://www.imgg.ru/ru/teams/svert>), 21 June 2019 approximately in 18:05:00* in the Middle Kurils, the powerful explosive eruption of the Raykoke volcano have begun (fig. 1). The description of this eruption is given in the works [Girina et al., 2019; Rashidov et al., 2019; Degterev, Chibisova, 2019].

The Raykoke andezitodacite volcano (48.29° N, 153.25° E) is a stratovolcano on the is-

land of the same name with a diameter of ~ 2 km, its summit crater is ~ 700 m wide and 200–250 m deep [Gushenko, 1979]. It forms a single volcanic massif of the northern-west strike with an area of 15×21 km (1200 m isobath) together with the quaternary submarine volcano 3.18, which flat top is located approximately in 7 km from the Raykoke volcano’s top at the depth of ~ 245 m [Pushcharovskii, 1992]. Sudden powerful explosive eruptions are specific for the Raykoke volcano. The last such eruption has been occurred

*Here and after the time in UTC, format – hh:mm:ss.

Translation of the article published in the present issue of the Journal: Фирстов П.П., Попов О.Е., Лобачева М.А., Будилов Д.И., Акбашев Р.Р. Волновые возмущения в атмосфере, сопровождавшие извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) 21–22 июня 2019 г. Translation by G.S. Kachesova.

in 1924, when the underwater eruption has also been observed [Tanakadate, 1925].

The beliefs about the eruption dynamics were mainly received on the base of images, being in open access, from the Himawari-8 satellite of the Japan Meteorological Agency. The major equipment in this satellite is the Advanced Himawari Imager 16-channel multispectral thermal imager, operating in both visible and infrared bands. A geostationary orbit of the satellite allows to scan the Asian-Pacific region with a resolution of 500 m and a maximum frequency of 0.1 cycle/min. (http://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/vaac_list.html).

The eruptive cloud (EC) development can be traced in the images of the Himawari-8 satellite during the 18-hour interval from 20:20 of the 21.06.2019 to 14:20 of the 22.06.2019 (fig. 2). Within the first two hours the EC has been moving westward at an altitude* of 10.2 km at a speed of ~ 28 m/s (~ 100 km/h). For the next 18 hours, the cloud has been keeping move on the same course, with an average speed of ~ 20 m/s (~ 72 km/h) (fig. 2 b, c). At the end of this time interval, the EC front moved off 1500 km, and its altitude reached for ~ 13 km (fig. 2d).

Then the EC became twisting by the cyclone, prevailing in the area of the Commander Islands in the northern part of the Pacific Ocean. Under the influence of circulation processes in the atmosphere, the EC has become free of an ash, and then just the aerosol cloud continued spreading for long distances up to 5000 km (<http://sacs.aeronomie.be/>; [Girina et al., 2019]). Such wide spreading of the Raikoke volcano eruption products is an evidence of this event significance. Besides, in the works [Girina et al., 2019; Rashidov et al., 2019] the reasoned assumption, that eruption of the underwater volcano



Fig. 1. The moment of the explosive eruption of the Raikoke volcano on 21 June 2019, at 22:45, the picture was taken from the international space station (<https://earthobservatory.nasa.gov/images/145226/raikoke-erupts>).

3.18 might simultaneously occurred, is stated. In the more later work [Degterev, Chibisova, 2019] on the base of a detailed study of the images from satellite the dynamics of the eruptive process of this eruption was more accurately traced.

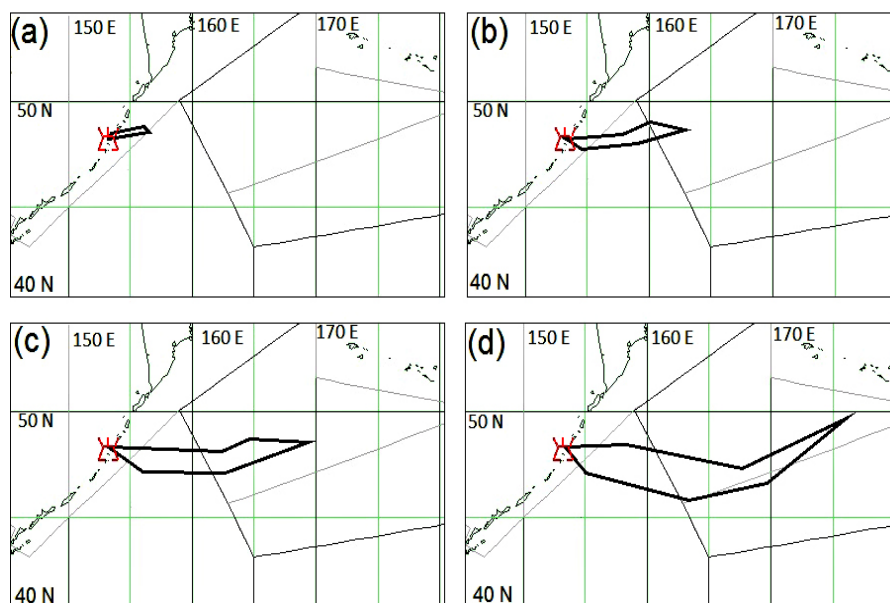


Fig. 2. Dynamics of the development of an eruptive cloud during the eruption of the Raikoke volcano, based on images of the Himawari-8 satellite: (a) 21.06.2019, 20:20; (b) 22.06.2019, 02:20; (c) 22.06.2019, 08:20; (d) 22.06.2019, 14:20.

*Here and after the altitude above sea level.

The remote methods such as seismic and acoustic were proved for gathering the information about the dynamics of eruption. Thus, during Sarychev Peak volcano eruption in the Middle Kurils in June, 2009 infrasound signals (IS) accompanied the eruption, were registered at the distances up to 6400 km [Matoza et al., 2010]. Unfortunately, there is no any seismic station near the Raykoke volcano, but the IS, accompanied the volcano eruption, were registered in the North Kurils and Kamchatka at the distances from 330 to ~1000 km.

It should be noted, that in the last two decades appeal to acoustics of volcanic eruptions has suddenly increase due to the international monitoring system (IMS) of the network of a regime of compliance with the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty. More than 60 infrasound stations, distributed by the Earth surface, are included in this network. In the numerous foreign works, the capabilities of infrasound range for monitoring of explosive eruption of volcanos worldwide are demonstrated [Fee, Matoza, 2013; Pichon et al., 2019; and other].

In the works [Lamb et al., 2015; Fee et al., 2017] it was made an attempt to apply IS to ascertain the amount of an ejected material. The IS, registered in the nearest zone at the distance up to 15 km, were used. They represent the air impulsive waves, into which the weak air shock-waves, accompanying directly the process of explosion and magma fragmentation, are turned. The separate explosions were considered on the Redoubt (Alaska Peninsula) and Sakurajima (Japan) volcanos. The calculations of ash amount were compared with the geological data received by the fallen ash isopachs. In our case, the IS were registered at the distance of several hundred kilometers from the source, that is why the approach, based on the theory of IS generation from a source with powerful mass and heat release, was applied [Gostintsev, Shatskih, 1989].

This work is devoted to the peculiarities of generation and distribution of infrasound signals and the evaluation of amount of ash, ejected into the atmosphere by the Raykoke volcano eruption, based on them.

Equipment and observation methodology

To study the wave perturbations in the atmosphere accompanied the volcanic eruptions, several registration stations of the Kamchatka Branch of the “United geophysical service of the Russian Academy of Sciences” Federal Research Center (KB FRC UGS RAS) function on the Kamchatka Peninsula. These stations are equipped with the channels of IS registration (fig. 3), that allows to monitor the strong explosive volcanic eruptions [Gordeev et al., 2013].

The ISGM-03M (Russia) differential microbarograph with an operation frequency range of 0.002–4.0 Hz is used on the SKR, PRT and KOZ stations as sensors for infrasound channels. Besides, in Nachiki station the IS44 IMS (fig. 3) acoustic station works. It has an installed antenna array of 4 M-2000 microbarographs (France) and with an aperture of ~1.8 km, allowing to register IS in the frequency range of 0.003–5 Hz and ascertain the azimuth to the source.

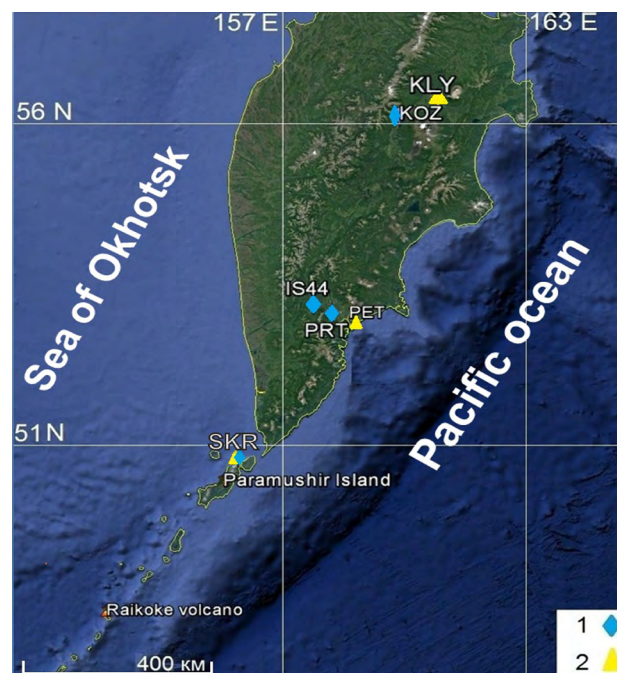


Fig. 3. The location of the Raykoke volcano, registration stations for infrasound vibrations (1) and weather stations (2), where balloon sounding is carried out, on the Kamchatka Peninsula and the Northern Kuril Islands. Infrasound registration stations: SKR – village Severo-Kurilsk, PRT – Paratunka, IS44 – an international station in Nachiki village, KOZ – Kozyrevsk village. Weather stations: SKR, PET – Petropavlovsk-Kamchatsky City, KLY – Klychi village.

To study the conditions of infrasound signals propagation it is important to know the atmosphere stratification in order to obtain a vertical profile of the effective sound speed (C_{eff}). In the studied area balloon sounding is carried out at three stations (fig. 3). The fig. 4 demonstrates the stratification of the atmosphere parameters (temperature, speed and wind direction) by the data of balloon sounding in the time neighborhood of the eruptions in the SKR station. From the fig. 4 it is evident, that during the whole eruption there were no abrupt changes of the stratification and the effective sound speed in the tropospheric wave-guide, calculated on the Raykoke-SKR trace, was constant $C_{\text{eff}} \approx 0.31$ km/s, while in the surface layer it was about 0.33–0.34 km/s.

Detailed idea about the dynamics of the Raykoke volcano eruption 21–22 June, 2019 can be got on the base of kinematic and dynamic parameters of IS, registered by the network of infrasound stations at the distance of 336–974 km (fig. 3). P.P. Firstov [Firstov, 2003; Firstov, 1994] offered the phenomenological classification of shock-wave and acoustic effects of the volcanic eruptions in the atmosphere, where the specific frequency range and physical processes, generating them, are taken as the main characteristic of the classes.

As a result of nonstationary processes in the crater of volcano air shock-waves appear, which evolve and transit into IS during the propagation process. Strong convection processes, related to eruptive clouds forming, generate another IS class. Besides, powerful eruptive clouds begin oscillating near a hover point, as a rule, at the tropopause height (10–12 km), exciting acoustic-gravity waves with Brunt–Väisälä frequency ($N_z > 0.02$ s⁻¹), that was observed when disastrous eruption of the Shiveluch volcano 12 November, 1964 [Firstov, 1996].

Taking the scale of the considering eruption into account, it can be supposed, that it was accompanied with the acoustic signals of all classes, it is proved with the fig. 5, 6. On the record of infrasound oscillations in the SKR station ($R = 336$ km) (fig. 5b) it is clearly shown increasing of low-frequency infrasound oscillations after the paroxysmal phase of the eruption, while in the PRT station ($R = 629$ km) it is not observed (fig. 5a).

At the same time on the spectrograms of power density in the frequency band ≤ 1 Hz, calculated for the infrasound oscillations in the SKR station for the period of 21–22 of June, 11 well-marked and time-separated IS are clearly distinguished (fig. 5c).

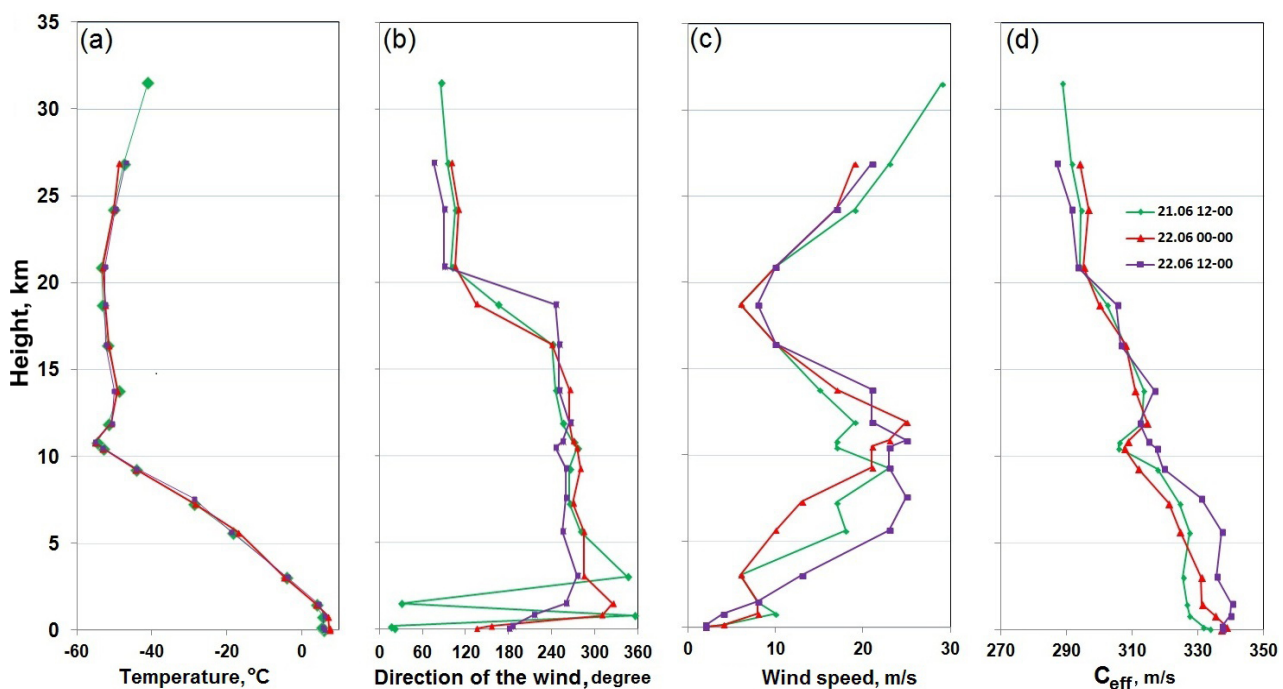


Fig. 4. Stratification of the atmosphere on 21–22 June, 2019 in accordance with the data of balloon sounding from the SKR weather station. Vertical sections: (a) air temperature, (b) wind direction, (c) wind speed, (d) effective speed of sound.

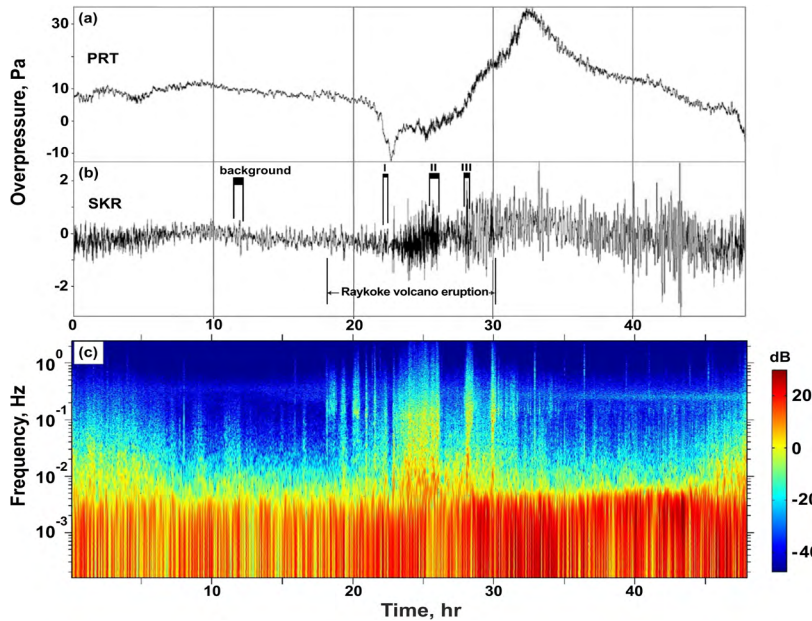


Fig. 5. The record of infrasound vibrations at the PRT (a) and SKR (b) stations with a spectrogram in the frequency band ≤ 1 Hz (c) during the eruption of the Raikoke volcano on 21–22 June, 2019. The sections, for which the power spectral density was calculated, are marked with the black rectangles. The countdown starts on 20 June, 2019, 23:59:04.

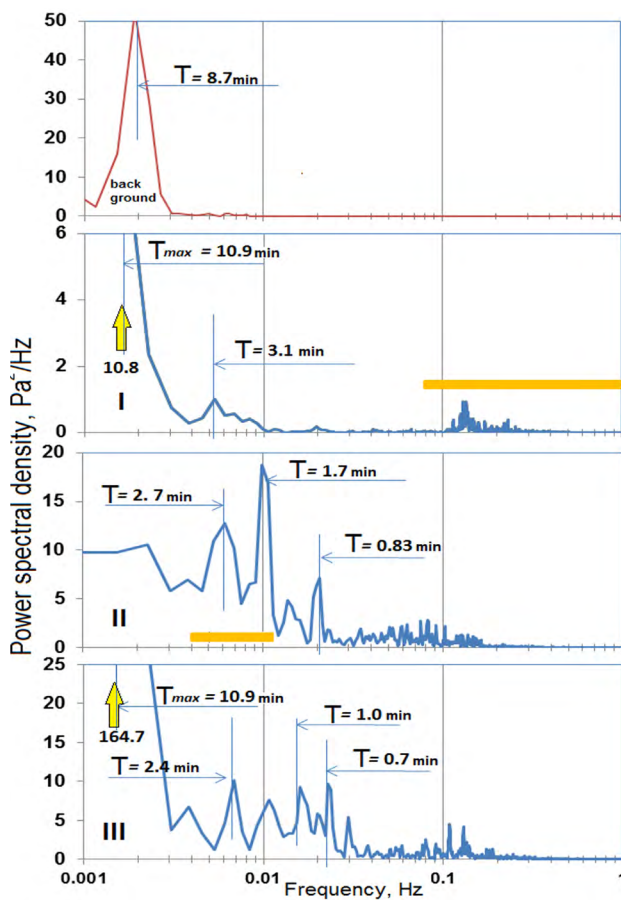


Fig. 6. The spectral power density for the background and three IS from the separate episodes of the eruption of the Raikoke volcano. Rectangles mark the frequency ranges in the band of which the IS, generated by the explosions of the Raikoke volcano were studied in detail.

For the background and three recording areas in the SKR station of a duration ≥ 5 min, containing IS, accompanied the separate long eruption events, the spectral power density (SPD) was calculated (fig. 6).

For calculation of the background SPD, the record with rather intense oscillations was selected. Spectral peak for the background falls on a frequency $f = 0.00192$ Hz ($T = 8.7$ min). Major part of IS energy for I and III areas falls at more lower frequencies $f = 0.00153$ Hz ($T = 10.9$ min). Especially, the considerable value of the SPD spectral peak $S(\omega) = 164.7$ Pa²/Hz draws the attention at this frequency for III area, significantly exceeding background. Apparently, due

to forming a plume from the eruptive cloud the acoustic-gravity waves of Brunt–Väisälä frequency appears, they are observed only at SKR the nearest station. On all SPD-curves the “high-frequency” spectral peaks are distinguished in 0.08–0.5 Hz frequencies range (fig. 6).

All details of the most powerful episodes of the volcano activity are clearly followed on the records of IS, filtered by the bandpass filter with 0.08–1.0 Hz cutoff frequencies, that, from the one hand, separated the signals and, from the other hand, provided a good signal-noise ratio at all infrasound stations (fig. 7). The 11 marked separate strong episodes of explosive activity of the Raykoeko volcano eruption 21–22 June, 2019 [Degtarev, Chibisova, 2019; Girina et al., 2019; Rashidov et al., 2019] are accompanied with IS of different intensity and duration.

Specifics of IS waveform were considered by the records of SKR the nearest station (336 km). IS signals of the Raykoeko volcano eruption were divided into two groups (see the table) by the arrival form. The IS no. 1, 5, 6, 8 had clear arrivals, that usually appears during the explosions of the “burst” type (fig. 8). Evidence of this fact is shown on the fig. 1, on which eruptive cloud forming from obviously point source, coinciding by the time with IS no. 8 appearance.

Table. Parameters of acoustic signals accompanying the eruption of the Raikoke volcano, and assessment of ejected ash

Epi- sode no.	Date, time of separate eruption episodes beginning		Parameters of acoustic signal and assessment of ejected ash						Note
	Date	Time	$\Delta \bar{P}$, Pa	T, s	τ , min	$E_a \times 10^6$, kJ	$Q \times 10^9$, kW	$V \times 10^6$, m ³	
1	21.06.2019	18:05:52	0.10	6.7	3	–	–	–	«Burst», two arrivals of IS are clearly distinguished with a delay of ~03:20
2		18:15:45	0.08	6.7	34	–	–	–	Continuous outflow of ash-gas jet from the crater with smooth increasing of IS amplitude
3		19:04:51	0.10	7.1	20	–	–	–	
4		19:57:52	0.28	7.1	32	–	–	–	
5		20:54:51	0.30	7.1	3	–	–	–	
6		21:30:06	0.35	7.1	3	0.33	1.32	0.52	«Burst», two arrivals of IS are clearly distinguished with a delay of ~03:20
7		22:08:56	0.08	8.3	9	0.31	1.27	1.17	
8		22:51:03	0.16	5–9	6	0.48	1.70	0.59	«Burst», two arrivals of IS are clearly distinguished with a delay of 3:27. This episode evolution was shotted from the international space station (fig. 1)
9 ₁		22:57:21	0.24	10	53	4.25	7.24	17.71	
9 ₂		23:50:26	0.45	8–10	21	3.79	6.70	6.49	
9 ₃		00:09:39	0.31	6–12	68	11.51	14.05	44.10	
9 ₄	22.06.2019	01:00:16	0.48	7–12	26	4.42	7.43	8.92	Continuous (3 hr.) powerful outflow of ash-gas mixture. Pulsatory mode with a period of ~20 min is observed
9 ₅		01:25:52	0.52	7–12	24	2.31	4.82	5.34	
9 ₆		01:48:52	0.55	6–12	18	3.67	6.57	5.46	
10		03:52:22	0.57	7–10	29	2.41	4.96	6.65	
11		05:46:28	0.75	9–12	21	3.23	6.03	5.84	Continuous outflow of ash-gas jet from the crater with smooth increasing of the IS amplitude
									Powerful explosion closing the eruption
						Total: $V = 102.79 \cdot 10^6$ m ³			

Notes. Eruption episodes numbers are corresponded to the numbers in the fig. 7. The parameters of IS after filtration with a bandpass filter of 0.08–0.1 Hz: $\Delta \bar{P}$ – an average overpressure, T – prevalent period, τ – signal duration. Calculated values of the acoustic source energy and amount of ash ejected into the atmosphere by IS after filtration with a bandpass filter of 0.004–0.012 Hz: E_a – the acoustic source energy, Q – power of heat release, V – calculated ash volume. Dash – for these episodes there was no any registered IS.

Two clear-cut arrivals with $t_2 - t_1 \approx 00:03:20$, which are, apparently, associated with coming of the waves along the earth surface and by the stratospheric wave-guide, are distinguished in the records of these signals.

Time of the clear-cut first arrival for no. 1 infrasound signal is 18:05:52. If we assume, that in this case the wave has come, with propagation speed $C_{\text{eff}} = 0.34$ km/s according to the fig. 4d, then the first explosion time will be 17:49:24.

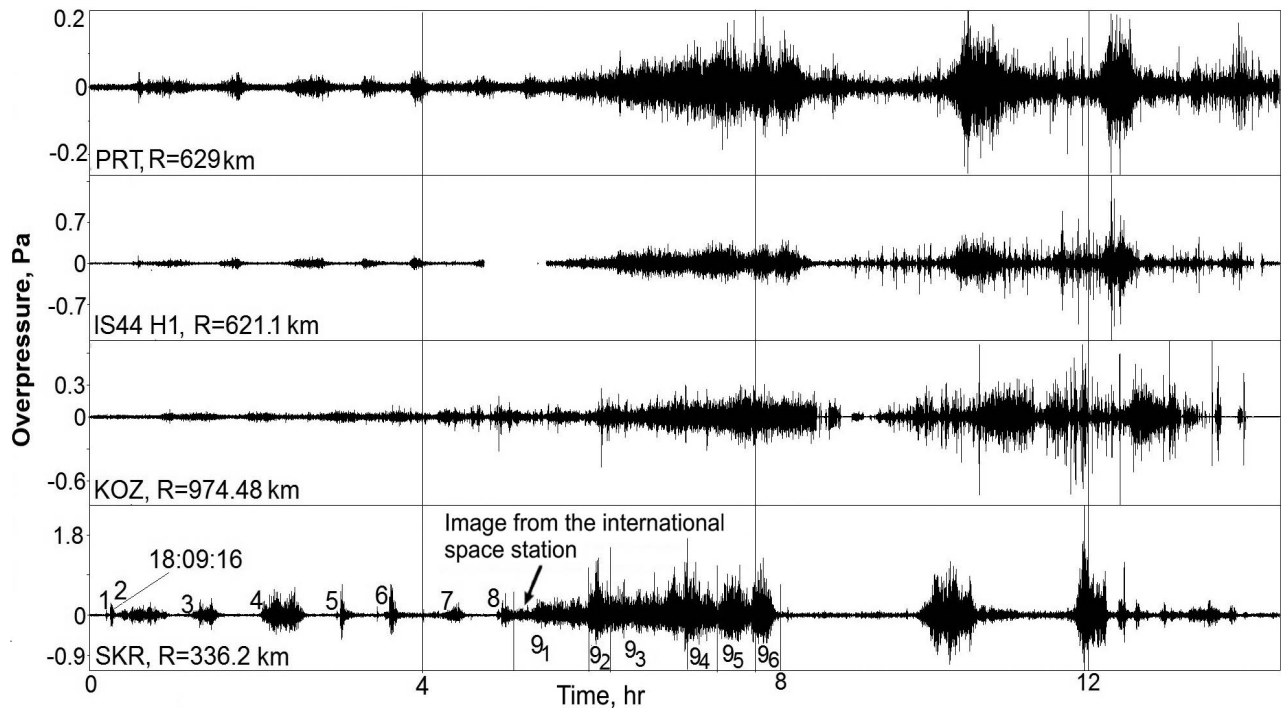


Fig. 7. Record of the IS accompanying the eruption of the Raikoke volcano on 21–22 June, 2019, filtered in the 0.08–1.0 Hz band at various stations. The numbers indicate the separate episodes of the eruption, defined by the records at SKR. The countdown starts on 21 June 2019, 17:53:54.

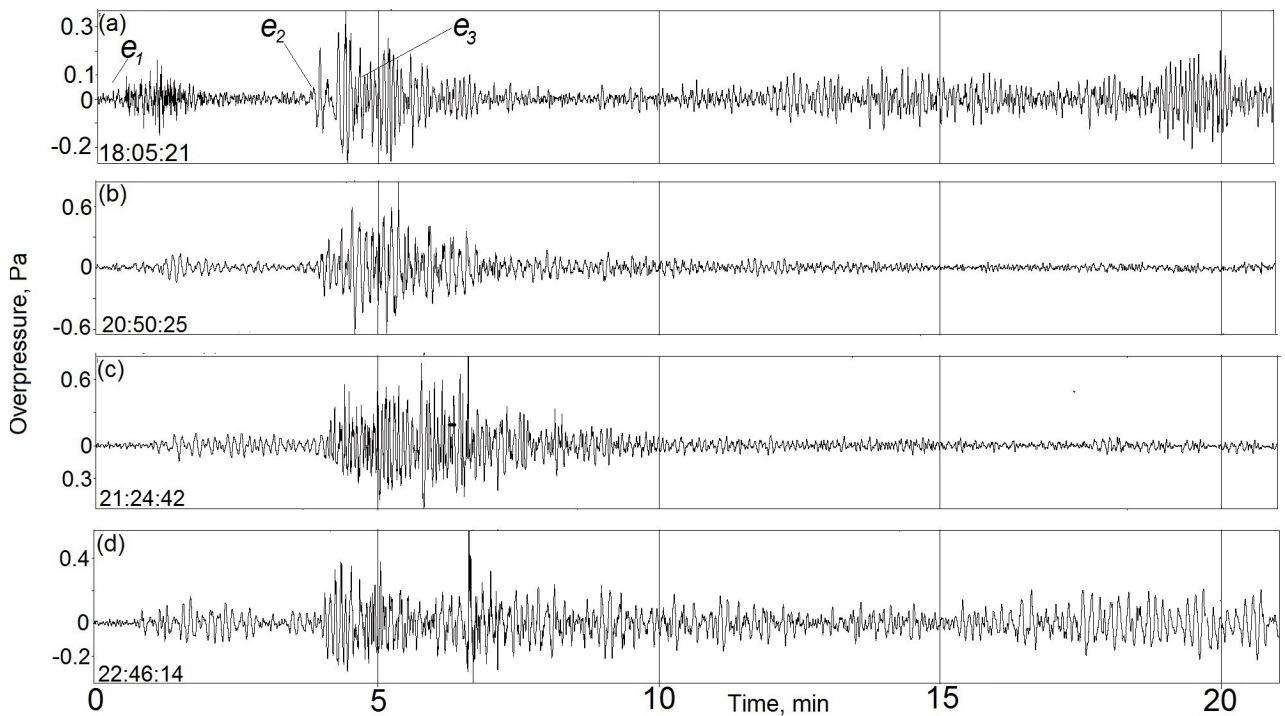


Fig. 8. The wave pattern of the IS in the SKR station from the separate “burst” explosions with an initial countdown: no. 1 – 18:05:21 (a); no. 5 – 20:50:28 (b); no. 6 – 21:24:42 (c); no. 8 – 22:46:14 (d).

This time differs from the time of the eruption beginning, specified in the works [Degterev, Chibisova, 2019; Girina et al., 2019; Rashidov et al., 2019].

In other cases, IS were characterized with the smooth amplitude increasing and more large duration (τ). The IS no. 9 had $\tau \approx 200$ min, that was an evidenced of a continuous outflow of ash-gas mixture, that were accompanied with nonstationary processes (explosions, supersonic outflow), in which result the air shock-waves were generated. Owing to the evolution, at the large distances they turned into IS, which were registered at all stations (fig. 7).

Arrangement of 4 microbarographs at the IS44 station makes the antenna array in the form of the isosceles triangle with the side of ~ 1.8 km and the median point, that allows to calculate the azimuth to the source, apparent speed and glide angle by measured time delays between the signals for the microbarographs pairs in a standard way by means of cross-correlation analysis. These parameters were ascertained for 7 first IS from the Raykoke volcano (fig. 9) till the interruption in the IS44 work.

The azimuth from the IS44 to the Raykoke volcano is 212.2° . High values of the azimuths (215° – 223°) for first and second signals are

noteworthy, i.e. the source is slightly displaced to the west with regard to the IS44 (fig. 9b). This fact can make in favor of the assumption, stated in the works [Girina et al., 2019; Rashidov et al., 2019], that on the initial phase of the Raykoke volcano eruption, activation of the underwater volcano 3.18 might occur as well.

Calculation of ash amount ejected into the atmosphere on the base of acoustic emission

During the Raykoke volcano eruption fine-dispersed ash settled in the Pacific Ocean basin. In this case assessment of the volume of ash ejected into the atmosphere, without considering coarse-grained pyroclastics, can be carried out on the base of eruptive cloud height and IS intensity only. It should be noted, that maximum eruption intensity falls on the no. 9 episode, when a high-speed outflow of ash-gas mixture was occurring. This episode duration was ~ 210 min, and the eruptive cloud height – 13 km [Degterev, Chibisova, 2019].

In the classic work of S.A. Fedotov [Fedotov, 1982] there is a nomogram for assessment of ash amount at the height of the eruptive cloud. According to the nomogram, for the

most intensive episode no. 9 a heat power will amount to $3.2 \cdot 10^{12}$ W, that corresponds to ash carrying of $5 \cdot 10^6$ kg/s. By the ash density $\rho_a = 1.3 \cdot 10^3$ kg/m³ and this episode duration ~ 3.5 hr., the volume of ejected ash is evaluated at 0.048 km³. It should be noted, that this assessment of ejected matter is minimal, because it does not take a coarse-grained pyroclastics into account.

Let us consider the possibility of ejected ash estimation on the grounds of the works [Gostintsev et al., 1983 a, b; Gostintsev, Shatskih, 1989], in which a theoretical reasoning of energy of an acoustic source $E_{a.s.}$ dependence on heat power Q within the center of powerful explosions and areal fires is given:

$$E_{a.s.} = 90 \frac{\pi \rho_0 \alpha}{\chi h C_0} \left(\frac{g \beta}{\pi \rho_0 c_p} \right)^{3/2} Q^{3/2} N^{-3/2},$$

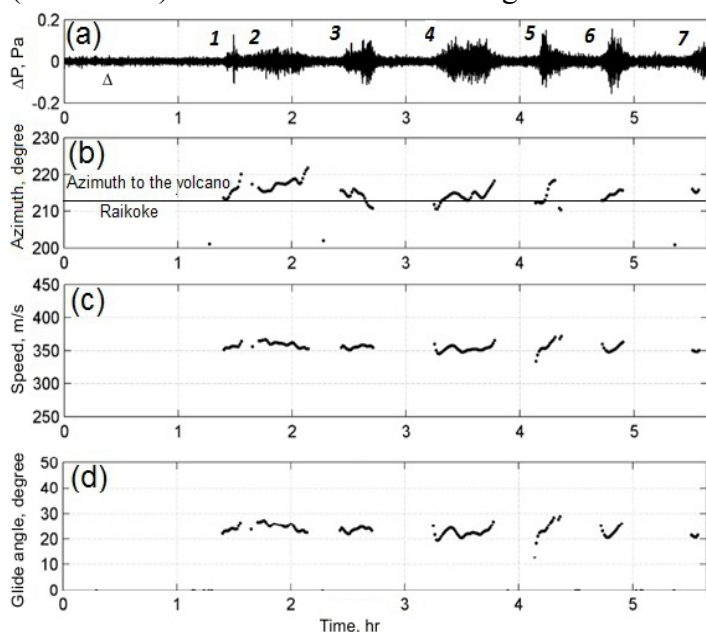


Fig. 9. The fragment of the infrasound recording for 22 June, 2019 by the H1 microbarograph of station IS44 filtered in the band of 0.08–0.8 Hz (a), the azimuth to the source of the IS input (b), the apparent speed (c), the slip angle (d). The initial countdown is 22 June, 17:00:00.

where: $a = dh/dx = 0.15$ – a tangent of the jet expansion angle; $\rho_0 = 1.23 \text{ kg/m}^3$ and $c_p = 1000 \text{ J/(kg} \cdot \text{K)}$ – air density and heat capacity respectively; $\beta = 1/T_a = 3.6 \cdot 10^{-3}$ – a coefficient of thermal expansion; T_a – an ambient air temperature; $C_0 = 0.3 \text{ km/s}$ – sound speed in the air; $h = 10 \text{ km}$ – an effective height, dependent on the atmosphere stratification; $N = 0.003 \text{ 1/s}$ – Brunt–Väisälä frequency; $\chi = 1.9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ – a turbulent coefficient of the thermal diffusivity.

The energy of an acoustic source was calculated by the well-known formula:

$$E_{a.s.} = \frac{2\pi HR}{\rho_0 C_0} \int \Delta P^2 dt,$$

where $H = 10 \text{ km}$ – a height of the homogeneous layer; $R = 336 \text{ km}$ – a distance between the source and registration point; ΔP – an overpressure.

We can turn from heat power to assessment of the ejected ash volume proceeding from the assumption, that in the case of explosive eruptions heat power in the eruptive column at the automodel area are mainly provided with heat, brought to the atmosphere with the hot fine pyroclastics (volcanic ash). In the work [Fedotov, 1982] it is shown, that flowrate of pyroclastics of $1 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ corresponds to the average heat power of 10^6 W , i.e. $\gamma = 10^{-6} \text{ kg} \cdot (\text{s} \cdot \text{W})^{-1}$. The process time (τ) is estimated by IS duration. If ash density is known (it was taken as $\rho_a = 1.3 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$), then the volume of ash ejected into the atmosphere (V) can be calculated by the following formula:

$$V = (Q \cdot \tau \cdot \gamma) / \rho_a.$$

After filtration with the bandpass filter with cut-off frequencies $0.004\text{--}0.012 \text{ Hz}$ the long-period IS, related to the eruptive column forming, were being distinguished. Such IS have begun to be registered just since no. 6 episode (see the table). Total minimal volume of the ash, ejected into the atmosphere during the Raykoke volcano, estimated on the base of IS, amounted more than 0.1 km^3 . The major error in the calculation of ash amount, of course, is introduced with conditions of infrasound waves propagation. Relying on the atmosphere stratification, authors suppose the ash volume estimation error to be 30 %.

For volcanic explosive eruptions and their influence on the atmosphere classification, in the work [Newhall, Self, 1982] the volcanic explosivity index (VEI) was offered. VEI gradation from 0 (for nonexplosive eruptions) to 8 (disastrous eruptions with the volume of 10^3 km^3) is defined by two following parameters: the volume of ejected tephra and the height of eruptive column. According to the ejected ash volume $0.1 < V \text{ km}^3 < 1.0$, as well to the height of eruptive cloud, the Raykoke volcano eruption should refer to the VEI – 4.

Conclusions

In the network of infrasound monitoring stations at the Kamchatka Peninsula, which are placed at the distances of $336\text{--}974 \text{ km}$ from the Raykoke volcano, infrasound signals, accompanied the most powerful episodes of its eruption in 21–22 June, 2019, were registered.

In the spectral density of the power of registered IS the spectral peaks are distinguished in the following frequency ranges: $f = 0.08\text{--}0.5 \text{ Hz}$ and $f = 0.004\text{--}0.012 \text{ Hz}$. First range is related to the process of magma fragmentation and non-stationary processes, arisen when ash-gas mixture outflowing from the crater. Second is conditioned by appearance of continuous heat source, that brings to jet convective flow and eruptive cloud forming.

On the base of the kinematic and dynamic parameters of infrasound signals of the first range, the detailed reconstruction of course of the considered event is given. The eruption has begun with the weak enough explosion in 21 June, 17:46:00, after that the intensity of explosions began to increase. By the acoustic data 11 separate episodes are distinguished, they are given in the table.

Based on the wave pattern of IS of the first range, we made the conclusion, that for 4 episodes (no. 1, 5, 6, 8) the explosions of “burst” type are typical, and in other cases the process is going by the “blow” type, i.e. high-speed ash and gaseous mixture outflow from the volcano’s throat. The most durable “blow” (no. episode) lasted $\sim 3.5 \text{ hr}$.

On the base of IS of the second range, which appearance relates to various processes, arising in the convective jet, we carried out a

calculation of the minimal volume of the ash, ejected in the atmosphere, by the methodology, offered by Yu. A. Gostintsev and Yu.V. Shatskih. Calculated volume amounts a little bit more than 0.1 km³, that allows to assign the explosive activity index VEI – 4 to this eruption.

Acknowledgments

The work was carried out within the frameworks of the government assignment of Kamchatka Branch of the “United geophysical service of the Russian Academy of Sciences” Federal Research Center (the AAAA-A19-119031590060-3 project).

References

1. Degterev A.V., Chibisova M.V. **2019**. The eruption of Raikoke volcano in June of 2019 (Raikoke Island, Central Kuril Islands). *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 3(3): 304–309. (In Russ.). doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.304-3
2. Fedotov S.A. **1982**. [Assessments of heat and pyroclastics outflow with the volcanic eruptions and fumaroles by the height of their jets and clouds]. *Vulkanologiya i seismologiya = Volcanology and Seismology*, (4): 4–28. (In Russ.).
3. Fee D., Matoza R.S. **2013**. An overview of volcano infrasound: From hawaiian to plinian, local to global. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 249: 123–139. http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.09.002
4. Fee D., Izbekov P., Kimc K., Yokoo A., Lopez T., Prata F., Kazahaya R., Nakamichig H., Iguchig M. **2017**. Eruption mass estimation using infrasound waveform inversion and ash and gas measurements: Evaluation at Sakurajima Volcano, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 480: 42–52. doi.org/10.1016/j.epsl.2017.09.043
5. Firstov P.P. **1994**. Wave perturbation in the atmosphere as a method of remote monitoring of volcanic eruptions. In: *Intern. Volcanol. Congress. JAVEI*. Theme 7. Ankara.
6. Firstov P.P. **1997**. The November 12, 1964, catastrophic eruption of Shiveluch, Kamchatka: A dynamic reconstruction based on signals recorded from atmospheric pressure variation and volcanic tremor. *Volcanology and Seismology*, 18: 412–432.
7. Firstov P.P. **2003**. *Vulkanicheskie akusticheskie signaly diapazona 1.0–10 Hz i ikh svyaz' s eksplozivnym protsessom [Volcanic acoustic signals in the range of 1.0–10 Hz and their association with the explosive process]*. Petropavlovsk-Kamchatsky: KamGPU = KamSPU = Kamchatka State Pedagogical University, 90 p. (In Russ.).
8. Girina O.A., E.A. Loupian E.A., Uvarov I.A., Kramareva L.S. **2019**. [Raikoke volcano eruption on 21 June 2019]. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa [Modern problems of remote sensing of the Earth from Space]*, 16(3): 303–307. (In Russ.). doi:10.21046/2070-7401-2019-16-3-303-307
9. Gordeev E.I., Firstov P.P., Kulichkov S.N., Makhmudov E.R. **2013**. Infrasonic waves from volcanic eruptions on the Kamchatka Peninsula. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physic*, 49(4): 420–431. doi:10.1134/S0001433813030080
10. Gostintsev Yu.A., Shatskih Yu.V. **1989**. *Generatsiya dlinnovolnovykh akusticheskikh vozmushchenii v atmosfere vsplyvaiushchimi produktami goreniia i vzryva [Generation of long-wave acoustic perturbations in the atmosphere by the combustion and explosion products]*: preprint. Chernogolovka: N.N. Semenov Inst. of Chemical Physics, RAS, 33 p. (In Russ.).
11. Gostintsev Yu.A., Ivanov E.A., Shatskih Yu.V. **1983a**. [Infrasound and internal gravity waves during heavy fires]. *Doklady AN SSSR = Doklady of the Academy of Sciences of the USSR. Earth Science Sections*, 271(2): 327–330. (In Russ.).
12. Gostintsev Yu.A., Ivanov E.A., Kopylov N.P., Shatskih Yu.V. **1983b**. [Wave perturbations of the atmosphere during heavy fires]. *Fizika goreniia i vzryva = Combustion, Explosion, and Shock Waves*, 19(4): 62–64. (In Russ.).
13. Gushchenko I.I. **1979**. *Izverzheniia vulkanov mira: katalog [Eruptions of the world volcanos: Catalog]*. Moscow: Nauka Publ., 475 p. (In Russ.).
14. Lamb O.D., Angelis S.D., Lavallée Y. **2015**. Using infrasound to constrain ash plume rise. *J. of Applied Volcanology*, 4 (20). https://doi.org/10.1186/s13617-015-0038-6

15. Matoza R.S., Le Pichon A., Herry P. **2010**. Infrasonic observations of the June 2009 Sarychev Peak eruption, Kuril Islands: Implications for infrasonic monitoring of remote explosive volcanism. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1–2): 35–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.11.022>
16. Newhall C.G., Self S. **1982**. The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. of Geophysical Research*, 87(C2): 1231–1238. <https://doi.org/10.1029/jc087ic02p01231>
17. Pichon Le A., Blanc E., Hauchecorne A. (eds) **2019**. *Infrasound monitoring for atmospheric studies. Challenges in middle atmosphere dynamics and societal benefits*. 2nd ed. Springer, 1160 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-75140-5>
18. Pushcharovskii Yu.M. (ed.) **1992**. *Podvodnyi vulkanizm i zonal'nost' Kuril'skoi ostrovnnoi dugi* [Submarine volcanism and zonality of Kuril Island Arc]. Moscow: Nauka Publ., 528 p. (In Russ.).
19. Rashidov V.A., Girina O.A., Ozerov A.Yu., Pavlov N.N. **2019**. The June 2019. Eruption of Raikoke volcano (the Kurile Islands). *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences*, 42(2): 5–8. (In Russ.). doi:10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8
20. Tanakadate H. **1925**. The volcanic activity in Japan during 1914–1924. *Bulletin Volcanologique*, 1(3): 3–19. <https://doi.org/10.1007/bf02719558>

About the Author's

FIRSTOV Pavel Pavlovich (ORCID 0000-0003-1658-5165), Doctor of physical and mathematical sciences, head of the Laboratory of acoustic and radon monitoring, Kamchatka Branch of the Federal Research Center “United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, Petropavlovsk-Kamchatsky, firstov@emsd.ru

POPOV Oleg Evgenievich (ORCID 0000-0003-2747-3564), senior research officer of Radio acoustic laboratory of Department of dynamics of the atmosphere of A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, olegp@mail.ru

LOBACHEVA Marina Andreevna (ORCID 0000-0001-5782-2054), engineer, Kamchatka Branch of the Federal Research Center “United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, Petropavlovsk-Kamchatsky, lobacheva@emsd.ru

BUDILOV Dmitry Igorevich (ORCID 0000-0003-0150-9039), junior researcher of Laboratory of acoustic and radon monitoring of the Kamchatka Branch of the Federal Research Center “United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, Petropavlovsk-Kamchatsky, budilovdmi@gmail.com

AKBASHEV Rinat Rafikovich (ORCID 0000-0002-0737-9610), research officer of Laboratory of acoustic and radon monitoring of the Kamchatka Branch of the Federal Research Center “United Geophysical Service of the Russian Academy of Sciences”, Petropavlovsk-Kamchatsky, arr@emsd.ru

Вулканическая активность на Курильских островах в 2019 г.

© 2020 А. В. Дегтерев*, М. В. Чибисова

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

**E-mail: d_a88@mail.ru*

Реферат. На основе результатов спутниковых и визуальных наблюдений характеризуется вулканическая активность на Курильских островах в 2019 г. В 2019 г. на Курильских островах были активны вулканы Эбеко (о. Парамушир, Северные Курилы) и Райкоке (о. Райкоке, Центральные Курилы). Влк. Эбеко с октября 2016 г. проявляет умеренную эксплозивную активность. За 2019 год на вулкане, по данным камеры видеонаблюдения, произошло более 565 выбросов (в светлое время суток при отсутствии облачности и тумана) на высоту от 1.5 до 5 км над ур. м., из них 63 эксплозии на высоту от 3 до 5 км над ур. м. Периодически на территории г. Северо-Курильск отмечались пеплопады. По сравнению с 2018 г. на вулкане отмечается незначительное снижение активности. На влк. Райкоке в период с 21 по 25 июня 2019 г. происходило мощное (VEI – 4) эксплозивное извержение, которое наряду с извержением влк. Пик Сарычева в июне 2009 г. стало одним из самых сильных на Курильских островах в текущем столетии. Активная фаза извержения продолжалась около 15 ч – с 18:00 UTC 21 июня до 09:00 UTC 22 июня 2019 г. За это время наблюдались отдельные вулканические взрывы (не менее 9) и фаза непрерывного поступления пирокластического материала (~3.5 ч – с 22:30 UTC 21 июня до 02:00 UTC 22 июня). Максимальная высота выбросов, по данным VAAC Токио, превышала 13 км над ур. м., общая площадь пеплового облака, сформировавшегося в результате интенсивной эксплозивной деятельности влк. Райкоке, оценивается в ~227 тыс. км². Пепловые облака влк. Райкоке представляли реальную угрозу для авиалиний, пролегающих в северо-западной части Тихого океана.

Ключевые слова: Курильские острова, вулкан, пепел, вулканическая активность, извержение, спутниковые методы.

Для цитирования: Дегтерев А.В., Чибисова М.В. Вулканическая активность на Курильских островах в 2019 г. *Геосистемы переходных зон.* 2020. Т. 4, № 1. С. 93–102. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.093-102>

The volcanic activity at the Kuril Islands in 2019.

Artem V. Degterev, Marina V. Chibisova*

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

**E-mail: d_a88@mail.ru*

Abstract. Volcanic activity at the Kuril Islands in 2019 is presented on the grounds of the results of satellite and visual observations. In 2019 Ebeko (Paramushir Island, Northern Kuril Islands) and Raikoke (Raikoke Island, Central Kuril Islands) volcanos have erupted. Ebeko volcano was characterized by a manifestation of moderate explosive activity, being in such state since October of 2016. According to the surveillance camera, there were more than 565 emissions (in the daytime in the absence of cloudiness and fog) from 1.5 to 5 km above sea level, of which 63 are explosions with a height of 3 to 5 km above sea level. Periodically, ashfalls were observed on the territory of the city of Severo-Kurilsk. As compared to 2018 there was a slight decrease in activity on the volcano. From 21 June to 25 June of 2019 took a place a powerful (VEI – 4) explosive eruption of Raikoke volcano, which along with the volcanic eruption of Sarychev Peak volcano in June 2009 became one of the strongest in the Kuril Islands in the current century. The active phase of the eruption lasted about 15 hours – from 18:00 UTC on 21 June to 09:00 UTC on 22 June of 2019. During this time, separate volcanic explosions were observed (at least 9) and the phase of continuous supply of pyroclastic material (~ 3.5 hours – 22:30 UTC on June 21 to 02:00 UTC on June 22). According to VAAC Tokyo, the maximum emission height exceeded 13 km above sea level,

while the total area of the ash cloud formed as a result of intense explosive activity of Raikoke volcano is estimated at ~ 227 thousand km^2 . Ash clouds of Raikoke volcano posed a real danger for airlines of the Northwest Pacific.

Keywords: Kuril Islands, volcano, ash, monitoring of volcanic activity, eruption, satellite methods.

For citation: Degterev A.V., Chibisova M.V. The volcanic activity at the Kuril Islands in 2019. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 93–102. (In Russian). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.093-102>

Введение

Ежедневный спутниковый мониторинг состояния действующих вулканов Курильской островной дуги – основная задача Сахалинской группы реагирования на вулканические извержения (Sakhalin Volcanic Eruptions Response Team – SVERT), созданной в 2003 г. на базе лаборатории вулканологии и вулканопасности ИМГиГ ДВО РАН [Рыбин и др., 20186]. Зона ответственности SVERT включает территорию от о. Кунашир до о. Онекотан. Наблюдения за вулканами, расположенными на островах Парамушир и Атласова, проводит Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT) (рис. 1). Необходимость постоянного оперативного наблюдения за вулканической активностью в регионе обусловлена практической потребностью обеспечения безопасного проживания гражданского населения вблизи действующих вулканов и бесперебойного функционирования транспортной и хозяйственной инфраструктуры в этих условиях. При этом особое значение имеет контроль вулканической (пепловой) опасности в отношении авиации: в непосредственной близости от Курильских островов пролегалает большое количество международных и внутренних авиатрасс. При вулканических извержениях средней и сильной магнитуды (Volcanic explosivity index (VEI) 3–4) пепловая колонна может достигать высоты 10–20 км над ур. м. и тем самым представлять реальную опасность для самолетов гражданской авиации (высота их полета – 9–12 км). Учитывая преимущественно эксплозивный характер активности вулканов Курильской островной дуги, каждое извержение с VEI выше 2 будет потенциально опасным для авиатранспорта.

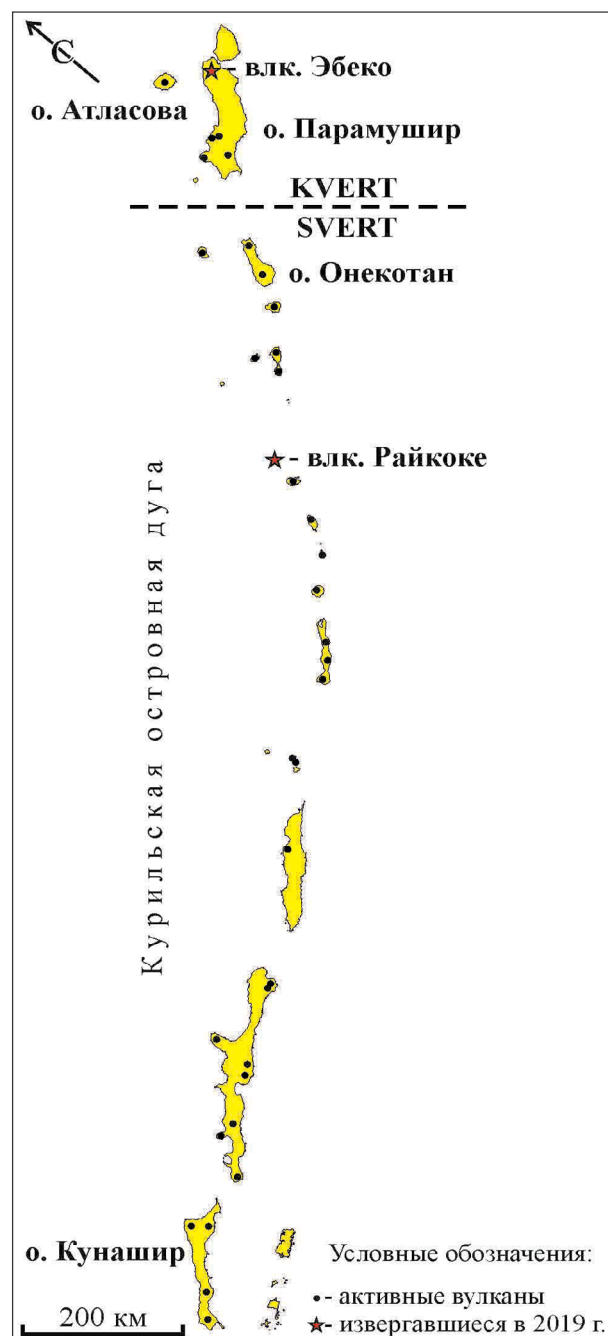


Рис. 1. Схема действующих вулканов Курильской островной дуги.

Fig. 1. Map of active volcanoes of Kuril island arc.

Для выявления термальных аномалий и пепловых шлейфов SVERT использует спутниковые данные AQUA, TERRA (MODIS), поставляемые лабораторией дистанционного зондирования Земли (Сахалинский государственный университет, г. Южно-Сахалинск), а также ресурсы с информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» VolSatView, разработанного совместно ИВиС ДВО РАН, ИКИ РАН, ВЦ ДВО РАН и НИЦ «Планета» (в январе–октябре 2019 г.) [Гордеев и др., 2016; Ефремов и др., 2012]. Наблюдение за активностью влк. Эбеко на о. Парамушир осуществляется при помощи видеонаблюдения (AXIS (0526-001)). Также при необходимости привлекаются сведения, полученные туристами и местными жителями (фото- и видеоматериалы, описательные данные). На основе полученных данных SVERT формирует ежедневные информационные отчеты, рассылаемые заинтересованным организациям [Рыбин и др., 2018б].

В 2019 г. на Курильских островах были активны вулканы Эбеко (о. Парамушир, Северные Курилы) и Райкоке (о. Райкоке, Центральные Курилы) (рис. 1). В данном сообщении приводится основная информация об этих событиях на основе спутниковых и визуальных данных.

Активность вулканов в 2019 г.

Вулкан Эбеко (абс. выс. 1156 м) расположен в северной части о. Парамушир, в ~7 км к запад-северо-западу от г. Северо-Курильск (рис. 1). Его постройка, являющаяся частью хребта Вернадского, представляет собой вытянутый в меридиональном направлении стратовулканический конус, вершина которого увенчана тремя крупными кратерами (Южный, Средний, Северный) и серией боковых эксплозивных кратеров и воронок взрыва (всего ~10). Продукты активности вулкана представлены андезибазальтами и андезитами [Горшков, 1967]. Исторические извержения вулкана происходили в 1793, 1833–1834, 1859, 1934–1935, 1963, 1965, 1967–1971, 1987–1991, 2009, 2010–2011 гг. [Горшков, 1967; Кирсанов и др., 1964; Котен-

ко и др., 2007, 2010, 2012; Меняйлов и др., 1969, 1992; Скрипко и др., 1966].

С октября 2016 г. началась очередная активизация влк. Эбеко, проявившаяся в виде относительно частых парогазовых выбросов с примесью пеплового материала на высоту 1–2 км. [Котенко и др., 2018; Рыбин и др., 2017, 2018а]. Пепловые шлейфы распространялись преимущественно на север, северо-восток, северо-запад, реже – на юго-запад и имели протяженность ~8 км. В аналогичном режиме вулкан работал в 2017 и 2018 гг.: продолжилась эксплозивная активность вулкана умеренной силы в виде паро- и пеплогазовых выбросов на высоту от 1.5 до 5.5 км над ур. м. Некоторое усиление активности наблюдалось с конца августа и до начала декабря 2018 г. (отмечалось увеличение количества и высоты пепловых эксплозий: зафиксировано ~60 выбросов на высоту от 4 до 5.5 км) [Чибисова, Дегтерев, 2019]. Шлейфы были направлены в основном в северо-восточном, юго-восточном, восточном и северном направлениях, их протяженность, как правило, не превышала в среднем 5–10 км [Чибисова, Дегтерев, 2019]. Важно отметить, что некоторые из эксплозий сопровождались слабыми пеплопадами в окрестностях Северо-Курильска [Рашидов, Аникин, 2018].

В 2019 г., по данным камеры видеонаблюдения, существенных изменений в характере активности вулкана не произошло. Происходили регулярные пепловые выбросы умеренной и слабой силы на высоту от 1.5 до 5 км (рис. 2), шлейфы которых простирались, так же как и в 2018 г., на северо-восток, юго-восток, восток и север. Их протяженность в среднем составляла 5–10 км.

Всего за год камерой видеонаблюдения было зафиксировано более 565 выбросов вулкана Эбеко (в светлое время суток при отсутствии облачности и тумана) на высоту от 1.5 до 5 км над ур. м., из них 63 эксплозии на высоту от 3 до 5 км над ур. м. (рис. 3). Учитывая, что число пасмурных и ясных дней, а также их соотношение между 2018 и 2019 гг. принципиально не изменились, можно сказать, что в 2019 г. количество выбросов и их высота на влк. Эбеко несколько



Рис. 2. Эксплозивная активность влк. Эбеко по данным камеры видеонаблюдения.

AXIS (0526-001): (a) 05.01, 04:40 UTC; (b) 20.02, 04:30 UTC; (c) 16.03, 21:12 UTC; (d) 14.04, 05:50 UTC; (e) 20.05, 00:58 UTC; (f) 30.06, 01:00 UTC; (g) 19.07, 23:34 UTC; (h) 02.08, 04:40 UTC; (i) 16.09, 00:26 UTC; (j) 11.10, 22:26 UTC; (k) 02.11, 23:50 UTC; (l) 23.12, 04:52.

Fig. 2. Explosive activity of Ebeko volcano by data from the camera.

AXIS (0526-001): (a) 05.01, 04:40 UTC; (b) 20.02, 04:30 UTC; (c) 16.03, 21:12 UTC; (d) 14.04, 05:50 UTC; (e) 20.05, 00:58 UTC; (f) 30.06, 01:00 UTC; (g) 19.07, 23:34 UTC; (h) 02.08, 04:40 UTC; (i) 16.09, 00:26 UTC; (j) 11.10, 22:26 UTC; (k) 02.11, 23:50 UTC; (l) 23.12, 04:52.

снизились по сравнению с 2018 г. (их было более 800). Как и в предыдущие годы, периодически в г. Северо-Курильск отмечались пеплопады [Рашидов, Аникин, 2019]. В настоящее время (март 2020 г.) извержение вулкана продолжается в аналогичном режиме.

Следует отметить, что, несмотря на относительно небольшую силу эксплозий влк. Эбеко (VEI 1–2), нельзя недооценивать вулканическую опасность, сопряженную с этим действующим вулканом. В частности, пеплопады, вулканические газы, а также риск возникновения лахаров, которые неоднократно рассматривались в литературе [Котенко, Котенко, 2018; Новейший... , 2005]. В связи с этим при мониторинге вулканической активности этому вулкану следует уделять особое пристальное внимание.

Остров-вулкан Райкоке (абс. выс. 551 м) – самый северный вулкан в группе центральных Курильских островов (рис. 1). Надводная часть его постройки представляет собой одиночный стратовулкан, вершина которого срезана крупным кратером (средний диаметр кратера – 760 м). По данным [Авдейко и др., 1992], на глубине ~800 м влк. Райкоке сливается с основанием подводного вулкана 3.18, и, таким образом, общая высота вулканической постройки превышает 1350 м. Северо-восточный склон вулканического конуса покрыт отложениями относительно свежей, незадернованной пирокластики, по видимому выброшенной в результате последнего извержения. Состав пород влк. Райкоке варьирует от базальтов до андезитов, с преобладанием вулканитов основного состава

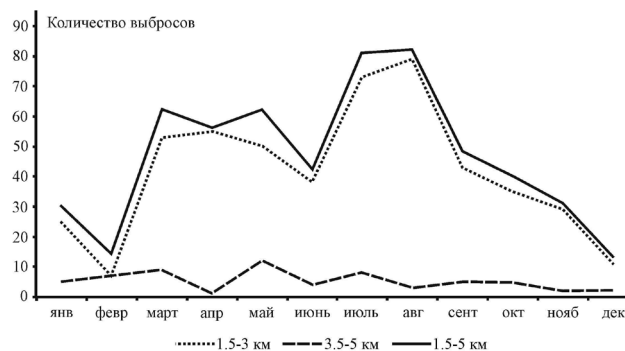


Рис. 3. Количество эксплозий на влк. Эбеко 2019 г. по месяцам.

Fig. 3. The number of explosions of Ebeko volcano on months.

[Горшков, 1967; Мартынов и др., 2015; Федорченко и др., 1989]. Исторические извержения влк. Райкоке происходили в середине XVIII в., в 1778 и 1924 гг. [Горшков, 1967; Полонский, 1994; Сноу, 1992; Tanakadate, 1925].

В 2019 г. мощное эксплозивное извержение влк. Райкоке началось без каких-либо предвестников – с серии мощных эксплозий, первая из которых была зафиксирована VAAC Токио [Дегтерев, Чибисова, 2019; Рашидов и др., 2019]. Первый взрыв, произошедший 21 июня в 18:00 UTC (Coordinated Universal Time – всемирное координированное время, +11 к местному сахалинскому времени), уже через 20 мин поднял пепловую колонну на высоту ~10 км. После этого произошло еще пять выбросов на высоту от 10 до 13 км. Всего в начальную фазу извержения, продолжавшуюся ~4.5 ч, произошло 6 мощных эксплозий, сформировавших пепловую тучу площадью ~19 139 км², которая распространялась преимущественно на восток (рис. 4). Сильный вулканический взрыв на высоту 13 км, произошедший в 22:30 UTC, положил начало новой плиннианской/субплиннианской фазе извержения, продолжавшейся ~3.5 ч [Дегтерев, Чибисова, 2019].

В течение этого времени происходил непрерывный выброс пирокластического материала из кратера вулкана, формировались пирокластические потоки и гигантское пепловое облако (рис. 4, 5). Часть материала отложилась непосредственно в прилегающую акваторию (~0.7 км²). В 3:40 UTC и 5:30 UTC зафиксированы две последние сильные эксплозии с подъемом пепловой колонны до 13 км. До 09:00 UTC 22 июня вулкан проработал в режиме интенсивного выделения пепло-газовой смеси, после чего его активность постепенно начала снижаться (рис. 6). К 09:30–10:00 UTC пепловая туча достигла максимальной площади 227 941 км² (при длине ~1525 и ширине ~350 км) (рис. 4). 23–25 июня наблюдалось спокойное выделение пепло-газовой смеси из центрального кратера на высоту 1.5–2 км над ур. м. 23 и 24 июня пепловый шлейф перемещался в основном в северо-западном направлении; 25 июня шлейф стало разворачивать циклоническим вихрем на северо-восток.

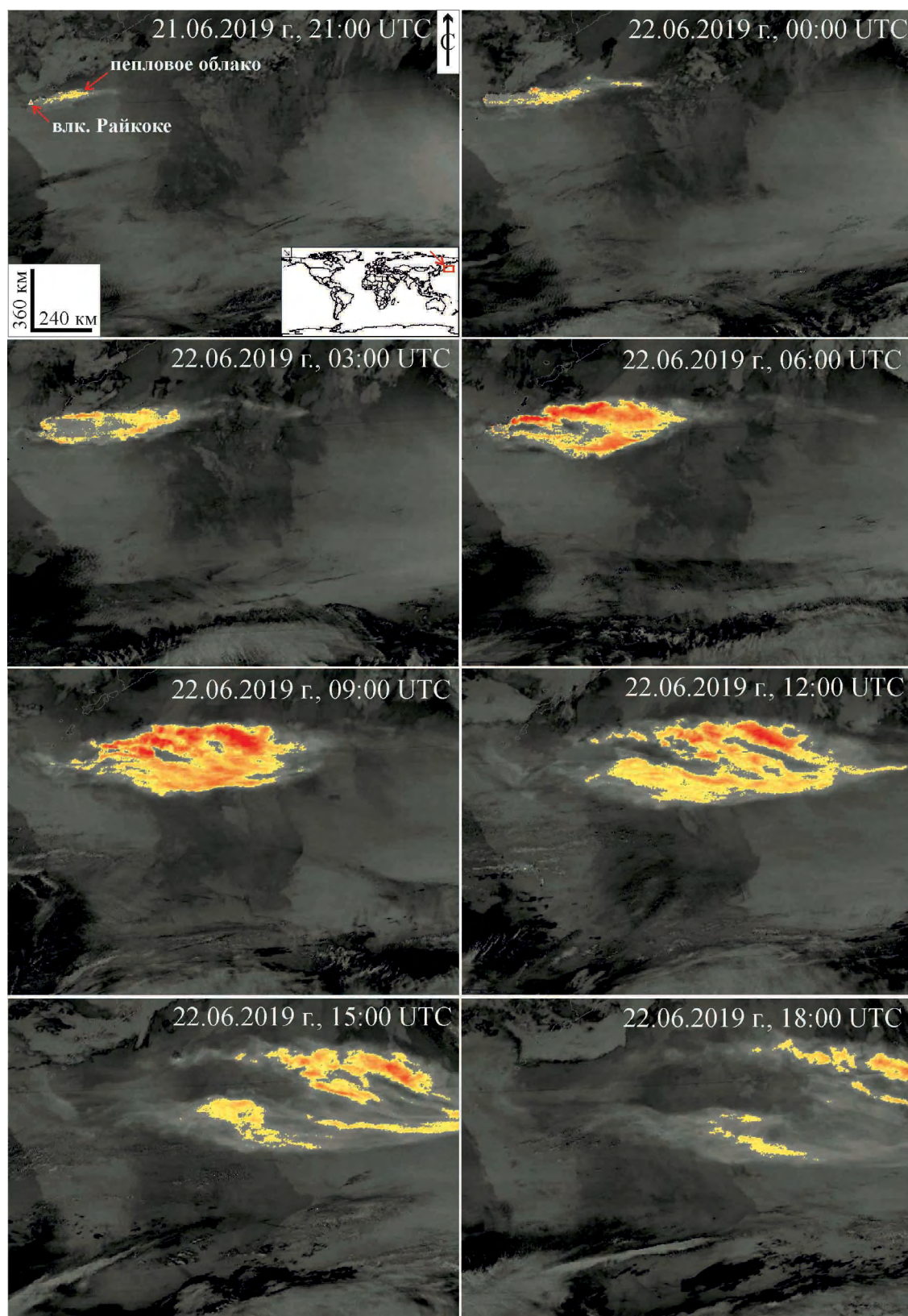


Рис. 4. Динамика формирования пеплового облака при извержении влк. Райкоке в 2019 г. (спутниковые снимки HIMAWARI-8 по данным ИС VolSatView).

Fig. 4. Dynamics of ash cloud forming during the eruption of Raikoke volcano in 2019 (satellite images of HIMAWARI-8 according to the IS VolSatView).

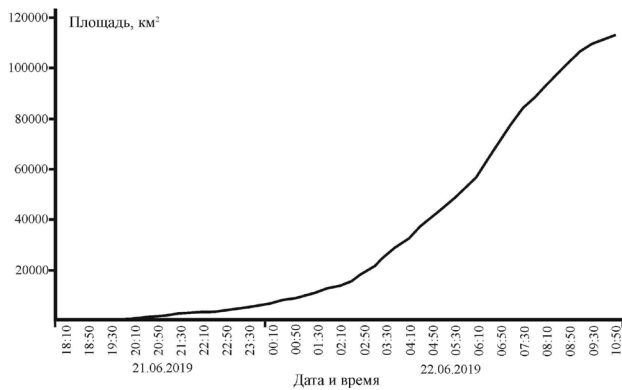


Рис. 5. Изменение площади пеплового облака при извержении влк. Райкоке 21–22 июня 2019 г.

Fig. 5. The variation in the area of the ash cloud during the eruption of Raikoke volcano in 21–22 June of 2019.

Согласно данным ВААС Токио, пепловые облака влк. Райкоке продолжали оставаться опасными для авиоперевозок на удалении 1500–2000 км от вулкана до 22:30 UTC 22 июня 2019 г. [https://ds.data.jma.go.jp/svd/vaac/data/vaac_list.html]. Затем пепловое облако ушло на территорию ВААС Анкоридж, продолжив дрейфовать на высоте 12 км над ур. м. Последнее сообщение ВААС Анкоридж, содержащее информацию о пепловых облаках от влк. Райкоке, было



Рис. 6. Эксплозивная активность влк. Райкоке, 23 июня 2019 г. (время сахалинское). Фото Н.Н. Павлова

Fig. 6. Explosive activity of Raikoke volcano, 23 June of 2019 (local time). Photo by N.N. Pavlov

опубликовано 26 июня в 20:00 UTC. Также следует отметить, что спутником Copernicus Sentinel-5P было зафиксировано значительное количество диоксида серы (SO_2), поступившего в атмосферу при извержении влк. Райкоке: он прослеживался вплоть до 12 июля 2019 г., суммарно покрыв площадь порядка нескольких десятков миллионов квадратных километров.

В целом относительно короткое и при этом мощное (VEI 4) эксплозивное извержение влк. Райкоке, наряду с эксплозивно-эффузивным извержением влк. Пик Сарычева в июне 2009 г., стало одним из самых сильных на Курильских островах в текущем столетии. В результате извержения была полностью уничтожена существовавшая в пределах острова экосистема, за счет отложения пирокластики в прибрежную акваторию увеличилась площадь островной суши ($\sim 0.6 \text{ км}^2$). Весьма существенным оказалось поступление сульфатных аэрозолей и пеплового материала в атмосферу.

Заключение

В 2019 г. на Курильских островах были активны вулканы Эбеко (о. Парамушир, Северные Курилы) и Райкоке (о. Райкоке, центральные Курилы). Влк. Эбеко проявлял умеренную эксплозивную активность (VEI 1–2), в состоянии которой находится с 2016 г. В течение года, по данным камеры видеонаблюдения, было зафиксировано более 565 выбросов на влк. Эбеко (в светлое время суток при отсутствии облачности и тумана) на высоту от 1.5 до 5 км над ур. м., из них 63 эксплозии на высоту от 3 до 5 км над ур. м. Периодически на территории г. Северо-Курильск отмечались пеплопады. Шлейфы простирались в основном в северо-восточном, юго-восточном, восточном и северном направлениях, их протяженность, как правило, не превышала 5–10 км.

В период с 21 по 25 июня 2019 г. на влк. Райкоке происходило мощное (VEI 4) эксплозивное извержение, которое наряду с эксплозивно-эффузивным извержением влк. Пик Сарычева в июне 2009 г. стало одним из самых сильных на Курильских

островах в текущем столетии. Активная фаза извержения продолжалась около 15 ч – с 18:00 UTC 21 июня до 09:00 UTC 22 июня 2019 г. За это время наблюдались отдельные вулканические взрывы (не менее 9) и фаза непрерывного поступления пирокластического материала (~3.5 ч – с 22:30 UTC 21 июня до 02:00 UTC 22 июня). Максимальная высота

выбросов, по данным ВААС Токио, превышала 13 км над ур. м., общая площадь пеплового облака, сформировавшегося в результате интенсивной эксплозивной деятельности влк. Райкоке, оценивается в ~227 тыс. км². При этом пепловые облака представляли реальную угрозу для авиалиний, пролегающих в северо-западной части Тихого океана.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. и др. **1992.** *Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги.* М.: Наука, 528 с.
2. Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Ефремов В.Ю., Кашницкий А.В., Уваров И.А., Бурцев М.А., Романова И.М. и др. **2016.** Информационная система VOLSATVIEW для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил. *Вулканология и сейсмология*, 6: 62–77. <https://doi.org/10.7868/S0203030616060043>
3. Горшков Г.С. **1967.** *Вулканизм Курильской островной дуги.* М.: Наука, 288 с.
4. Дегтерев А.В., Чибисова М.В. **2019.** Извержение вулкана Райкоке в июне 2019 г. (о. Райкоке, Центральные Курильские острова). *Геосистемы переходных зон*, 3(3): 304–309. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.304-309>
5. Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С., Лупян Е.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Матвеев А.М., Прошин А.А., Сорокин А.А., Флитман Е.В. **2012.** Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил». *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*, 9(5): 155–170.
6. Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Сидоров С.С. и др. **1964.** Извержение вулкана Эбеко в марте–апреле 1963 г. *Бюл. вулканол. станций*, 36: 66–72.
7. Котенко Т.А., Котенко Л.В. **2018.** Реальность угрозы схода лахаров на г. Северо-Курильск на примере селей 4 сентября 2017 г. в бассейнах рек Кузьминка и Матросская (о. Парамушир). В кн.: *Вулканизм и связанные с ним процессы: Материалы XXI регион. науч. конф., посвящ. Дню вулканолога, 29–30 марта 2018 г.* Петропавловск-Камчатский: Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, с. 56–59.
8. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Шапарь В.Н. **2007.** Активизация вулкана Эбеко в 2005–2006 гг. *Вулканология и сейсмология*, 5: 3–13.
9. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандиминова Е.И. и др. **2010.** Извержение вулкана Эбеко в январе–июне 2009 г. (о. Парамушир, Курильские острова). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(15): 56–68.
10. Котенко Т.А., Котенко Л.В., Сандиминова Е.И. и др. **2012.** Эруптивная активность вулкана Эбеко в 2010–2011 гг. (о. Парамушир). *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(19): 160–167.
11. Котенко Т.А., Сандиминова Е.И., Котенко Л.В. **2018.** Извержение вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2016–2017 гг. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(37): 32–42.
12. Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Остапенко Д.С., Мартынов А.Ю. **2015.** Геохимическая эволюция вулканизма о. Матуа (Центральные Курилы). *Тихоокеанская геология*, 34(1): 13–24. <https://doi.org/10.1134/s1819714015010042>
13. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Храмова Г.Г. **1969.** Газо-гидротермальное извержение вулкана Эбеко в феврале–апреле 1967 г. *Бюл. вулканол. станций*, 45: 3–6.
14. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Будников В.А. **1992.** Активность вулкана Эбеко в 1987–1991 гг.: характер извержений, особенности их продуктов, опасность для г. Северо-Курильск. *Вулканология и сейсмология*, 5–6: 21–33.
15. *Новейший и современный вулканизм на территории России.* **2005.** М.: Наука, 604 с.
16. Полонский А.С. **1994.** Курилы. *Краеведческий бюллетень*, 3: 3–86.
17. Рашидов В.А., Аникин Л.П. **2018.** Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2018 году. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 3(39): 105–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>

18. Рашидов В.А., Аникин Л.П. **2019**. Полевые работы на вулкане Алаид (о. Атласова, Курильские острова) в 2019 году. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 3(43): 109–115. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-3-43-109-115>
19. Рашидов В.А., Гирина О.А., Озеров А.Ю., Павлов Н.Н. **2019**. Извержение вулкана Райкоке (Курильские острова) в июне 2019 г. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 42(2): 5–8. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8>
20. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В. **2017**. Активность вулканов Курильских островов в 2016 г. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(33): 83–88.
21. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В. **2018a**. Активность вулканов Курильских островов в 2017 г. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 2(38): 102–109. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-2-38-102-109>
22. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В. **2018b**. Мониторинг вулканической активности на Курильских островах: 15 лет деятельности группы SVERT. *Геосистемы переходных зон*, 2(3): 259–266. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.3.259-266>
23. Скрипко К.А., Филькова Е.М., Храмова Г.Г. **1966**. Состояние вулкана Эбеко летом 1965 г. *Бюл. вулканол. станций*, 42: 42–55.
24. Сноу Г. **1992**. Записки о Курильских островах. *Краеведческий бюллетень*, 1: 89–127.
25. Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. **1989**. *Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис*. М.: Наука, 237 с.
26. Чибисова М.В., Дегтерев А.В. **2019**. Активность вулканов на Курильских островах в 2018 г. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(41): 91–98. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-1-41-91-98>
27. Tanakadate H. **1925**. The volcanic activity in Japan during 1914–1924. *Bull. Volcanologique*, 1(3): 3–19.

Об авторах

ДЕГТЕРЕВ Артем Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ЧИБИСОВА Марина Владимировна, научный сотрудник – лаборатория вулканологии и вулканопропасти, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

References

1. Avdeiko G.P., Antonov A.Iu., Volynets O.N. et al. **1992**. *Podvodnyi vulkanizm i zonal'nost' Kuril'skoi ostrovnnoi dugi* [Undersea volcanism and zonality of the Kuril island arc]. Moscow: Nauka Publ., 528 p.
2. Chibisova M.V., Degterev A.V. **2019**. The activity of the Kurile volcanoes in 2018. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences*, 1(41): 91–98. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-1-41-91-98>
3. Degterev A.V., Chibisova M.V. **2019**. The eruption of Raikoke volcano in June of 2019 (Raikoke Island, Central Kuril Islands). *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 3(3): 304–309. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.304-309>
4. Efremov V.Yu., Girina O.A., Kramareva L.S., Loupian E.A., Manevich A.G., Melnikov D.V., Matveev A.M., Proshin A.A., Sorokin A.A., Flitman E.V. **2012**. Creating an Information Service "Remote Monitoring of Active Volcanoes of Kamchatka and the Kuril Islands". *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa* [Modern problems of the Earth remote sounding from the space], 9(5): 155–170.
5. Fedorchenko V.I., Abdurakhmanov A.I., Rodionova R.I. **1989**. [Volcanism of the Kuril island arc: geology and petrogenesis]. Moscow: Nauka, 237 p.
6. Gordeev E.I., Girina O.A., Lupyan E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Efremov V.Y., Kashnitskii A.V., Uvarov I.A., Burtsev M.A., Romanova I.M. et al. **2016**. The VolSatView information system for monitoring the volcanic activity in Kamchatka and on the Kuril Islands. *J. of Volcanology and Seismology*, 10(6): 382–394. <https://doi.org/10.1134/s074204631606004x>
7. Gorshkov G.S. **1967**. [Volcanism of the Kuril island arc]. Moscow: Nauka, 288 p.
8. Kirsanov I.T., Serafimova E.K., Sidorov S.S. et al. **1964**. [Eruption of the Ebeko volcano in the March-April of 1963]. *Biulleten' vulkanol. stantsii* [Bulletin of Volcanological Stations], 36: 66–72.
9. Kotenko T.A., Kotenko L.V. **2018**. [Reality of the hazard of lahars avalanches at Severo-Kurilsk city on the example of 4 September of 2017 in the basins of Kuzminka and Matrosskaya rivers (Paramushir Island)].

In: *Vulkanizm i svyazannyye s nim protsessy: Materialy XXI region. nauch. konf., posviashch. Dniu vulkanologa, 29–30 marta 2018 g.* [Volcanism and associated processes: Materials of the XXI Scientific conference devoted to the Day of volcanologist, 29–30 March 2018]. Petropavlovsk-Kamchatsky: In-t vulkanologii i seismologii DVO RAN [Inst. of Volcanology and Seismology of the FEB RAS], 56–59.

10. Kotenko T.A., Kotenko L.V., Shapar' V.N. **2007**. Increased activity on Ebeko Volcano, Paramushir I., North Kurils, in 2005–2006. *J. of Volcanology and Seismology*, 1(5): 285–295. <https://doi.org/10.1134/s0742046307050016>

11. Kotenko T.A., Kotenko L.V., Sandimirova E.I. et al. **2010**. [Eruption of Ebeko volcano in January–June of 2009]. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 1(15): 56–68.

12. Kotenko T.A., Kotenko L.V., Sandimirova E.I. et al. **2012**. [Eruptive activity of Ebeko volcano in 2010–2011 (Paramushir Island)]. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 1(19): 160–167.

13. Kotenko T.A., Sandimirova E.I., Kotenko L.V. **2018**. The 2016–2017 eruptions of Ebeko volcano (Kuriles Islands). *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 1(37): 32–42.

14. Martynov Iu.A., Rybin A.V., Degterev A.V., Ostapenko D.S., Martynov A.Iu. **2015**. Geochemical evolution of volcanism of the Matua Island in the Central Kurils. *Russian J. of Pacific Geology*, 9(1): 11–21. <https://doi.org/10.1134/s1819714015010042>

15. Meniailov I.A., Nikitina L.P., Khramova G.G. **1969**. [Gas and hydrothermal eruption of Ebeko volcano in February–April of 1967]. *Biulleten' vulkanol. stantsii* [Bulletin of Volcanological Stations], 45: 3–6.

16. Meniailov I.A., Nikitina L.P., Budnikov V.A. **1992**. [Activity of Ebeko volcano in 1987–1991 yr.: eruptions character, features of their products, hazard for Severo-Kurilsk city]. *Vulkanologiya i seismologiya = Volcanology and Seismology*, 5–6: 21–33.

17. *Noveishii i sovremenniy vulkanizm na territorii Rossii* [Latest and modern volcanism on the territory of Russia]. **2005**. Moscow: Nauka, 604 p.

18. Polonskii A.S. **1994**. Kuriles. *Kraevedcheskii Biulleten'* [Regional Bulletin], 3: 3–86.

19. Rashidov V.A., Anikin L.P. **2018**. Fieldworks at Alaid volcano in 2018, Atlasov Island, the Kuriles. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 3(39): 105–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-3-39-105-113>

20. Rashidov V.A., Anikin L.P. **2019**. Fieldworks at Alaid volcano in 2019, Atlasov Island, the Kuriles. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 3(43): 109–115. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-3-43-109-115>

21. Rashidov V.A., Girina O.A., Ozerov A.Yu., Pavlov N.N. **2019**. The June 2019 eruption of Raikoke volcano (the Kurile Islands). *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 2(42): 5–8. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-2-42-5-8>

22. Rybin A.V., Chibisova M.V., Degterev A.V. **2017**. The 2016 activity of the Kurile Islands volcanoes. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 1(33): 83–88.

23. Rybin A.V., Chibisova M.V., Degterev A.V. **2018a**. The 2017 activity of the Kurile Islands volcanoes. *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle = Bull. of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*, 2(38): 102–109. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2018-2-38-102-109>

24. Rybin A.V., Chibisova M.V., Degterev A.V. **2018b**. Monitoring of volcanic activity in the Kurile Islands: 15 years of work SVERT group. *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2(3): 259–266. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.3.259-266>

25. Skripko K.A., Fil'kova E.M., Khramova G.G. **1966**. [State of Ebeko volcano in summer of 1965]. *Biulleten' vulkanol. stantsii* [Bulletin of Volcanological Stations], 42: 42–55.

26. Snou G. **1992**. [Notes on the Kuril Islands]. *Kraevedcheskii biulleten'* [Regional Bulletin], 1: 89–127.

27. Tanakadate H. **1925**. The volcanic activity in Japan during 1914–1924. *Bulletin Volcanologique*, 1(3): 3–19.

Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии

© 2020 М. А. Никитина*¹, М. В. Родкин^{1,2,3}

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
Москва, Россия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

*E-mail: margarita@mitp.ru

Реферат. Реализована попытка статистического описания распределения среднеглубинных землетрясений для хорошо изученного района Северного острова Новой Зеландии. Данные по плотности числа землетрясений исследуются в координатах глубина – расстояние от верхней границы погружающейся плиты. В этих координатах удалось показать, что некоторые скопления очагов приурочены к верхней границе погружающейся плиты, тогда как другие значимо отстоят от этой границы. При этом выделяются структуры резко повышенной плотности числа очагов, которые можно трактовать как соответствующие определенным квазилинейным соотношениям между давлением и температурой в погружающейся плите. В дальнейшем мы планируем проверить, можно ли сопоставить эти структуры с теми или иными фронтами метаморфических превращений в погружающихся плитах. Отметим также, что по пространственному распределению плотности очагов землетрясений довольно уверенно выделяется сейсмогенная структура, отвечающая области вблизи верхней границы погружающейся плиты под зоной современного активного вулканизма. В южной части исследованной зоны субдукции, где такой современный вулканизм не развит, этой сейсмоактивной структуры не наблюдается. Полученные данные, в сопоставлении с данными по другим зонам субдукции, могут оказаться полезными для выбора из альтернативных моделей глубокой и среднеглубинной сейсмичности наиболее отвечающей современным сейсмологическим данным.

Ключевые слова: среднеглубинные землетрясения, зона субдукции, Новая Зеландия, метаморфические превращения, реакции дегидратации.

Для цитирования: Никитина М.А., Родкин М.В. Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии. *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 103–115.
<https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.103-115>

Intermediate-depth earthquakes and the connection of the seismicity with metamorphism and deep fluid regime in subduction zone for the North Island of New Zealand

Margarita A. Nikitina*¹, Mikhail V. Rodkin^{1,2,3}

¹Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia

²Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

³Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*E-mail: margarita@mitp.ru

Abstract. We applied descriptive statistics to the distributions of intermediate-depth earthquakes for a well-studied area of the North Island of New Zealand. Data on the density of the number of earth-

quakes are studied in the coordinates: depth - distance from the upper boundary of the submerged plate. This approach shows that some clusters of hypocenters are confined to the upper boundary of the subduction plate, while others are significantly distant from this boundary. At the same time, structures of sharply increased earthquakes density are distinguished. It can be interpreted through certain quasi-linear relations between pressure and temperature in subduction slab. Future studies can check the correlations between these structures and particular fronts of metamorphic transformations in immersed plates. Also note that the seismogenic structure can be quite confidently distinguished by spatial distribution of the density of earthquakes. This peak is located at the region near the upper boundary of the subduction slab under the zone of arc volcanism. In the southern part of the studied subduction zone, where such volcanism is not developed, such seismically active structure is not observed. The obtained data in comparison with the data for other subduction zones may be useful for choosing from alternative models of deep and intermediate-depth seismicity that is most consistent with modern seismological data.

Keywords: intermediate-depth earthquakes, subduction zone, New Zealand, metamorphism, dehydration reactions.

For citation: Nikitina M.A., Rodkin M.V. Intermediate-depth earthquakes and the connection of the seismicity with metamorphism and deep fluid regime in subduction zone for the North Island of New Zealand. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 103–115. (In Russian). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.103-115>

Введение

Феномен глубоких землетрясений известен с 20-х годов XX в. [Wadati, 1928; Калинин, Родкин, 1982, 1986; Калинин и др., 1989; Kalinin, Rodkin, 1989; Родкин, 1993; Kirby et al., 1996; Davies, 1999; Abers, 2000; Hacker et al., 2003; Okazaki, Hirth, 2016; Родкин, Рундквист, 2017; Кузьмин и др., 2019;]. Глубокие землетрясения принято разделять на среднеглубинные (с глубиной от 70 до 300 км) и глубокие (глубже 300 км) [Миямура, 1972]. Такие землетрясения происходят в зонах субдукции, где океаническая плита погружается под континентальную. Существенно более редкий и менее изученный случай отвечает областям внутриконтинентальной субдукции, когда в зону субдукции погружается континентальная плита [Burtman, Molnar, 1993; Li et al., 2018; и др.]; особо отметим, что ранее такой вариант субдукции полагался невозможным. Природа глубоких землетрясений, несмотря на многочисленные исследования, остается неясной. Рассматривались гипотезы возникновения этих землетрясений при росте температуры и скорости сдвига при концентрации сдвиговых деформаций, модели связи землетрясений с полиморфными фазовыми переходами, реализации ускоряющихся сдвиговых деформаций при выделении флюида в ходе реакций дегидратации водосодержа-

щих минералов [Калинин и др., 1989; Родкин, Рундквист, 2017; Кузьмин и др., 2019; и др.]. Последний механизм часто полагается основным для среднеглубинных землетрясений, в диапазоне примерно от 70 до 300 км. Хотя общее число глубоких и среднеглубинных землетрясений составляет лишь несколько процентов от общего числа землетрясений, но именно благодаря этим данным можно получить сведения о сейсмических процессах в зоне субдукции. Важны они и для понимания процессов разрушения при высоких давлениях и температурах, пока недостижимых в технологических процессах. Отметим, что среднеглубинные землетрясения более многочисленны, при этом меньшая их глубина допускает и большую точность определения их расположения, в связи с чем эти землетрясения более удобны для изучения. Именно они и исследуются в данной работе.

Нами проведена обработка статистических данных по глубинному строению и положению среднеглубинных землетрясений Северного острова Новой Зеландии. Этот район хорошо изучен геологически, в частности известно расположение разновозрастных вулканов; для него также есть достаточно хорошие данные по глубинному строению, позволившие уточнить положение верхней границы погружающейся плиты. Положение

этой границы использовано ниже как важный репер, характеризующий глубинный тепловой и гидротермальный режим зоны субдукции. Участки развития и отсутствия современного вулканизма позволяют дополнительно рассмотреть вопрос о возможном различии в характере глубинного флюидного режима и его связи с расположением землетрясений и современным вулканизмом.

Положение землетрясений рассматривается нами в координатах глубина гипоцентра – расстояние от верхней границы погружающейся плиты. В этих координатах удобнее обсуждать связь между характером распределения землетрясений и температурным режимом зоны субдукции. Среди других особенностей пространственного распределения очагов рассматривается связь числа среднеглубинных землетрясений с наличием/отсутствием активного современного вулканизма.

Геологические и тектонические особенности района разлома Хикуранги

Выбор для исследования Северного острова Новой Зеландии, в районе разлома Хикуранги, обусловлен рядом причин. Во-первых, это область развитой глубокой сейсмичности и вулканизма (данные о сейсмичности взяты с сайта консорциума IRIS, <http://www.iris.edu/>). Во-вторых, по этому району имеется несколько сейсмических профилей поперек погружающейся плиты [Fagereng, Ellis, 2009; Reyners, Eberhart-Phillips, 2009; Barnes et al., 2010; Reyners et al., 2011; Davey, Ristau, 2011; Giba et al., 2013], на основе которых можно довольно точно смоделировать положение верхней границы океанической плиты, являющейся, как уже было сказано, важнейшим репером теплового режима зон субдукции.

Верхняя поверхность погружающейся плиты в рамках нашего подхода аппроксимируется как поверхность положительной кривизны без точек перегиба (мы рассматриваем глубины только до 120 км, т.е. выше области развития перегибов в погружающихся плитах). Исходя из этого, мы строим поверхность погружающейся плиты с помощью

уравнения поверхности Кунса [Романова, Оськина, 2011]. Данный метод используется в вычислительной механике для построения поверхности по ограничивающим ее профилям. В качестве границ используем профили верхней поверхности погружающейся плиты и линии, соединяющие эти профили у разлома Хикуранги вблизи поверхности и на глубине 120 км. В результате получаем непрерывную поверхность минимальной площади и положительной кривизны.

Стоит отметить, что для исследования зон субдукции в литературе ранее уже применялся метод построения трехмерной модели поверхности верхней границы погружающейся плиты [Hayes et al., 2018]. Однако данная модель строилась для довольно крупных частей зон субдукции и имеет погрешность в несколько километров (4–6 км), в то время как мы строим поверхность с шагом 1 км для возможно более точного определения минимального расстояния между гипоцентром землетрясения и верхней границей субдуцирующей плиты. В нашей модели, как уже сказано, мы используем метод построения поверхности Кунса и трактуем ее далее как точную модель верхней границы погружающейся плиты.

Определение уравнений, описывающих полученную таким образом поверхность погружающейся плиты, позволяет наиболее точно рассчитать расстояния от гипоцентров землетрясений до верхней границы погружающейся плиты. Для геометрического моделирования ниже взяты данные четырех профилей (BB', XX', KL, IJ на рис. 1). Каждый используемый профиль был аппроксимирован степенной функцией. Сравнения полученных модельных функций с эмпирическим положением верхней границы плиты приведены на рис. 2, точность аппроксимации достаточно высокая.

Полученная описанным способом и используемая далее часть поверхности погружающейся плиты складывается из трех областей. При этом современная активная вулканическая гряда полностью принадлежит только одной – самой северной области (рис. 3). Эта особенность позволяет

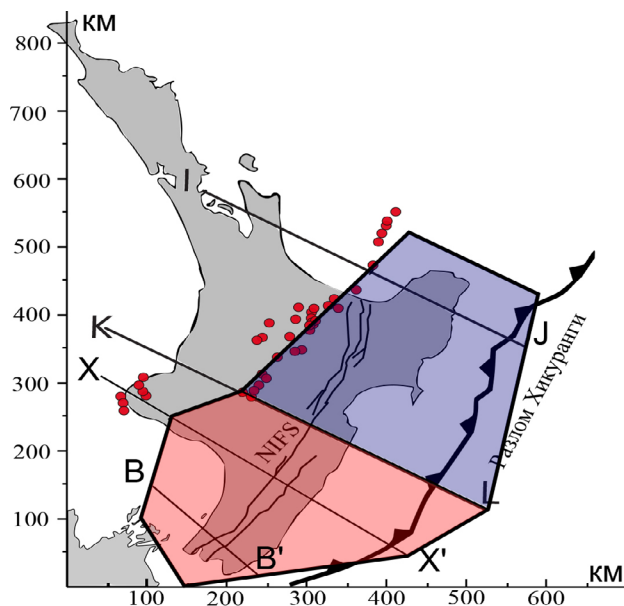


Рис. 1. Карта Северного острова Новой Зеландии с указанием положения профилей поверхности погружающейся плиты; NIFS (North Island Fault System) – система разломов Северного острова. Цветами показаны рассматриваемые участки погружающейся плиты. Кирпичный цвет – южная часть (зона А); синий – северная (зона В). О зонах А и В см. далее в тексте. Красными кружками отмечены современные вулканы.

Fig. 1. Geotectonic map of the North Island of New Zealand with profiles of inferred slab surface geometry; NIFS – North Island Fault System. Considering slab parts are marked with color: south part is red (zone A) and north part is blue (zone B). Volcanic centers are marked with red dots.

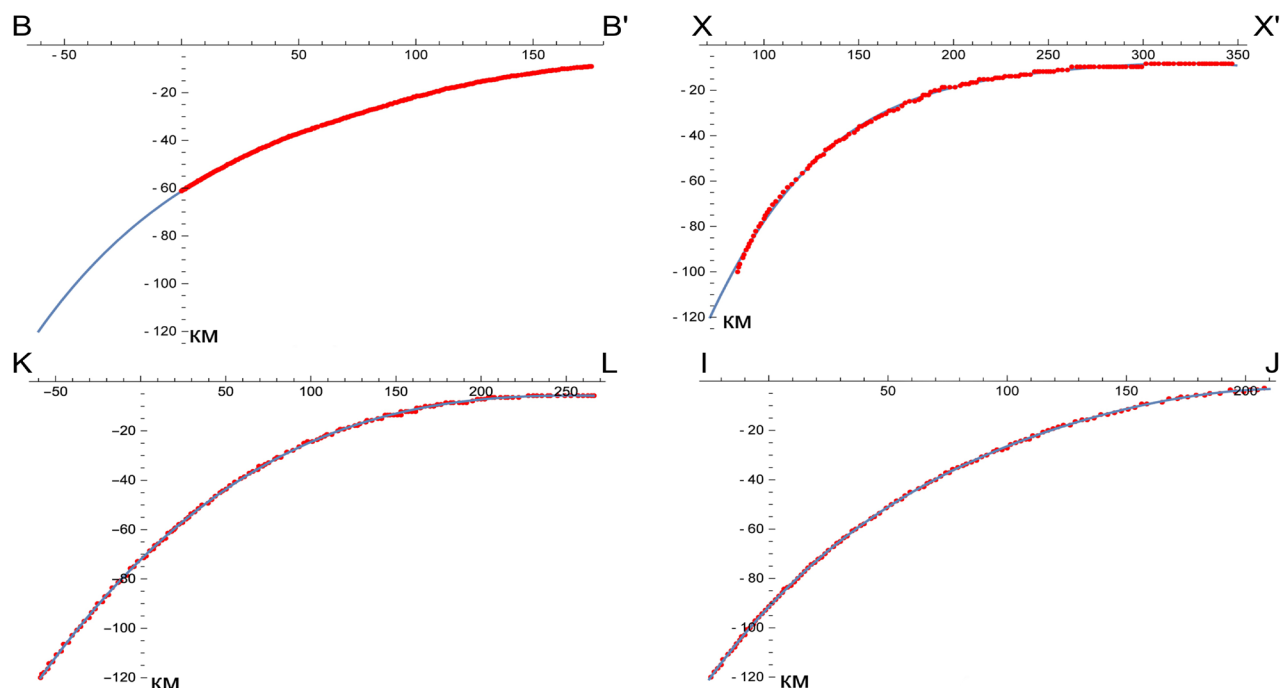


Рис. 2. Известные профили верхней поверхности погружающейся плиты. Красные точки – данные сейсмотомографии, синяя линия – аппроксимирующая кривая для профилей BB', XX', KL и IJ.

Fig. 2. Profiles of inferred slab surface geometry. Red dots – real seismotomography data, blue line – an approximating curve for profiles BB', XX', KL and IJ.

рассмотреть специфику в распределении землетрясений, предположительно связанную с высокой современной вулканической активностью (в северной области по сравнению с двумя южными). Отметим, что определение поверхности погружающейся плиты позволяет анализировать распределение землетрясений для областей над границей раздела плит и под ней.

Исходные сейсмические данные

Нами были обработаны около 8000 землетрясений за период с 1970 до 2019 г. с магнитудой $M \geq 4.0$, из которых только 1918 попало в очерченный регион (рис. 1) и в интервал ± 40 км от верхней границы погружающейся плиты. Для анализа, как более точно определенные, использовались землетрясения с глубиной не более 120 км. В используемом каталоге наблюдаются сильные максимумы сейсмичности на глубинах точно 12 и 33 км. Можно предположить, что такие глубины приписываются землетрясениям более часто в связи с принятой моделью годографа; параметры таких землетрясений могут быть определены относительно хуже. Как следствие, эти события могут заметно нарушить

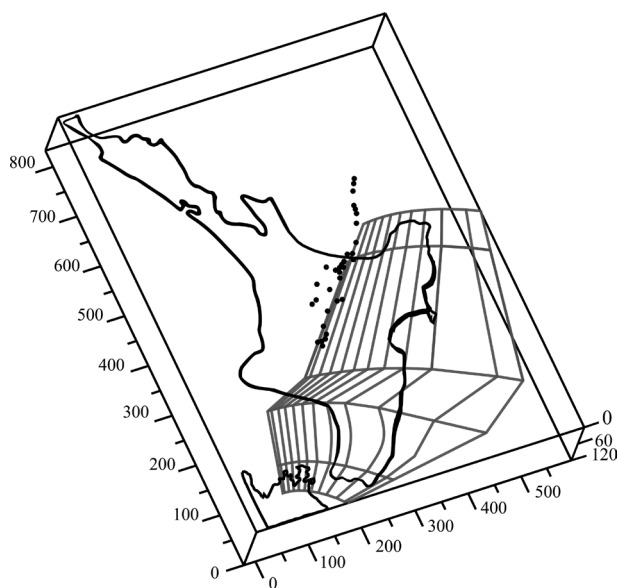


Рис. 3. Поверхность погружающейся плиты для Северного острова Новой Зеландии с указанием вулканов (точки). Расстояния по осям указаны в километрах.

Fig. 3. Modeling slab surface for the North Island of New Zealand. Solid dots: volcanoes. Axial distances (km).

статистическое распределение и исказить реальную картину. Процент таких событий составляет 16.3 для данных над поверхностью раздела плит и 22.6 под поверхностью. Эти события были исключены из рассмотрения.

Для проверки полноты рассматриваемого каталога сейсмических событий нами было построено распределение Гутенберга–Рихтера (см. рис. 4). Как видно из рисунка, этот график аппроксимируется прямой в диапазоне $M \geq 4.0$ с уравнением $\lg(N) = 8.29 - 1.23M$. Таким образом, параметр b принимает значение 1.23, что характерно для данного региона [Stirling et al., 2011].

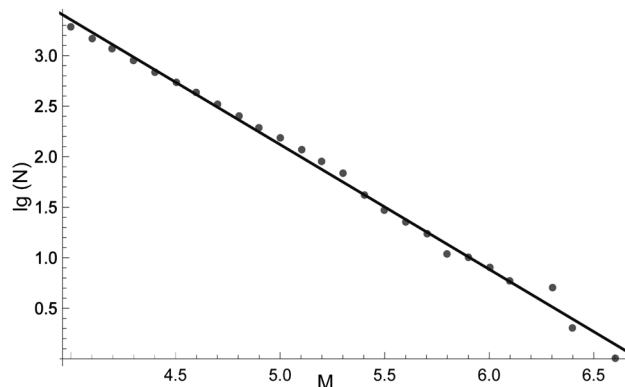


Рис. 4. Закон повторяемости землетрясений Гутенберга–Рихтера для Северного острова Новой Зеландии.

Fig. 4. Gutenberg–Richter law for earthquakes for the North Island of New Zealand.

Связь среднеглубинных землетрясений с активным вулканизмом на поверхности

Как уже было упомянуто, существует по крайней мере три модели объяснения возникновения среднеглубинных и глубоких землетрясений [Калинин и др., 1989; Кузьмин и др., 2019]. Наше рассмотрение позволяет представить дополнительные аргументы pro и contra каждой из этих моделей. В наибольшей степени наши результаты оказываются в поддержку 3-й модели – о связи возникновения среднеглубинных землетрясений с реакциями дегидратации в водонасыщенных магматических породах [Abers, 2000]. Предполагается, что массивованная серпентинизация океанической коры происходит у поверхности дна океанов в районе срединно-океанических хребтов, а затем в области передового вала и при резком изгибании плиты при начале ее погружения в мантию [Kirby et al., 1996]. В дальнейшем эти водосодержащие породы претерпевают реакции дегидратации при их погружении в составе погружающегося слэба [Okazaki, Hirth, 2016]. Выделение ранее связанных вод может вызвать образование разрывов и трещин в породе и тем самым явиться механизмом возникновения среднеглубинных землетрясений. При этом выделение ранее связанных флюидов, проникающих затем в вышерасположенный клин островодужного блока, будет приводить к резкому уменьшению температуры плавления и может способствовать развитию современной вулканической активности [Davies, 1999; Kirby et al., 1996].

В предыдущем разделе мы получили модель верхней поверхности погружающейся плиты, составленной из трех сегментов. Только один из них, самый северный, отвечает расположению современных вулканов. Исходя из этого, можно предположить некоторое различие в распределении землетрясений в этой северной и в двух других частях рассматриваемого участка зоны субдукции. Проверая это предположение, разделим смоделированную поверхность на две части: северную, вулканическую (зона В) и южную, авулканическую (зона А, объединяющая в себе 2 области). Построим распределение

числа гипоцентров по глубинам для событий под верхней границей поверхности погружающейся плиты и над ней (см. рис. 5).

Над плитой находится 30 % событий, т.е. статистика заметно хуже; поэтому сначала обсудим события, расположенные под границей раздела плит, в погружающейся плите.

Как можно заметить, для южной (как бы авулканической) части зоны довольно четко вырисовываются 2 пика (на глубинах от 20 до 30 км и от 40 до 50 км). Сугубо гипотетически, эти максимумы сейсмичности могут быть сопоставлены с максимальной глубиной подошвы земной коры Северного острова Новой Зеландии (40–45 км) и с положением секущей разломной структуры в земной коре острова, с предположительной глубиной заложения разломов NIFS (20–30 км),

как это видно из профилей океанической и континентальной плит (см. рис. 6).

Для гипоцентров очагов, находящихся под погружающейся плитой вблизи вулканической гряды (зона В), характерны несколько иные особенности распределения по глубине. Здесь выделяются другие пики сейсмичности, существенно более глубокие: в интервале глубин 20–60 км и 95–120 км. Значительно более сильное развитие сейсмичности в глубинном диапазоне резко различает характер сейсмичности северного и южного участков рассматриваемой зоны субдукции, и эта тенденция в равной мере проявлена выше и ниже границы раздела плит (рис. 5). В области под границей первый широкий максимум сейсмичности можно полагать связанным с границей континентальной плиты и сети

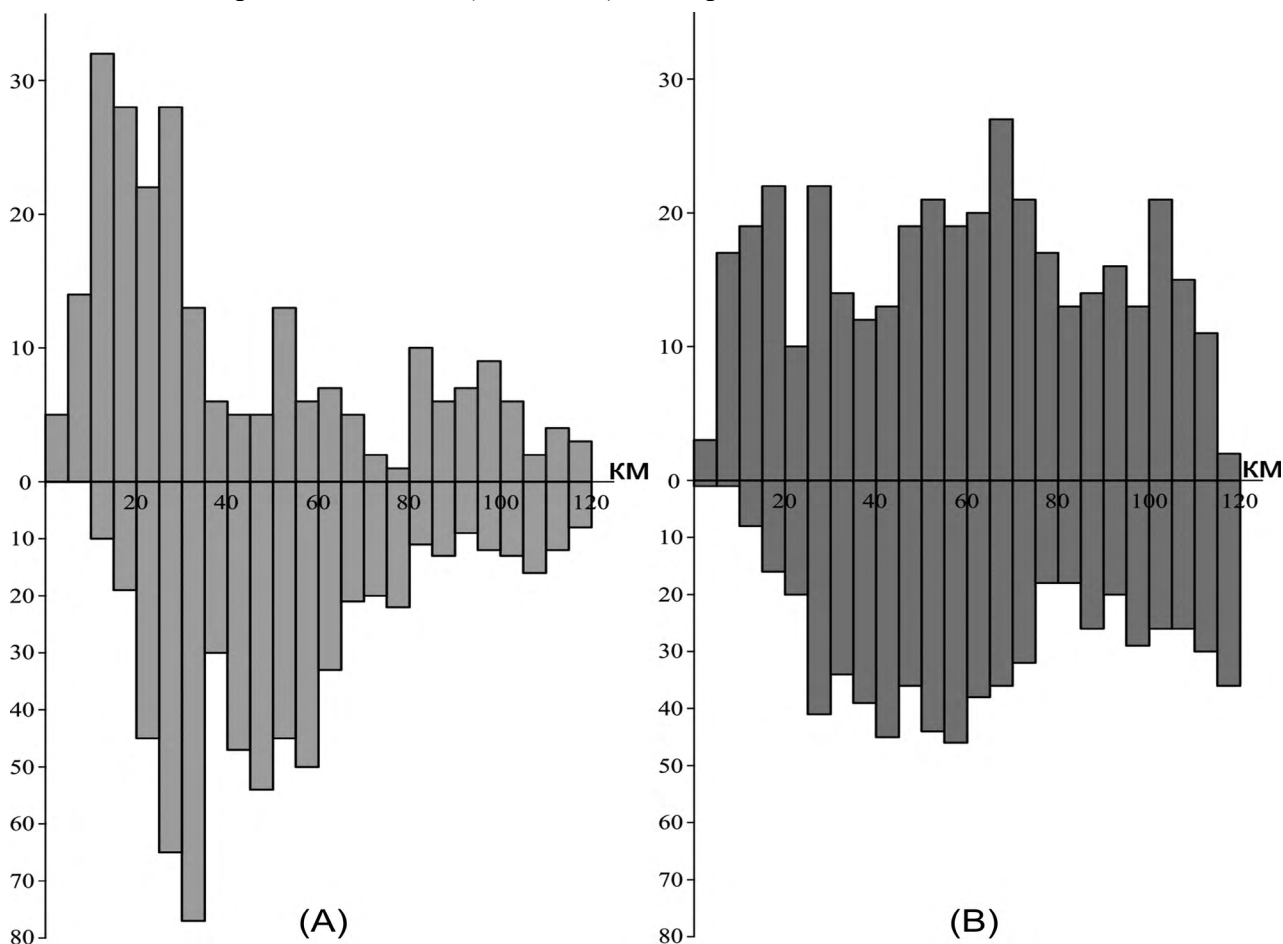


Рис. 5. Распределение событий для южной области (А) и северной (В). Сверху представлена статистика для событий, расположенных над, а снизу – под погружающейся плитой. Вертикальная ось – число событий, горизонтальная – глубина землетрясений. Используются события, отстоящие от границы раздела не более 40 км.

Fig. 5. Number of earthquakes for the southern (A) and northern (B) parts of modeling slab surface versus depth. Above: distribution for events located above slab surface. Below: distribution for events located below. The vertical axis shows the number of earthquakes, and the horizontal axis – depth of earthquakes. Only events with distance less than 40 km are presented.

разломов и, предположительно, обусловленным реакциями дегидратации затягиваемых в зону субдукции осадочных пород [Kirby et al., 1996]. Механизм возникновения второго пика сейсмичности может быть связан с наличием здесь вулканической гряды. Проекция вулканической гряды на поверхность раздела плит отвечает глубинам границы плиты между 95 и 120 км. Отсюда можно предположить, что появление второго скопления событий связано с активизацией реакций дегидратации в породах, слагающих погружающуюся океаническую плиту [Hacker et al., 2003]. При этом подъем высвобождающихся водных флюидов вверх и порождает развитие здесь максимума современного вулканизма. Природа различия режимов дегидратации в зонах А и В остается дискуссионной. Можно предположить, что по каким-либо причинам интенсивность процессов дегидратации в южной части рассматриваемой зоны меньше и выделяющегося флюида не хватает для инициации вулканической активности и возникновения значительного числа землетрясений.

Обсудим теперь вопрос, не могут ли рассматриваемые землетрясения быть связаны с эффектом проскальзывания вдоль границы континентального блока и погружающейся плиты. Для этого построим зависимости числа событий от их расстояния до поверхности погружающейся плиты, определяемого исхо-

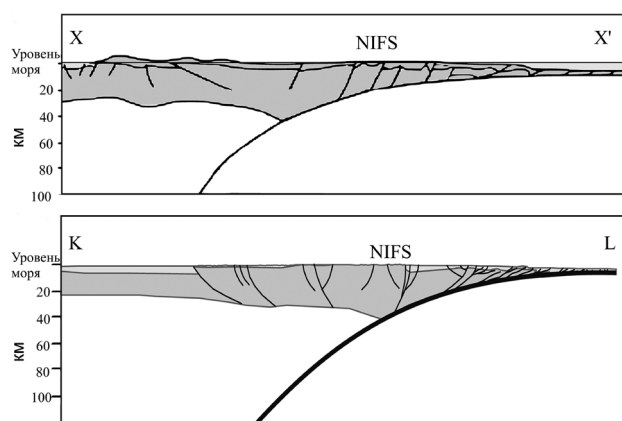


Рис. 6. Схематическое описание зоны субдукции Хикуранги с указанием субдуцирующей поверхности, континентальной плиты и разломной системы островного блока по двум профилям рис. 1 [Barnes et al., 2010; Giba et al., 2013].

Fig. 6. Schematic section across the Hikurangi subduction zone for two profiles from fig. 1: subducting slab, continental crust and NIFS [Barnes et al., 2010; Giba et al., 2013].

дя из координат гипоцентров и их минимального расстояния до трехмерной смоделированной поверхности океанической плиты. Будем рассматривать события в пределах 40 км от поверхности, так как именно там сосредоточена сейсмическая активность под поверхностью погружающейся плиты.

Распределение событий под погружающейся плитой имеет выраженный максимум сейсмичности на расстоянии 5–10 км от верхней границы погружающейся плиты (см. рис. 7), а не непосредственно на границе плиты (напомним, что точность аппроксимации положения верхней границы погружающейся плиты мы оцениваем не хуже чем в несколько километров, т.е. различие вполне значимо). Подобное скопление гипоцентров не может быть связано с проскальзыванием погружающейся океанической плиты вдоль границы континентального блока и свидетельствует в пользу ранее предложенной флюидометаморфогенной модели сейсмичности [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993].

Учитывая возможность территориально выделить события, связанные с вулканической грядой, сравним теперь распределение землетрясений в зависимости от расстояния до смоделированной верхней поверхности плиты для южной зоны А (см. рис. 8а) и для

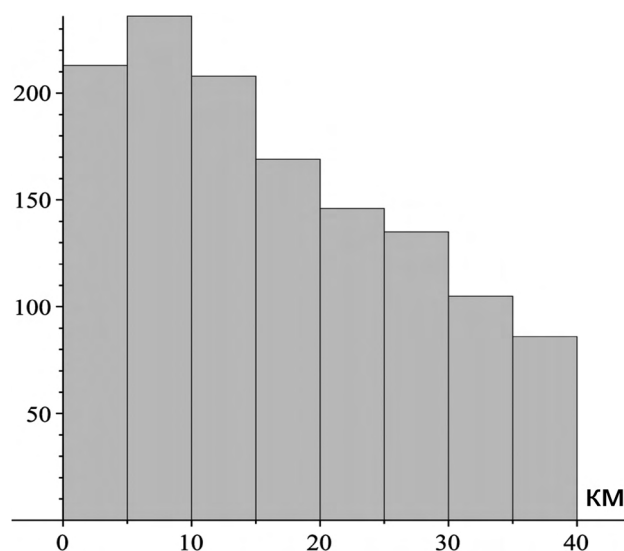


Рис. 7. Распределение числа событий в зависимости от минимального расстояния до верхней границы поверхности погружающейся плиты (для событий под границей раздела).

Fig. 7. Number of events depending on the distance to the top surface of subduction slab.

северной зоны В (см. рис. 8b). При этом рассмотрим также для зоны В распределение событий в разных интервалах глубины – от 0 до 95 км (предположительно не связанных с развитием современного вулканизма, см. рис. 8с) и от 95 до 120 км (см. рис. 8d).

На рис. 8а хорошо видно, что для южного (авулканического) участка зоны субдукции максимум сейсмичности смещен внутрь погружающейся плиты и располагается на расстояниях 5–10 км от границы раздела плит. На северном участке зоны субдукции (рис. 8b) сейсмичность оказалась сконцентрирована в области верхней границы погружающейся плиты, на расстояниях 0–5 км над поверхностью разделяющей плиты и до 5–10 км внутри субдуцирующей плиты. При этом такое распределение событий характерно только для событий, происходящих на глубинах от 0 до 95 км. Основная часть среднеглубинных событий (глубины 95–120 км) группируется внутри погружающейся плиты у границы (0–5 км).

Исходя из полученных графиков, можно сделать следующие предварительные выводы.

Максимальное количество землетрясений, связанных с проекцией вулканической гряды, располагается вблизи поверхности плиты, на расстоянии от 0 до 5 км от поверхности субдуцирующей плиты, остальные же (менее глубокие) имеют максимум расположения на расстоянии 5–10 км от поверхности океанической плиты.

Если разделить события северной (вулканической) зоны на происходящие на глубинах 0–95 км и 95–120 км, то мы получим два пика в гистограммах по расстоянию от смоделированной поверхности погружающейся плиты. Для меньших глубин пик сейсмичности находится на глубинах 0–10 км, а события, располагающиеся под вулканической грядой, реализуются ближе к границе плиты, преимущественно на расстояниях 0–5 км от ее поверхности.

Заметим, что характер пространственного распределения землетрясений для вулканической и авулканической зон не будет различаться, если не учитывать землетрясения, произошедшие непосредственно под вулканической грядой. События, предпо-

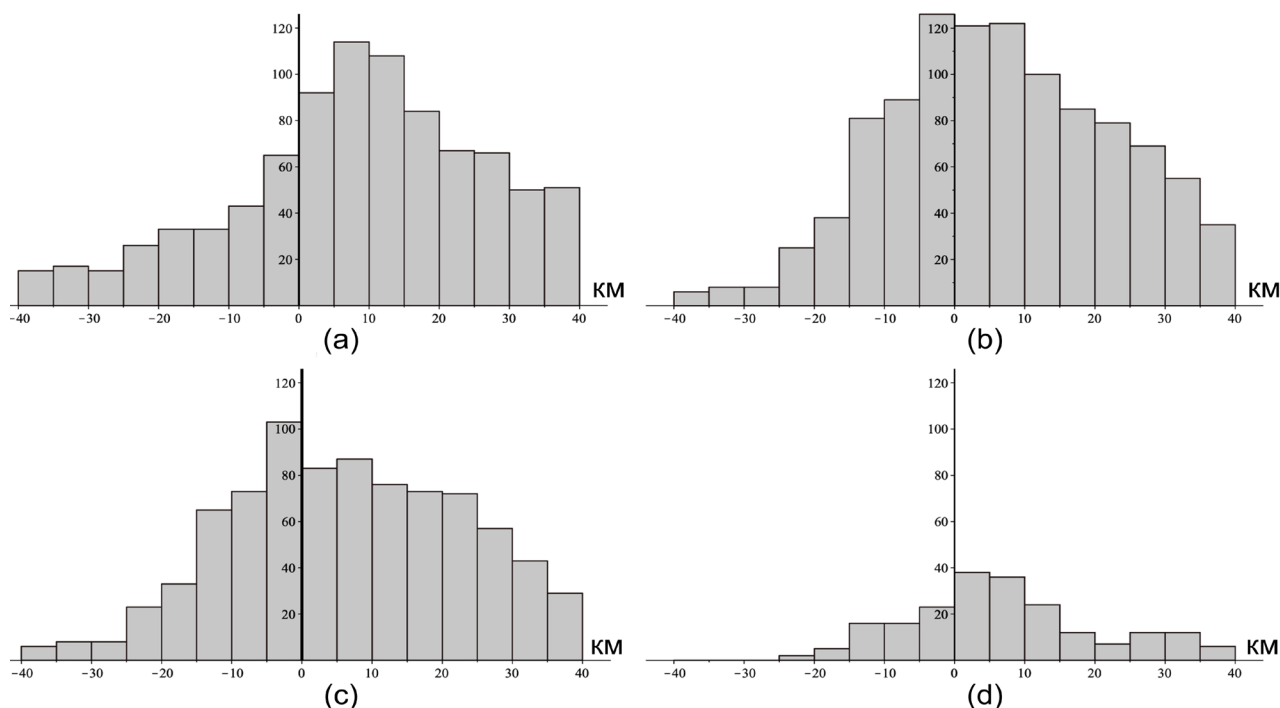


Рис. 8. Распределение событий в зависимости от расстояния до поверхности погружающейся плиты для различных случаев (пояснения см. в тексте). Справа (положительные расстояния) приведены данные для событий под погружающейся плитой, слева (отрицательные) – над плитой.

Fig. 8. Distribution of number of events depending on the distance to the top surface of subduction slab for different cases (details in text). Data of events under the surface represent by positive distances, and negative for events above the surface.

ложительно соотнесенные с вулканической грядой, качественно меняют картину расположения гипоцентров.

Выше плотность числа землетрясений рассматривалась в зависимости от глубины и от расстояния от границы раздела плит для событий выше и ниже этой границы. Рассмотрим теперь эти зависимости совместно, на плоскости, т.е. рассмотрим (рис. 9) распределение плотности гипоцентров под и над поверхностью раздела плит, в координатах глубина – расстояние от поверхности раздела (рис. 9). При этом, естественно, статистическая значимость уменьшится, и некоторые особенности распределения могут оказаться случайными, статистически незначимыми.

Для обеих зон на приведенных графиках можно заметить как бы наклонные полосы повышенной сейсмичности (рис. 9). Для северной зоны это видно несколько лучше, так как здесь мы оперируем большим количеством событий. Такая видимая систематика в расположении гипоцентров вряд ли может быть случайной (что мы в дальнейшем собираемся проверить анализом данных по другим зонам субдукции). Не вполне ясно, эти полосы прерываются на границе раздела плит или продолжают дальше, пусть и существенно

менее определенно. Заметим также, что иногда для событий над и под верхней границей океанической плиты намечается единообразная, как бы в форме буквы V, форма областей повышенной сейсмичности. Такая форма, в целом, является обратной геометрии геотерм, которые искажаются холодной погружающейся океанической плитой [Reasock, 1996]. Можно предположить, что подобная геометрия областей максимумов сейсмичности может быть связана с положением фронтов метаморфизма в погружающейся плите [Yamasaki, Seno, 2003]. В случае наиболее часто встречающегося отрицательного наклона кривой фазового равновесия Клапейрона–Клаузиуса геометрия фронта метаморфизма в зоне субдукции будет зеркально отражать форму геотерм.

Обсуждение результатов и выводы

Исходя из проведенного анализа распределения сейсмичности в интервале ± 40 км от верхней границы погружающейся океанической плиты можно сделать следующие выводы.

1. Распределение событий под погружающейся плитой в диапазоне глубин до 95 км имеет максимум сейсмичности на расстоянии от 5 до 10 км от верхней поверхности

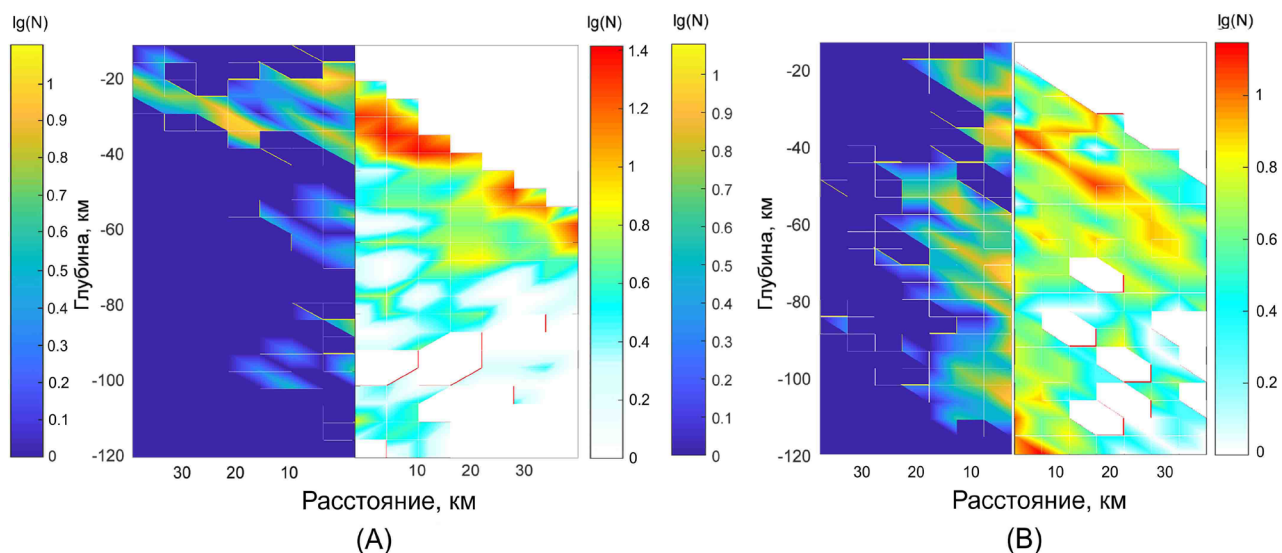


Рис. 9. Двумерные распределения плотности числа землетрясений от глубины и расстояния от поверхности раздела океанической плиты и континентального блока для событий над и под верхней границей погружающейся плиты для южной (А) и северной (В) зоны. На синем фоне показано распределение для событий над поверхностью погружающейся плиты, а на белом – под этой поверхностью.

Fig. 9. Two-dimensional distribution of the density of earthquakes depending on the depth and distance to the top surface of subduction slab for the southern zone (A) and for the northern zone (B). The blue background shows the distribution for events above the top surface of the subduction slab, and the white one below it.

погружающейся плиты. Подобное скопление гипоцентров может быть связано с процессами метаморфизма внутри погружающейся плиты, в частности с реакциями дегидратации в водонасыщенных магматических породах. Такое наблюдение свидетельствует в пользу ранее предложенной флюидометаморфогенной модели сейсмичности [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993]. В случае связи землетрясений с проскальзыванием вдоль границы погружающейся океанической плиты и континентального блока они должны бы располагаться вблизи этой границы; заметим, что такое предположение не противоречит в данном регионе расположению землетрясений с глубиной очага более 95 км.

2. Для каждой части смоделированной погружающейся плиты были построены распределения для событий над океанической плитой и внутри нее (см. рис. 5). Среди полученных гистограмм (см. нижние гистограммы рис. 5) можно выделить два типа характерных пиков распределения событий: для меньших глубин (до 60 км) и для глубин более 95 км.

Первый пик проявляется в обеих зонах (А и В) и может быть предположительно связан с реакциями дегидратации затягиваемых в зону субдукции осадочных пород [Kirby et al., 1996]. Второй пик в большей степени характерен для северной части, где развит активный современный вулканизм, и может быть связан с активными реакциями дегидратации литосферы погружающейся плиты. Восстановив проекцию вулканической гряды на поверхность раздела плит, получаем, что гряда располагается над участком поверхности между 95 и 120 км глубины. Отсюда можно предположить, что появление подобного скопления землетрясений связано с локализацией реакций дегидратации в породах, слагающих погружающуюся океаническую плиту [Kirby et al., 1996]. При этом подъем высвобождающихся водных флюидов вверх порождает развитие здесь максимума современной вулканической активности.

3. В результате построения распределения плотности гипоцентров под и над поверхностью раздела плит в зависимости от расстояния от поверхности раздела и от глубины

гипоцентров, удастся выделить наклонные полосы повышенной сейсмичности (рис. 9). Такое расположение очагов как бы характеризует зависимость расположения максимумов сейсмичности от определенного соотношения значений температуры и давления (глубины) в погружающейся плите. В случае подтверждения такой специфической формы расположения зон сейсмической активизации в других зонах субдукции результат может служить веским свидетельством в пользу флюидометаморфогенной модели неприповерхностных землетрясений [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993].

В целом заключаем, что использование в виде глубинного репера положения верхней границы погружающейся литосферной плиты оказывается полезным методическим приемом, помогающим представить данные о сейсмичности зон субдукции. Получаемые при этом распределения плотности числа землетрясений свидетельствуют в пользу связи сейсмичности с процессами дегидратации и метаморфизма пород погружающейся плиты и вышележащей континентальной мантии островодужного блока Северного острова Новой Зеландии. Заметим, что полученные данные свидетельствуют в пользу существенной переработки вышележащих горизонтов литосферы восходящим потоком свежемобилизованных флюидов. Ранее признаки развития сильного восходящего флюидного потока были выявлены при анализе режима сейсмичности в обобщенной окрестности сильного землетрясения [Rodkin, Tikhonov, 2016]. Заметим также, что развитие подобного восходящего потока представляется необходимым элементом процесса массивованного нефтегенеза [Родкин, Рукавишникова, 2015].

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (тема АААА-А19-119011490129-0) и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (тема АААА-А18-118012290125-2.2) при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 19-05-00466).

Список литературы

1. Калинин В.А., Родкин М.В. **1982**. Физическая модель глубокофокусных землетрясений. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 8: 3–12.
2. Калинин В.А., Родкин М.В. **1986**. О связи ориентаций подвижек в очагах глубокофокусных землетрясений с морфологией зон Бенъофа. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1: 3–11.
3. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. **1989**. *Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде*. М.: Наука, 157 с.
4. Кузьмин М.И., Хлебопрос Р.Г., Диденко А.Н., Козлова С.Г., Захватаев В.Е. **2019**. О возможной связи глубинных землетрясений со структурным переходом субмолекулярных фрагментов SiO₂ в породах субдуцирующей океанической плиты. *Геология и геофизика*, 60(3): 285–300. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2019038>
5. Миямура С. **1972**. Сейсмичность Земли. В кн.: *Земная кора и верхняя мантия*. М.: Мир, 93–103.
6. Родкин М.В. **1993**. *Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике*. М.: Нац. геофиз. комитет, 194 с.
7. Родкин М.В., Рукавишников Т.А. **2015**. Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными. *Геология нефти и газа*, 3: 63–68.
8. Родкин М.В., Рундквист Д.В. **2017**. *Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо-и нефтегенеза*: монография. Долгопрудный: Интеллект, 288 с.
9. Романова В.А., Оськина Г.Н. **2011**. Визуализация образования поверхности Кунса. *Вестник РУДН. Серия Инженерные исследования*, 4: 13–18.
10. Abers G.A. **2000**. Hydrated subducted crust at 100–250 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3–4): 323–330. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00007-8)
11. Barnes P.M., Lamarche G., Bialas J., Henrys S., Pecher I., Netzeband G.L., Crutchley G. **2010**. Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Marine Geology*, 272(1–4): 26–48. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012>
12. Burtman V.S., Molnar P. **1993**. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geological Society of America Special Papers*, 281: 1–76. <https://doi.org/10.1130/spe281-p1>
13. Davey F.J., Ristau J. **2011**. Fore-arc mantle wedge seismicity under northeast New Zealand. *Tectonophysics*, 509(3–4): 272–279. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.017>
14. Davies J.H. **1999**. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, 398(6723): 142–145. <https://doi.org/10.1038/18202>
15. Fagereng A., Ellis S. **2009**. On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1–2): 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.033>
16. Giba M., Walsh J.J., Nicol A., Mouslopoulou V., Seebeck H. **2013**. Investigation of the spatio-temporal relationship between normal faulting and arc volcanism on million-year time scales. *J. of the Geological Society*, 170(6): 951–962. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-121>
17. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. **2003**. Subduction factory. 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2030. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
18. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. **2018**. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410): 58–61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
19. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1989**. The quantitative deep earthquakes model. In: *High Pressure Investigations in Geosciences*. Berlin: Akademie-Verlag, 213–217
20. Kirby S., Engdahl R.E., Denlinger R. **1996**. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 195–214. <https://doi.org/10.1029/GM096p0195>
21. Li W., Chen Y., Yuan X., Schurr B., Mechie J., Oimahmadov I., Fu B. **2018**. Continental lithospheric subduction and intermediate-depth seismicity: constraints from S-wave velocity structures in the Pamir and Hindu Kush. *Earth and Planetary Science Letters*, 482: 478–489. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.031>
22. Okazaki K., Hirth G. **2016**. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530(7588): 81–84. <https://doi.org/10.1038/nature16501>
23. Peacock S.M. **1996**. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 119–133. <https://doi.org/10.1029/GM096p0119>

24. Reyners M., Eberhart-Phillips D. **2009**. Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1–4): 299–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.034>
25. Reyners M., Eberhart-Phillips D., Bannister S. **2011**. Tracking repeated subduction of the Hikurangi Plateau beneath New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(1–2): 165–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.011>
26. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. **2016**. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 95: 73–84.
27. Stirling M., McVerry G., Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Lamarche G. **2012**. National seismic hazard model for New Zealand: 2010 update. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4): 1514–1542. <https://doi.org/10.1785/0120110170>
28. Wadati K. **1928**. Shallow and deep earthquakes. *Geophysical Magazine*, 1: 162–202.
29. Yamasaki T., Seno T. **2003**. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): 2212. <https://doi.org/10.1029/2002JB001918>

Об авторах

НИКИТИНА Маргарита Александровна (ORCID 0000-0001-7578-6392), научный сотрудник, лаборатория теории сейсмического риска, Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, margarita@mitp.ru

РОДКИН Михаил Владимирович (ORCID 0000-0001-8859-1527), доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, лаборатория регистрации и интерпретации волновых полей, Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (Москва), Институт проблем нефти и газа РАН (Москва), лаборатория сейсмологии, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (Южно-Сахалинск), rodkin@mitp.ru

References

1. Abers G.A. **2000**. Hydrated subducted crust at 100–250 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3–4): 323–330. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00007-8)
2. Barnes P.M., Lamarche G., Bialas J., Henrys S., Pecher I., Netzeband G.L., Crutchley G. **2010**. Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Marine Geology*, 272(1–4): 26–48. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012>
3. Burtman V.S., Molnar P. **1993**. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geological Society of America Special Papers*, 281: 1–76. <https://doi.org/10.1130/spe281-p1>
4. Davey F.J., Ristau J. **2011**. Fore-arc mantle wedge seismicity under northeast New Zealand. *Tectonophysics*, 509(3–4): 272–279. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.017>
5. Davies J.H. **1999**. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, 398(6723): 142–145. <https://doi.org/10.1038/18202>
6. Fagereng A., Ellis S. **2009**. On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1–2): 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.033>
7. Giba M., Walsh J.J., Nicol A., Mouslopoulou V., Seebeck H. **2013**. Investigation of the spatio-temporal relationship between normal faulting and arc volcanism on million-year time scales. *J. of the Geological Society*, 170(6): 951–962. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-121>
8. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. **2003**. Subduction factory. 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2030. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
9. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. **2018**. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410): 58–61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
10. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1982**. Fizicheskaya model' glubokofokusnykh zemletriasenii [Physical model of deep-focus earthquakes]. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli* [Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of Solid Earth], 8: 3–12.

11. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1986**. [On relation of motions orientations in the centers of deep-focus earthquakes with Benioff zones morphology]. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli [Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of Solid Earth]*, 1: 3–11.
12. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1989**. The quantitative deep earthquakes model. In: *High Pressure Investigations in Geosciences*. Berlin: Akademie-Verlag, 213–217.
13. Kalinin V.A., Rodkin M.V., Tomashevskaya I.S. **1989**. *Geodinamicheskie efekty fiziko-khimicheskikh prevrashchenii v tverdoi srede [Geodynamic effects of physical and chemical transformations in the solid medium]*. Moscow: Nauka, 157 p.
14. Kirby S., Engdahl R.E., Denlinger R. **1996**. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 195–214. <https://doi.org/10.1029/GM096p0195>
15. Kuz'min M.I., Khlebopros R.G., Didenko A.N., Kozlova S.G., Zakhvataev V.E. **2019**. [A possible relationship between deep-focus earthquakes and structure transition of submolecular SiO₂ fragments in the rocks of a subducting oceanic plate]. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 60(3): 285–300. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2019038>
16. Li W., Chen Y., Yuan X., Schurr B., Mechie J., Oimahmadov I., Fu B. **2018**. Continental lithospheric subduction and intermediate-depth seismicity: constraints from S-wave velocity structures in the Pamir and Hindu Kush. *Earth and Planetary Science Letters*, 482: 478–489. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.031>.
17. Miamura S. **1972**. Seismichnost' Zemli [Seismicity of the Earth]. In: *Zemnaia kora i verkhniaia mantiia [The Earth's Crust and Upper Mantle]*. Moscow: Mir Publ., 93–103.
18. Okazaki K., Hirth G. **2016**. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530(7588): 81–84. <https://doi.org/10.1038/nature16501>
19. Peacock S.M. **1996**. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 119–133. <https://doi.org/10.1029/GM096p0119>
20. Reyners M., Eberhart-Phillips D. **2009**. Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1–4): 299–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.034>
21. Reyners M., Eberhart-Phillips D., Bannister S. **2011**. Tracking repeated subduction of the Hikurangi Plateau beneath New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(1–2): 165–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.011>
22. Rodkin M.V. **1993**. *Rol' glubinnogo fluidnogo rezhima v geodinamike i seismotektonike [Role of deep fluid regime in geodynamics and seismotectonics]*. Moscow: Nats. geofiz. komitet [National geophysical committee], 194 p.
23. Rodkin M.V., Rukavishnikova T.A. **2015**. Oil-formation center as non-equilibrium dynamic system – the model and its comparison to experimental data. *Geologiya Nefti i Gaza = Oil and Gas Geology*, 3: 63–68.
24. Rodkin M.V., Rundkvist D.V. **2017**. *Geofluidogeodinamika. Prilozhenie k seismologii, tektonike, protsessam rudo- i neftegeneza [Geofluids and geodynamics. Application to seismology, tectonics, process of ore and oil-genesis]*: monograph. Dolgoprudny: Intellect Publ., 288 p.
25. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. **2016**. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 95: 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2016.04.001>
26. Romanova V.A., Os'kina G.N. **2011**. Vizualizatsiia obrazovaniia poverkhnosti Kuna [Visualization of Kuna surface forming]. *Vestnik RUDN. Seriya Inzhenernye issledovaniia = RUDN Journal. Engineering Researches*, 4: 13–18.
27. Stirling M., McVerry G., Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Lamarche G. **2012**. National seismic hazard model for New Zealand: 2010 update. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4): 1514–1542. <https://doi.org/10.1785/0120110170>
28. Wadati K. **1928**. Shallow and deep earthquakes. *Geophysical Magazine*, 1: 162–202.
29. Yamasaki T., Seno T. **2003**. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): 2212. <https://doi.org/10.1029/2002JB001918>

Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного желоба

© 2020 Р. Ф. Булгаков*, В. Н. Сеначин, М. В. Сеначин

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

*E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Реферат. Проанализирована современная изученность активных океанических окраин с применением геодинамических моделей, учитывающих ограничения, заданные гравитационными аномалиями. Целью аналитического обзора явилась оценка плотностных характеристик и распределения вязкости в переходных зонах хорошо изученных глубоководных желобов Тихоокеанского региона. Сравнительный анализ позволил распространить оценки этих параметров на Курильский глубоководный желоб. Для переходной зоны Курильского глубоководного желоба можно ожидать среднее превышение плотности погружающейся литосферной плиты в сравнении со слоями мантии на одинаковых глубинах на 0.02–0.05 г/см³. Вязкость мантии меняется от значений максимум 10²³ Па·с в нижних слоях до 10¹⁹ Па·с в зоне мантийного клина. Вязкость погружающейся плиты снижается с глубиной. Вязкость астеносферы может быть на порядок выше вязкости мантийного клина. Мантийный клин переходной зоны Курильского желоба имеет достаточно большие размеры, чтобы быть ответственным за задуговой спрединг и формирование Курильской глубоководной котловины. Аномалии геоида являются важным, дополнительным информативным источником при исследовании глубинной структуры переходных зон.

Ключевые слова: мантийный клин, геоид, субдукция, Курильская зона.

Для цитирования: Булгаков Р.Ф., Сеначин В.Н., Сеначин М.В. Плотностные и реологические неоднородности мантии активных океанических окраин западного сектора Тихого океана и зоны Курильского глубоководного желоба. *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 116–130. <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.116-130>

Density and rheological inhomogeneities in the mantle of the active oceanic margins of western part of Pacific Ocean and the Kuril deep-sea trench area

Rustam F. Bulgakov*, Vladimir N. Senachin, Maksim V. Senachin

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

*E-mail: r.bulgakov@imgg.ru

Abstract. Recent knowledge of active oceanic margins with using of geodynamic simulations under constraints of gravity anomalies is analysed in this work. The aim of the analytical review is estimation of density and viscosity distribution in the subduction zones of the well investigated deep trenches of Pacific Ocean. The comparative analysis allows to apply these parameters estimations to the Kuril subduction zone. For the deep structure of the Kuril trench subduction zone the average excess of descending slab density versus the mantle layers at the same depths in the range for 0.02–0.05 g/cm³ can be expected. The mantle viscosity varies in the range from maximum 10²³ Pa·s within the lower layers to 10¹⁹ Pa·s inside the low viscosity wedge. The viscosity of the descending slab decreases with the depth. The asthenosphere viscosity is probably by 10 factor higher than low viscosity wedge. Low viscosity wedge of the Kuril transition zone should be big enough to be the cause of back-arc spreading and the Kuril deep-sea basin forming. The geoid anomalies are the significant additional informative source for investigation of the deep structure of the transition zones.

Keywords: low viscosity wedge, geoid, subduction, Kuril zone.

For citation: Bulgakov R.F., Senachin V.N., Senachin M.V. Density and rheological inhomogeneities in the mantle of the active oceanic margins of western part of Pacific Ocean and the Kuril deep-sea trench area. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 116–130. (In Russian). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.116-130>

Введение

Исследования недоступных для прямых измерений глубоких слоев земной коры, литосферы и мантии ведутся геофизическими методами. Прогресс вычислительной техники позволяет выполнять моделирование, практически приближенное к естественным условиям, с контролем модели по наблюдаемым геофизическим параметрам. Аномалии геоида и гравитационного поля являются опорными данными, которые верифицируют и определяют граничные условия модели.

Глубоководные желоба с островными дугами, ограничивающими океанические плиты, характеризуются наиболее контрастными и амплитудными аномалиями гравитационного поля Земли. Островная дуга и глубоководный желоб проявляются в аномалиях «в свободном воздухе» в виде системы двух смежных интенсивных экстремумов – положительного над островной дугой и отрицательного над желобом.

Зависимость гравитационных аномалий и аномалий геоида от изменений плотности и вязкости выполняет роль инструмента, позволяющего исследовать плотностные неоднородности и распределение вязкости глубоких слоев литосферы и мантии переходных зон глубоководных желобов. К настоящему времени предложено большое количество моделей, объясняющих многообразие строения и динамики переходных зон. Представляется, что сравнительный анализ наиболее релевантных моделей позволит оценить возможные характеристики глубинного плотностного разреза и распределения вязкости в субдукционной системе Курильского глубоководного желоба, несколько обойденной исследователями в плане геодинамического моделирования.

Модели

активных океанических окраин с учетом ограничений, заданных гравитационными аномалиями

Первые плотностные модели активных окраин, построенные еще в 1950–1960-х годах, объясняли гравитационные аномалии изменениями мощности земной коры [Уэрзел, Шербет, 1957; Talwani et al., 1959].

Другие авторы [Watts et al., 1974; и др.] считали, что наблюдаемые значения гравитационного поля в большей степени обусловлены рельефом, чем плотностными особенностями литосферы и верхней мантии. В работе [Grow, Bowin, 1975] утверждается, что, хотя рельеф значительно влияет на гравитационное поле и отражается в аномалиях «в свободном воздухе», это, тем не менее, не исключает наличие высокоплотного материала погружающейся плиты в мантийных слоях под надвигающейся плитой. Доказательством этого служит значительное уменьшение гравитационной аномалии на расстояниях 100–200 км от желоба, что не может свидетельствовать в пользу аномалии топографического происхождения. Да и сейсмические данные требуют корректировки в сторону усложнения простой плотностной модели, объясняющей гравитационные аномалии в переходной зоне только особенностями резко контрастного рельефа.

Использование данных сейсмопрофилирования позволило оценить амплитуду «остаточных мантийных» аномалий после снятия влияния на гравитационное поле плотностных неоднородностей земной коры. Максимальный перепад остаточных мантийных аномалий, как оказалось, может достигать 500 мГал [Гайнанов и др., 1986].

После широкого распространения парадигмы тектоники плит объяснения причин контрастных гравитационных аномалий переходных зон океанических окраин стали базироваться на интерпретации механизма погружения литосферной плиты – слэба с отрицательной плавучестью. Такой подход определял доминирование сил, затягивающих слэб, преодолевающих вязкое сопротивление менее плотных, нижележащих слоев мантии [Forsyth, Uyeda, 1975]. Как постулировали [Krien, Fleitout, 2008], попытки объяснить силы, которые движут или регулируют процессы в тектонике плит, остаются основной целью геодинамики в последние четыре десятилетия.

Начиная с 1970 г. появился ряд работ, где изучался термальный режим погружающихся в мантию холодных литосферных плит [Маккензи, 1975; Kogan, 1975; Oxburg, Turcott, 1970; Sager, 1980; Toksoze et al., 1973].

Так, по расчетам, приведенным в [Oxburg, Turcott, 1970], погружающаяся плита может сохранять пониженную температуру до глубины 500–800 км, а возможно, и более. Это обуславливает сохранение повышенной плотности в погружающейся плите относительно вмещающей мантии. На основании расчетов температуры в погружающейся плите Д. Григгс [Griggs, 1972] сделал оценку аномального уплотнения в ней – $(+0.15) \text{ г/см}^3$. Гравитационный эффект от такой плиты в модели составляет более 200 мГал [Griggs, 1972].

Плотностные модели на основе термального режима, отражающие процессы в верхней мантии в соответствии с представлениями тектоники плит, были построены для Чилийского желоба [Grow, Bowin, 1975]. В этих моделях учитывалось изменение плотности слэба в соответствии с увеличением давления, температурным градиентом, вещественным составом, петрологическими фазовыми изменениями. Характерной особенностью этих моделей являлось то, что плотность в основной, мантийной части погружающейся плиты превышала плотность вмещающей астеносферы и верхней мантии на 0.05 г/см^3 . В моделях [Grow, Bowin, 1975] учитывался фазовый переход базальтов океанической коры в эклогит на глубинах около 30 км с увеличением плотности до 3.56 г/см^3 , что давало локальные превышения плотности океанической коры в погружающейся плите на $0.15\text{--}0.28 \text{ г/см}^3$. Учитывались также фазовые переходы перидотита, которые в условиях пониженных температур происходят на меньших глубинах и дают дополнительное повышение плотности в погружающемся блоке литосферы на 0.05 г/см^3 .

В [Гайнанов и др., 1986] для выявления связи между углом наклона и глубиной погружающейся плиты в распределении плотностей мантийных аномалий выполнено плотностное моделирование переходных зон Тихого океана по 38 профилям. Выделены две группы плит: в одной не оказалось связи между углом наклона плиты и глубиной погружения, в другой угол наклона увеличивался с глубиной погружения. При этом пространственной зависимости расположения обоих типов плит не обнаружилось, оба типа

погружения могли находиться в единой переходной зоне. Если сопоставить остаточные мантийные аномалии гравитационного поля, полученные в различных районах переходных зон тихоокеанского типа, с модельными гравитационными аномалиями от погружающихся литосферных плит, то превышение плотности погружающейся плиты у данных авторов оказалось наиболее оптимальным, со значениями близкими к минимальным: $+0.02 \text{ г/см}^3$ [Гайнанов и др., 1987]. При моделировании плотностей они учитывали распределение сейсмических скоростей в литосфере и астеносфере. Анализ сейсмических скоростей показал увеличение мощности астеносферы с одновременным понижением ее плотности для Филиппинского, Охотского и Японского морей. Максимальное разуплотнение до -0.6 г/см^3 выявляется в междугорном бассейне Западного и Восточного подводных хребтов Филиппинского моря [Гайнанов и др., 1987].

Dziewonski с соавторами [Dziewonski et al., 1981] по результатам анализа сейсмической активности предложили глобальную модель Preliminary Reference Earth Model (PREM). В модели PREM понижение плотности в астеносфере на глубинах 100–150 км достигает 0.015 г/см^3 относительно вышележащих слоев мантии.

Авторы работы [Ganguly et al., 2008] рассчитали минералогические характеристики мантии и литологические составные субдуцирующего океанического слэба для широких P–T условий и затем конвертировали их, используя подходящие P–V–T условия, в значения плотности. Для глубин 400–660 км они получили превышение плотности слэба над окружающей мантией примерно на $0.04\text{--}0.05 \text{ г/см}^3$ на одинаковых интервалах глубины. Для всей верхней мантии разница в плотностях немного меньше, но слэб оставался более тяжелым. Для глубин ниже 670 км, даже сохраняя большую плотность, слэб не всегда проникал в нижнюю часть из-за наличия «скачка вязкости», пологого угла погружения, различных процессов вроде «ролл бак», метастабильного состояния оливина в холодном слэбе.

Результаты термодинамического моделирования динамики химико-минералогического состава погружающейся в мантию плиты до глубины 250 км показали [Duesterhoeft et al., 2014], что в начале погружения плиты основную роль в образовании отрицательной плавучести играет механизм уплотнения мантийной части литосферы. Эклогитизация океанской коры вносит вклад в увеличение отрицательной плавучести позже, спустя по крайней мере 2 млн лет после начала погружения.

В месте перегиба погружающейся плиты, от оси желоба до внешнего вала желоба с океанской стороны, образуются трещины, которые ведут к разуплотнению верхней части плиты, что было подтверждено результатами гравиметрического моделирования [Hunter, Watts, 2016; Zhang et al., 2018].

Динамическое и кинематическое моделирование с учетом гравитационных аномалий на субдукционных системах давало объективную возможность получить обратную связь и корректировать модели исходя из реальных условий земных недр. Авторы [Krien, Fleitout, 2008] после анализа широкого ряда моделей, выполненных под контролем ограничений, обусловленных гравитационными аномалиями и рельефом, отмечая недостатки известных моделей (такие как сохранение депрессии в тыловой части переходной зоны, ненормально контрастный рельеф, проблемы воспроизведения аномалий в зоне сочленения плит), пришли к выводу о необходимости дальнейшей работы с целью создания и совершенствования «самосогласованных» (self-consistent) моделей, связывающих аномалии масс с потоками и напряжениями в мантии, для достижения удовлетворительного приближения модели к наблюдаемым аномалиям и условиям.

Судя по разбросу в оценках разных исследователей, следует ожидать, что плотность погружающейся литосферной плиты на протяжении погруженной части, вероятнее всего, варьирует, и, соответственно, превышение плотности над вмещающими слоями мантии также различается. Плотность плиты изменяется как вдоль погружающейся части литосферной плиты, так и по ее поперечному

сечению. Для Курильской субдукционной системы, если сопоставить ее по морфологическим и кинематическим признакам с другими системами, следует ожидать среднее превышение плотности погружающейся литосферной плиты относительно слоев мантии на одинаковых глубинах – 0.02–0.05 г/см³.

С получением данных спутниковой альтиметрии и прямых замеров формы геоида для оценок плотностных неоднородностей глубоких слоев земных недр стали использоваться аномалии геоида. Работы [MacAdoo, 1980, 1982; Hager, 1983] показали, что повышенная плотность погружающейся плиты непременно будет проявляться в аномалиях геоида, в то время как в гравиметрических наблюдениях выделить составляющую от погружающейся плиты сложно. По оценке [Chapman, Talwani, 1982], если за островной дугой малоплотный материал мантии изменит глубину своей границы на 5 км, то это изменит высоту геоида на 10 м. Для сравнения – гравитационная аномалия изменится только на 10 мГал. При этом следует отметить, что высота геоида на переходных зонах меняется в диапазоне 60 м, а изменения гравитационных аномалий достигают 500 мГал.

Преимуществом изучения аномалий геоида при исследовании мантийных свойств явилась, как показано в [Hager, 1983], связь формы геоида с изменениями вязкости в литосферных и мантийных слоях. Наличие аномалий повышенной плотности слэба гарантирует в нижней мантии наличие аномалий геоида, демонстрируя, как плита прошла транзитную зону и погрузилась в нижнюю мантию. Отмечено, что неоднородности в нижней мантии могут проявляться в длинноволновых аномалиях геоида при превышении вязкости нижней мантии относительно верхней в 30 раз [Tosi et al., 2009]. Наличие латеральных вариаций вязкости в литосфере в форме ослабленных, краевых зон плит увеличивает контраст рельефа, проявляясь в выраженных аномалиях геоида [Tosi et al., 2009].

Погружающаяся плита от желоба формирует аномалии геоида, с вариациями для разных случаев, начиная на расстоянии приблизительно за 3000 км до желоба в виде плавного подъема поверхности геоида

до 20–60 м. Обычно аномалия продолжается за желоб в задуговой бассейн – окраинное море, в одних случаях сохраняя свой уровень, а в других слабо понижая его. При этом депрессия динамического рельефа, обусловленная впадиной окраинного моря, чаще всего не отражается в адекватном понижении уровня геоида, что вызывало вопрос о механизме сохранения повышенного уровня геоида.

Совместный анализ аномалий геоида и гравитационных аномалий в задуговой области переходной зоны подтвердил необходимость введения «мантийного клина» с пониженной плотностью (рис. 1), выделяющегося по затуханию поперечных сейсмических волн, для достижения соответствия в модели между наблюдаемыми значениями уровня геоида и рассчитанными с учетом погружающейся плиты повышенной плотности [Chapman, Talwani, 1982]. На рисунке мантийный клин обозначен как low Q zone над поддвигающейся плитой. В дальнейшем очень детальное исследование разуплотненной зоны мантийного клина было выполнено для Японских островов [Honda, 2017]. В зоне мантийного клина была выделена «мелкомасштабная конвекция» (small scale convection – SSC).

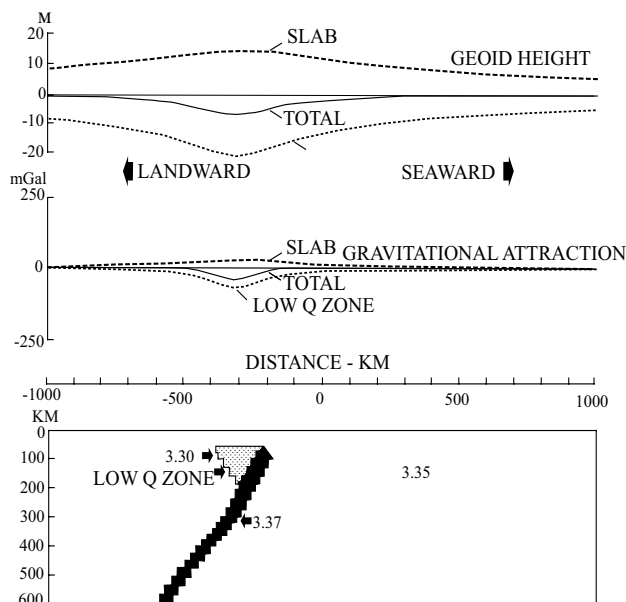


Рис. 1. Гравитационный эффект погружающейся плиты и разуплотненной зоны над поддвигающейся плитой [Chapman, Talwani, 1982]. Geoid height – высота геоида, seaward – морская сторона, landward – в сторону суши, gravitational attraction – гравитационное притяжение.

Fig. 1. Gravitational effect of descending slab and low-Q zone [Chapman, Talwani, 1982].

В работе [Billen et al., 2003] по результатам двухмерного и затем, с учетом полученных результатов, трехмерного динамического моделирования для Тонга–Кермадек подтверждена необходимость включения в расчет мантийного клина низкой вязкости (LVW – low viscosity wedge), с вязкостью ниже, чем в астеносфере, и, соответственно, пониженной плотности. Клин с пониженной вязкостью позволяет оторваться (decouple) надвигающейся плите от нисходящего потока, вызванного погружением слэба, что обуславливает уменьшение амплитуды отрицательного динамического рельефа в надвигающейся плите и смену режима напряжения в слэбе от направленного вниз растяжения в направленное вниз сжатие.

На рис. 2 представлены профили по результатам динамического моделирования [Billen et al., 2003] с включением и без включения зоны LVW. Лучшее совпадение наблюдаемой аномалии с результатами моделирования с учетом также профиля динамического рельефа дала модель с включением обширной (500 км) зоны пониженной

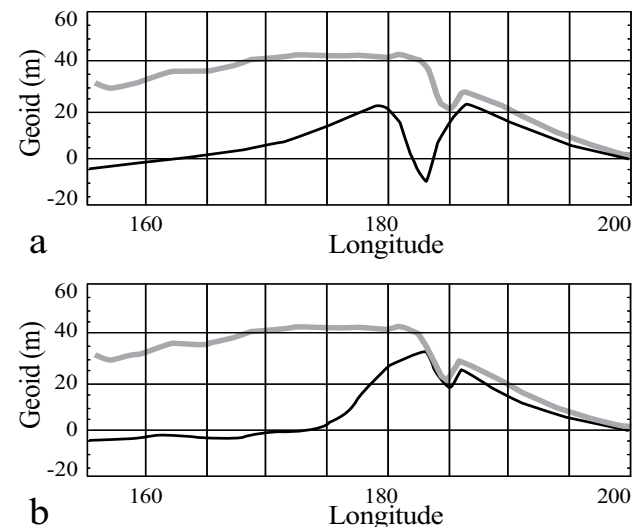


Рис. 2. Профили геоида для сравнения моделей субдукции Тонга–Кермадек из работы [Billen et al., 2003]: (a) без включения LVW, (b) с включением в модель зоны LVW, распространяющейся от желоба на 500 км на запад от поддвигающейся плиты. Толстая серая линия – наблюдаемый профиль, тонкая черная – расчетный профиль.

Fig. 2. Tonga-Kermadec subduction zone geoid modeling profiles for comparison from [Billen et al., 2003a]: (a) without LVW, (b) LVW included and prolonged for 500 km to the west from slab. Thick gray color line – observed profile, thin black color line – modeling profile

вязкости (рис. 2б). Худшее совпадение наблюденной аномалии с моделированной (рис. 2а), как объясняют авторы, есть результат отсутствия компенсации депрессии геоида, вызванной погружающимся слэбом. Подробно механизм компенсации показан в приложении.

При значительной длине зоны с пониженной вязкостью начинается растяжение в задуговой области – бакспрединг. Правда, авторы [Billen et al., 2003] отмечают, что из их модели невозможно определить: LVW – это результат бакспрединга или его причина.

Позже, сравнивая аномалии геоида переходной зоны желоба Тонга–Кермадек и переходной зоны Алеутского желоба, [Billen, Gurnis, 2003] обратили внимание, что на Алеутской системе для достижения соответствия между наблюдаемым и расчетным значениями не требуется обширной зоны с низкой вязкостью, такой большой, как для Тонга–Кермадек.

Для Алеутской системы в зоне LVW плотность была ниже окружающей мантии на 10 кг/м^3 , на Тонга–Кермадек – на 20 кг/м^3 . Вязкость в модели принималась для литосферы $3 \cdot 10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$, астеносферы – $3 \cdot 10^{20} \text{ Па} \cdot \text{с}$, переходной зоны (400–660 км) – $3 \cdot 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$, нижней мантии – $3 \cdot 10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$. Слэб имел максимум вязкости $3 \cdot 10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$, по мере погружения его вязкость уменьшалась. Вязкость внутри LVW – $3 \cdot 10^{19} \text{ Па} \cdot \text{с}$.

Авторы работы [Manea, Gurnis, 2007] детализировали и расширили исследование, подтвердив методами динамического моделирования значимость влияния зон LVW на динамику и структуру переходных зон. В модель включали различные по параметрам зоны LVW и отдельно зоны LVC (low viscosity channel) – каналы с низкой вязкостью. Моделировали для различных значений вязкости, размеров, глубины проникновения, оценивали расстояние от оси желоба до вулканической гряды при различных параметрах LVW и LVC, учитывали скорость и направление смещения желоба. Результаты моделирования от этих вводных дали зависимости угла наклона слэба, глубины проникновения в мантию, толщины слэба, возраста, распределения давления и вязкости.

Выяснилось, что без включения LVW в модель система субдукции не функционировала, слэб не погружался в мантию, а утолщался. Включение LVW изменило картину кардинально: слэб перестал утолщаться и погрузился в мантию, угол наклона слэба увеличился при понижении вязкости. Схожий эффект был получен от увеличения глубины зоны пониженной вязкости LVW до 400 км: угол наклона слэба также увеличивался. Любопытно, что простое уменьшение вязкости верхней мантии не давало увеличения угла наклона слэба, необходимо было введение мантийного клина с пониженной вязкостью, чтобы образовать зону декаплинга между слэбом и наддвигающейся плитой.

Зоны LVC, как отмечено в [Manea, Gurnis, 2007], были установлены наблюдениями в Японии и на Аляске. Каналы пониженной вязкости выглядят как узкие разломы и зоны «сдвига» (shear). Что-то подобное было обнаружено на Курилах [Федотов, Кузин, 1963]. Реасок [Reasock, 2000] интерпретировал такие низкоскоростные каналы как участки, на которых субдуцированная океаническая кора не трансформировалась в эклогит. Такой низкоскоростной канал прослеживался в высокотемпературной субдукционной зоне до глубины 60 км, а в низкотемпературной – до глубины 150 км. Включение в модель LVC давало поведение слэба схожее с его поведением при включении в вычисления LVW; правда, в модели глубина проникновения LVC достигала 400 км.

Анализ расчетов расстояния от вулканической гряды до оси желоба показал, что при малом, в 2 раза, снижении вязкости в LVW или установлении расчетной глубины LVW 200 км вулканическая гряда отходила от желоба на большое расстояние до 320–380 км, тогда как при значительном, в 20 раз, уменьшении вязкости или увеличении глубины LVW до 400 км расстояние уменьшалось до 220–280 км. При включении в модель отступления (retreat, roll back) желоба угол наклона слэба уменьшался. При этом значительное снижение вязкости LVW увеличивало наклон слэба, такой же эффект производило увеличение глубины до 400 км [Manea, Gurnis, 2007].

Принимая переходные зоны желобов Тонга–Кермадек и Алеутского крайними членами в ряду разнообразия активных окраин океанических плит по такому признаку, как размер и глубина распространения мантийного клина LVW, при сохранении приблизительно одинаковыми плотностных характеристик, мы решили проанализировать аномалии геоида для переходной зоны Курильского желоба и определить ее место в этом ряду.

Аномалии геоида на активных окраинах океанических плит – Тонга–Кермадек, Алеутской, Марианской и Курильской

С учетом выявленных особенностей в гравиметрических аномалиях переходных зон окраин океанических плит было выполнено сравнение аномалий геоида по профилям через зоны Тонга–Кермадек и Алеутскую, как хорошо изученных и контрастно различающихся зонами распространения LVW – мантийных клиньев с низкой вязкостью [Billen, Gurnis, 2003], с одной стороны, и через Марианскую и Курильскую зоны, с другой. Расположение профилей указано на рис. 3.

Так как нас интересовали средне- и длинноволновые аномалии геоида, решили ограничиться профилями, построенными по гриду геоида EGM96 (https://cddis.nasa.gov/926/egm96/new_improved.html#geoidgrid), несмотря на доступность более точной модели геоида EGM2008. Профили геоида были построены вдоль намеченных линий в программном пакете Generic Mapping Tools GMT (<https://www.generic-mapping-tools.org/>). Для разделения длинно-средневолновой и коротковолновой компонент был применен фильтр Баттерворта. Параметры фильтра для выделения длинно-средневолновой составляющей – центральная длина волны среза 600 км и порядок крутизны среза 8, для выделения коротковолновой – центральная длина волны среза 300 км и порядок крутизны среза 4. Профили рельефа дна построены по гриду, взятому из базы данных TOPEX (https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi). Фильтр Баттерворта был реализован в Microsoft Excel с использованием встроенной надстройки быстрого преобразования Фурье. Для расчета использовалось соотношение

$$F(k) = 1/[1 + (k/k_c)^n],$$

где k_c – центральное волновое число, n – порядок (степень) фильтра [Sheriff, 1997].

Профили аномалий геоида в средне-длинноволновой части (с длиной волны более 600 км) совместили с профилями, построенными по геоиду EGM96, без дополнительной фильтрации (рис. 4 а, б). У таких профилей (при степени 360 и порядке гармоник геоида EGM96) минимальная длина волны 110 км. На другой график (рис. 5 а, б) нанесли профили с длинами волн менее 300 км, которые совместили с рельефом. С каждым профилем был совмещен профиль плоскости погружающейся плиты, снятый из трехмерной модели зон субдукции [Hayes et al., 2012].

Визуальный анализ профилей очевидным образом демонстрирует разницу в средне-

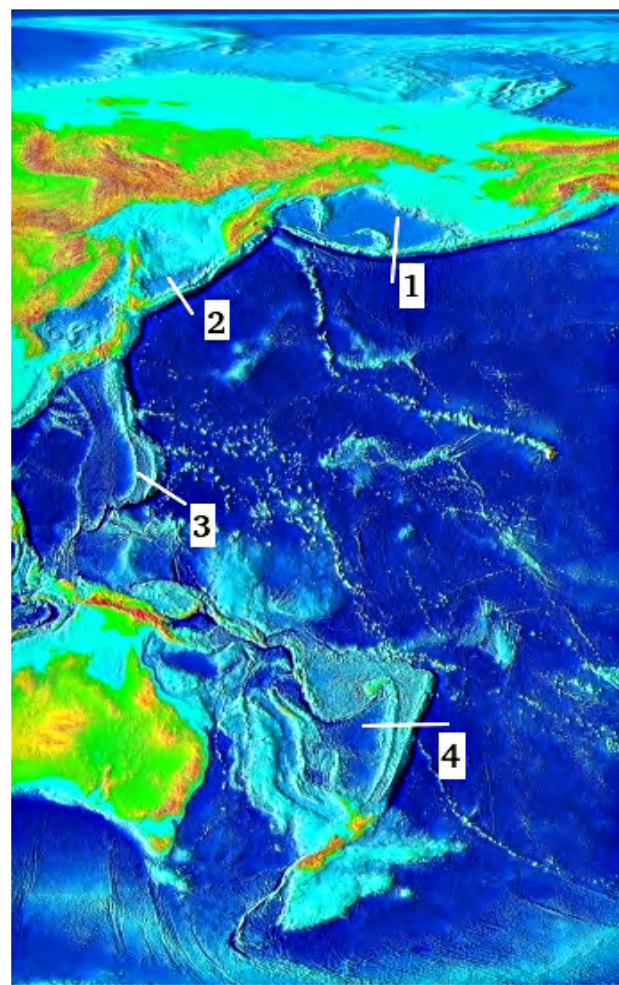


Рис. 3. Расположение профилей через: 1 – Алеутскую систему, 2 – Курильскую систему, 3 – Марианскую систему и 4 – Тонга–Кермадек.

Fig. 3. Profiles location: 1 – Aleutian system, 2 – Kuril system, 3 – Mariana system, 4 – Tonga–Kermadec.

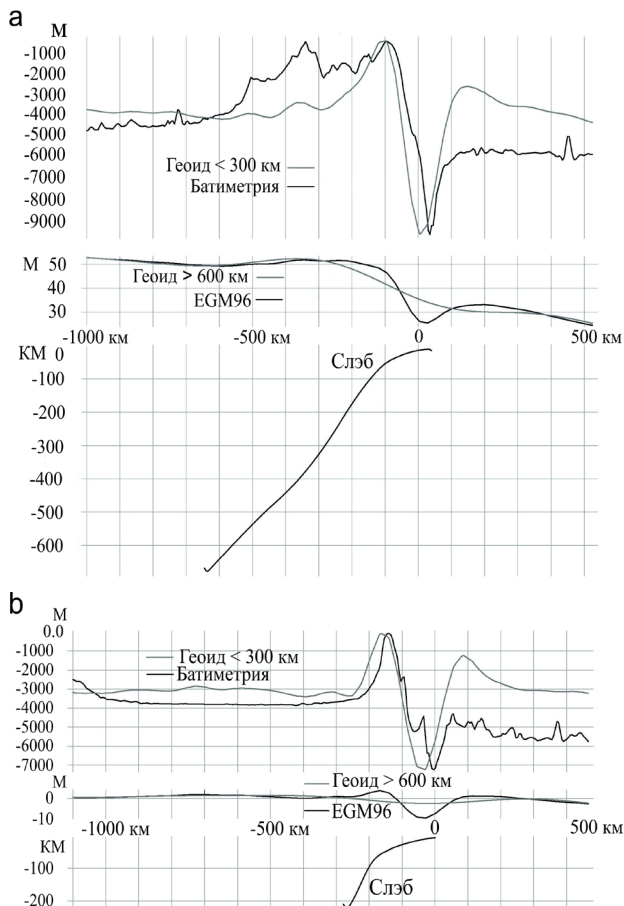


Рис. 4. Профили через переходные зоны глубоководных желобов Тонга–Кермадек (а) и Алеутского (б). Расположение профилей см. на рис. 3.

Fig. 4. Profiles cross Tonga–Kermadec (a) subduction zone and Aleutians (b) subduction zone. Profiles location see in the fig. 3.

и длинноволновых (линия геоид > 600 км) аномалиях геоида для Тонга–Кермадек и Алеутской дуги. Первая особенность – это резкое увеличение, в сравнении с Алеутами, высоты геоида на Тонга–Кермадек, образование ступени высотой практически 30 м в тыловой части переходной зоны. На Алеутах нет ступени в средне-длинноволновой части геоида, выявляется лишь незначительное превышение в пределах 1–2 м. Коротковолновая часть спектра (линия геоид < 300 км) показывает свою обусловленность в большей степени рельефом, ну и частично, должно быть, неоднородностями в коре.

К сожалению, трехмерная модель [Hayes et al., 2012] погружающейся плиты в отношении трассирования ее на глубину показывает не все тело плиты, как сейчас установлено по сейсмической томографии [Goes et

al., 2017], а только верхнюю часть, выстроенную по сейсмическим событиям. Плита на Тонга–Кермадек отрисована практически до нижней мантии – 670 км, на Алеутах она ограничивается глубиной 200 км, чуть ниже астеносферы. Линия слэба на рисунках нанесена с отношением вертикального масштаба к горизонтальному 1 : 1 и демонстрирует реальные угол наклона и конфигурацию. Для Тонга–Кермадек и Алеутской дуги видна разница в конфигурации верхней части слэба в районе его перегиба, на Тонга–Кермадек перегиб вниз начинается на расстоянии около 100 км от желоба, тогда как на Алеутах пологая часть плиты до перегиба тянется на расстоянии 200 км. Угол наклона плиты практически одинаковый.

Если брать в расчет, что отмеченные различия в аномалиях геоида и трассировки слэба вызваны наличием в первом случае обширной разуплотненной зоны мантийного клина с низкой вязкостью и ее отсутствием во втором, то это может служить инструментом для изучения других переходных зон, в частности переходной зоны Курильского желоба.

На рис. 5 показаны аналогичные профили через Курильскую систему и для сравнения через переходную зону Марианского желоба. Как и для Тонга–Кермадек и Алеутского желоба, представлены средне-длинноволновая составляющая, рельеф и коротковолновая составляющая геоида с трассой слэба. Ступень в средне-длинноволновой составляющей геоида на обоих профилях меньше по амплитуде, чем на Тонга–Кермадек, но больше, чем на Алеутах, она немного превышает 10 м. В коротковолновой части во всех случаях заметны неровности, обусловленные коровыми неоднородностями и рельефом. Но надо отметить, что Курильская система отличается от других тем, что тенденция в рельефе западнее глубоководной Курильской котловины на повышение рельефа (от минус 3600 м до 0 м и выше) в аномалиях геоида не отражается.

Также отметим, что под Курильской глубоководной котловиной в длинноволновом спектре проявляется локальный максимум

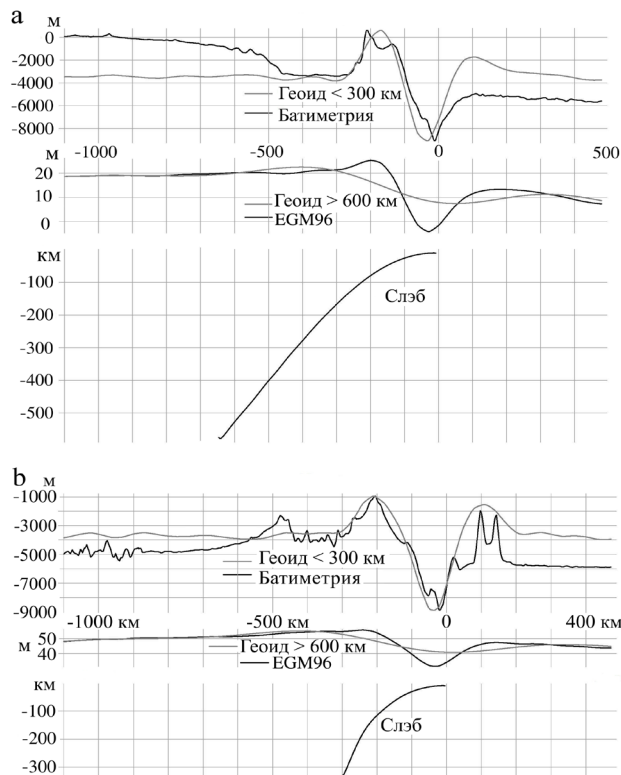


Рис. 5. Профили через Курильский (а) и Марианский (б) глубоководные желоба. Расположение профилей см. на рис. 3.

Fig. 5. Profiles cross Kuril (a) subduction zone and Mariana (b) subduction zone. Profiles location see in the fig. 3.

в первые метры (рис. 5а), который объясняется повышенной плотностью поддвигающейся плиты. Подобный локальный максимум, правда в меньшей степени, выделяется и на остальных разрезах.

Обсуждение

Если принять, что ступень в аномалиях геоида указывает на существование и размеры клина с низкой вязкостью над погружающейся плитой, то для Курильской и Марианской систем следует, исходя из характера средне-длинноволновой части спектра аномалий ге-

оида, признать возможность наличия такого «клина», но, может быть, менее обширного, чем в случае с Тонга–Кермадек. Особенностью субдукционной системы Тонга–Кермадек, как и Марианской, является активный задуговой спрединг, которого нет в Алеутской системе. Курильская глубоководная котловина проявляет признаки работающей рифтовой системы, по крайней мере имеет вулканы плейстоценового возраста [Емельянова, Леликов, 2009], относительно высокий уровень теплового потока [Сергеев, 2006; Honda, 2017], ось Курильского глубоководного желоба мигрирует, по большинству использованных «каркасов отсчета» (reference frame), в сторону поддвигающейся плиты [Coltice et al., 2017]. На Сахалине, расположенном на продолжении задуговой области, обнаружены структуры, которые имеют все признаки отмершей субдукционной системы [Kimura, Tamaki, 1986; Гранник, 1999, 2017; Родников и др., 2014]. Таким образом, как это показывает таблица, переходная зона Курильского глубоководного желоба имеет сходство с субдукционными системами Тонга–Кермадек и Марианской, но отличается от Алеутской, несмотря на практически одинаковую с ней по глубине задуговую впадину. Это различие подтверждено геологическими данными [Чехович и др., 2019].

Образование задуговой впадины Алеутской островной дуги логично объясняется прогибанием наддвигающейся литосферной плиты и затягиванием погружающегося слэба в отсутствие декаплинга, тогда как механизм образования Курильской впадины – растяжение и спрединг в результате функционирования мантийного клина с пониженной вязкостью.

Таблица. Основные оценочные параметры сравниваемых переходных зон океанических окраин
Table. Main estimation parameters of compared subduction zones of oceanic margins

	Тонга–Кермадек	Алеутская	Марианская	Курильская
Аномалии геоида, м	~30	~1–2	~10	~10
Мантийный клин	Есть	Нет	Есть	Есть
Задуговой спрединг	Есть	Нет	Есть	Есть
Реликтовая дуга	Есть	Нет	Есть	Есть
Возраст плиты, млн лет [Sdrolias, Müller, 2006]	90–130	20–90	140–160	80–120

Объяснение эволюции во времени субдукционных систем дивергентного типа [Ficini et al., 2019] предложено [Handayani, 2004] иллюстрировать последовательностью событий, как на рис. 6. То есть работа вулканического очага, который находится в мантийном клине LVW погружающейся плиты, со временем, при участии «ролл бак»-процесса, порождает растяжение–спрединг в задуговой области, в результате которого старая субдукционная конструкция отмирает и удаляется от глубоководного желоба.

В задуговой области системы Тонга–Кермадек положительная ступень в аномалиях геоида обусловлена обширным клином с низкой вязкостью. Материал с пониженной вязкостью «затягивает» депрессию, вызванную погружением слэба, и тем самым компенсирует понижение уровня геоида, вызванное положительной гравитационной аномалией плотной плиты. В Алеутской же области, предположительно, компенсации депрессии, вызванной погружающимся слэбом, не происходит, что и обуславливает существование глубоководной впадины.

Изостатически нескомпенсированный динамический рельеф Курильской глубоководной котловины в аномалиях геоида компенсируется плотной поддвигающейся плитой. Сама Курильская котловина находится на расстоянии около 200 км от оси желоба и простирается еще на 300 км.

Если обратиться к результатам моделирования мантийного клина с низкой вязкостью

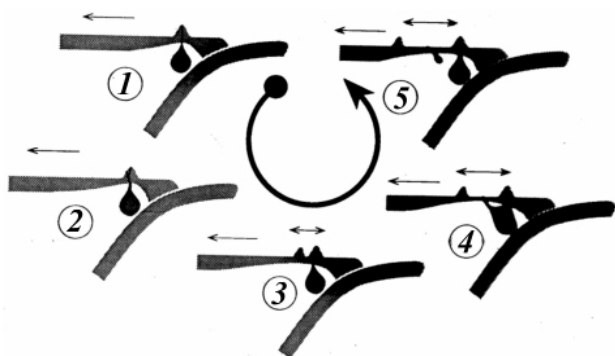


Рис. 6. Вулканический цикл развития задуговых бассейнов [Handayani, 2004]. Цифры указывают последовательность процесса.

Fig. 6. Arc-backarc basin volcanic cycle [Handayani, 2004]. Digits in circle demonstrate the consequence of the cycle process.

LVW, выполненного [Manea, Gurnis, 2007] для разных условий, то в Алеутской системе выделяется длинный субгоризонтальный участок, превышающий 200 км в верхней части слэба, который свидетельствует об отсутствии LVW или его малом размере и недостаточном снижении вязкости. Об этом же говорит и малое расстояние, менее 200 км, от оси желоба до вулканической гряды.

Для слэба Курильской гряды характерен меньший угол наклона в сравнении с Марианским. Объяснить эту особенность можно также исходя из результатов работы [Manea, Gurnis, 2007]. Отступление (retreat) желоба Курильской системы от наддвигающейся плиты происходит со скоростью от 1.9 до 3.0 см/год (если брать в расчет «каркасы» отсчета «Indo-Atlantic hot spot reference frame (02005+D1994)» или «No-net-rotation reference frame (K2003)», относительно которых измерялось движение надвигающейся плиты) [Coltice et al., 2017], тогда как Марианский желоб демонстрирует наступление (advance) в сторону надвигающейся плиты. Различие в кинематике желобов объясняет меньший угол наклона поддвигающейся плиты Курильской субдукционной системы. Правда, остается необъясненным, почему при выборе отсчета «Pacific hot spot reference frame (G&G2002)» [Coltice et al., 2017] Курильский желоб движется в сторону надвигающейся плиты, но это уже задача отдельного исследования.

При отступлении желоба от надвигающейся плиты резонно ожидать растяжения в задуговой области, что, собственно, оправдывает образование и существование Курильской глубоководной котловины.

Заключение

Гравиметрические измерения, выполненные за последние десятилетия, в том числе и с аппаратов космического базирования, прогресс в увеличении вычислительных мощностей, широкое применение методов численного моделирования с учетом гравитационных полей заметно способствовали общему прогрессу в исследованиях глубинного строения Земли.

Дополнительные возможности для изучения характеристик глубинного строения океанических окраин были получены при исследованиях аномалий геоида. Средне-длинноволновые аномалии геоида в задуговой области непосредственно связаны с особенностями динамики субдукции переходных зон, в том числе переходной системы Курильского глубоководного желоба.

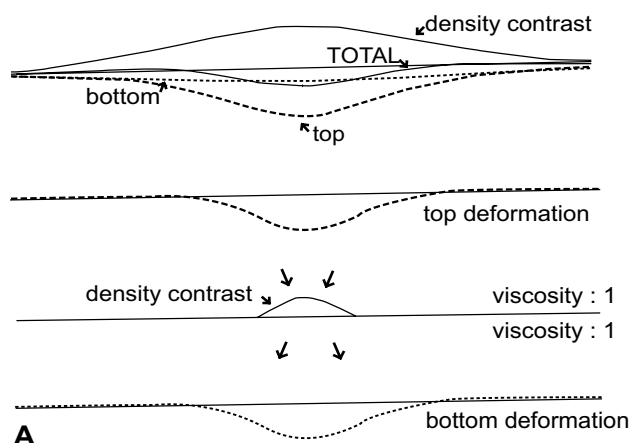
Надо с большой вероятностью ожидать, что переходная зона Курильского глубоководного желоба имеет заметный по размерам мантийный клин (LVW) с пониженной вязкостью и плотностью.

Предварительно, в сопоставлении с другими океаническими окраинами, для глубинного разреза под островами Большой Ку-

рильской гряды можно принять следующие значения вязкости: нижняя мантия – максимум 10^{23} Па·с; транзитная зона – 10^{21} Па·с; астеносфера – 10^{20} Па·с; мантийный клин (LVW) – 10^{19} Па·с, среднее превышение плотности погружающейся литосферной плиты относительно слоев мантии на одинаковых глубинах – $0.02\text{--}0.05$ г/см³.

Исследования в области изучения глубинных мантийных плотностных и реологических неоднородностей активных океанических окраин имеют принципиальное значение для понимания эволюции и прогноза широко известных рисков, связанных не только с сейсмическими и вулканическими опасностями, но и с состоянием окружающей среды планеты.

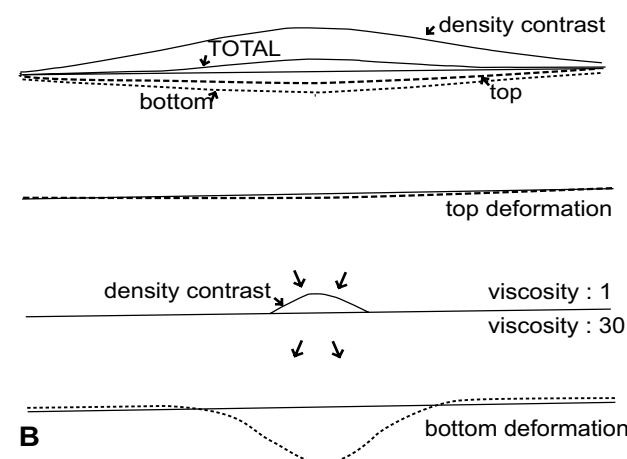
Приложение



Образование аномалий геоида, обусловленных плотностными неоднородностями, при изменении вязкости [Hager, 1983].

A. Отрицательное суммарное значение аномалии геоида (жирная линия) от куполовидного источника положительной плотностной аномалии, расположенного в середине слоя с постоянной вязкостью по всему слою. Компоненты аномалии геоида: источник плотностной аномалии (тонкая линия) плюс динамическая деформация верхней границы слоя (штриховая линия) и плюс динамическая деформация нижней границы слоя (пунктирная линия).

B. Положительное суммарное значение аномалии геоида. Компоненты аномалии те же, отличие – в увеличении вязкости нижней половины слоя в 30 раз.



Geoid anomalies forming caused by the density inhomogeneities when viscosity changing [Hager, 1983].

A. Negative total value of the geoid anomaly (thick line) from the quaquaversal source of the positive density anomaly, located in the middle of the layer with constant viscosity throughout the whole layer. Components of the geoid anomaly: source of the density anomaly (thin line) plus dynamics deformation of the upper boundary of the layer (dashed line) and plus dynamics deformation of the bottom boundary of the layer (dotted line).

B. Positive total value of the geoid anomaly. The anomaly components are the same, the difference is in increasing of viscosity of bottom half of the layer by 30 times.

Список литературы

1. Гайнанов А.Г., Гилод Д.А., Мелихов В.Р. **1986**. Плотностное моделирование литосферы переходных зон Тихоокеанского типа. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4, Геология*, 3: 81–88.
2. Гайнанов А.Г., Гилод Д.А., Мазурова И.С., Строев П.А. **1987**. Гравитационное поле и строение литосферы Филиппинского моря. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4, Геология*, 3: 70–78.
3. Гранник В.М. **1999**. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов. *Докл. АН*, 366(1): 79–83.
4. Гранник В.М. **2017**. Позднекайнозойские изверженные породы анивской свиты полуострова Крильон (о. Сахалин). *Геосистемы переходных зон*, (4): 3–20. doi:10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020.
5. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. **2009**. Позднеолигоцен-плейстоценовые этапы вулканизма и геодинамики глубоководных котловин Японского и Охотского морей. В кн.: *Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, 16–20 ноября 2009, Москва*. М.: ГЕОС, 1: 54–58.
6. Маккензи Д.П. **1975**. Тектоника плит. В кн.: *Природа твердой Земли*. М.: Мир, 180–209.
7. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. **2014**. *Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин*. М.: Научный мир, 172 с.
8. Сергеев К.Ф. **2006**. *Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря*. М.: Наука, 130 с.
9. Уэрзел Дж.Л., Шербет Г.Л. **1957**. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков. В кн.: *Земная кора*. М.: Изд-во иностр. лит., 101–113.
10. Федотов С.А., Кузин И.П. **1963**. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов. *Известия АН СССР, Серия геологическая*, 5: 67–78.
11. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Шеремет О.Г. **2019**. Сравнительная геодинамика формирования Алеутской и Идзу-Бонин-Марианской островодужных систем. *Геотектоника*, 1: 27–43.
12. Billen M., Gurnis M. **2003**. Comparison of dynamic flow models for the Central Aleutian and Tonga-Kermadec subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(4). <https://doi.org/10.1029/2001gc000295>
13. Billen M., Gurnis M., Simons M. **2003**. Multiscale dynamics of the Tonga-Kermadec subduction zone. *Geophysical J. International*, 153(2): 359–388. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2003.01915.x>
14. Chapman M., Talwani M. **1982**. Geoid anomalies over deep sea trenches. *Geophysical J. International*, 68(2): 349–369. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1982.tb04905.x>
15. Coltice N., G rault M., Ulvrov  M. **2017**. A mantle convection perspective on global tectonics. *Earth-Science Reviews*, 165: 120–150. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.006>
16. Duesterhoeft E., Quinteros J., Oberh nsli R., Bousquet R., de Capitani Ch. **2014**. Relative impact of mantle densification and eclogitization of slabs on subduction dynamics: A numerical thermodynamic/thermokinematic investigation of metamorphic density evolution. *Tectonophysics*, 637: 20–29. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.009>
17. Dziewonski A.M., Anderson D.L. **1981**. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4): 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
18. Ficini E., Cuffaro M., Doglioni C. **2019 (2020)**. Asymmetric dynamics at subduction zones derived from plate kinematic constraints. *Gondwana Research*, 78: 110–125. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.013>
19. Forsyth D., Uyeda S. **1975**. On the relative importance of the driving forces of Plate Motion. *Geophysical J. International (Geophysical J. of the Royal Astronomical Society)*, 43(1): 163–200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1975.tb00631.x>
20. Ganguly J., Freed A.M., Saxena S.K. **2008**. Density profiles of oceanic slabs and surrounding mantle: Integrated thermodynamic and thermal modeling, and implications for the fate of slabs at the 660 km discontinuity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172(3–4): 257–267. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.10.005>
21. Goes S., Agrusta R., van Hunen J., Garel F. **2017**. Subduction-transition zone interaction: A review. *Geosphere*, 13(3): 1–21. <https://doi.org/10.1130/ges01476.1>
22. Griggs D.T. **1972**. The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. In: *Robertson E.C. (ed.) Nature of the Solid Earth*. McGraw-Hill, 361–384.
23. Grow J.A., Bowin C.O. **1975**. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile Trench due to the descending lithosphere. *J. of Geophysical Research*, 80(11): 1449–1458.

24. Hager B.H. **1983**. *Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow: Technical Report (NASA – CR-170192)*. California Inst. of Tech., United States, 49 p.
25. Handayani L. **2004**. *Seismic tomography constraints on reconstructing the Philippine Sea Plate and its margin*: a dissertation by submitted to the office of graduate studies of Texas A&M University in partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. URL: <https://pdfs.semanticscholar.org/a1e8/ba5d485994d50b5d15f6d088bbab56cf6fa9.pdf> (accessed 12.01.2020).
26. Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L. **2012**. Slab1.0: A three dimensional model of global subduction zone geometries. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1): B01302. <https://doi.org/10.1029/2011jb008524>
27. Honda S. **2017**. Geodynamic modeling of the subduction zone around the Japanese Islands. *Monographs on Environment, Earth and Planets*, 5: 35–62. <https://doi.org/10.5047/meep.2017.00502.0035>
28. Hunter J., Watts A. **2016**. Gravity anomalies, flexure and mantle rheology seaward of Circum-Pacific trenches. *Geophysical J. International*, 207(1): 288–316. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw275>
29. Kimura G., Tamaki K. **1986**. Collision, rotation, and back-arc in the region of the Okhotsk and Japan Seas. *Tectonics*, 5(3): 389–401. <https://doi.org/10.1029/tc005i003p00389>
30. Kogan M.G. **1975**. Gravity field of the Kuril-Kamchatka Arc and its relation to the thermal regime of lithosphere. *J. of Geophysical Research*, 80(11): 1381–1390.
31. Krien Y., Fleitout L. **2008**. Gravity above subduction zones and forces controlling plate motions. *J. of Geophysical Research*, 113(B9): B09407. <https://doi.org/10.1029/2007jb005270>
32. Manea V., Gurnis M. **2007**. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(1–2): 22–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.030>
33. McAdoo D.C. **1980**. *Geoid anomalies in the vicinity of subduction zones*: NASA Technical Memorandum; 80678. 46 p. URL: <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19800019231.pdf>
34. McADOO D.C. **1982**. On the compensation of geoid anomalies due to subducting slabs. *J. of Geophysical Research*, 87(B10): 8684–8692. <https://doi.org/10.1029/jb087ib10p08684>
35. Oxburg E.R., Turcott D.L. **1970**. Thermal structure of island arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6): 1655–1688. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1665:tsioa\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1665:tsioa]2.0.co;2)
36. Peacock S.M. **2000**. *Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs*. 16 p. URL: https://www.nsf-margins.org/Eugene_PDF/SubFac_abstract_Peacock.pdf
37. Sager W. **1980**. Mariana Arc structure inferred from gravity and seismic data. *J. of Geophysical Research*, 85(B10): 5382–5388. <https://doi.org/10.1029/jb085ib10p05382>
38. Sdrolias M., Müller R.D. **2006**. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7: Q04016. <https://doi.org/10.1029/2005gc001090>
39. Sheriff R.E. **1997**. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. 3 rd ed. Society Exploration Geophysists.
40. Talwani M., Sutton G.H., Worzel J.L. **1959**. A crustal section across the Puerto Rico Trench. *J. of Geophysical Research*, 64(10): 1545–1555. <https://doi.org/10.1029/jz064i010p01545>
41. Toksoze M.N., Sleep N.H., Smith A.T. **1973**. Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanisms of deep focus earthquakes. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 35(1–3): 285–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1973.tb02429.x>
42. Tosi N., Čadek O., Martinec Z. **2009**. Subducted slabs and lateral viscosity variations: effects on the long-wavelength geoid. *Geophysical J. International*, 179: 813–826. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04335.x>
43. Watts A.B., Talwani M. **1974**. Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 36(1): 57–90. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1974.tb03626.x>
44. Zhang F., Lin J., Zhou Z., Yang H., Zhan W. **2018**. Intra- and intertrench variations in flexural bending of the Manila, Mariana and global trenches: implications on plate weakening in controlling trench dynamics. *Geophysical J. International*, 212: 1429–1449. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx488>

Об авторах

БУЛГАКОВ Рустям Фаридович (ORCID: 0000-0001-9095-3785), кандидат географических наук, научный сотрудник, СЕНАЧИН Владимир Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, СЕНАЧИН Максим Владимирович, инженер-исследователь – лаборатория береговых геосистем, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

References

1. Billen M., Gurnis M. **2003**. Comparison of dynamic flow models for the Central Aleutian and Tonga-Kermadec subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(4).
<https://doi.org/10.1029/2001gc000295>
2. Billen M., Gurnis M., Simons M. **2003**. Multiscale dynamics of the Tonga–Kermadec subduction zone. *Geophysical J. International*, 153(2): 359–388. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2003.01915.x>
3. Chapman M., Talwani M. **1982**. Geoid anomalies over deep sea trenches. *Geophysical J. International*, 68(2): 349–369. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1982.tb04905.x>
4. Chekhovich V.D., Sukhov A.N., Sheremet O.G., Kononov M.V. **2019**. Comparative Geodynamics of Aleutian and Izu–Bonin–Mariana Island–Arc Systems. *Geotectonics*, 53(1): 24–41.
[doi:10.1134/S0016852118050023](https://doi.org/10.1134/S0016852118050023)
5. Coltice N., G  rault M., Ulvrov   M. **2017**. A mantle convection perspective on global tectonics. *Earth-Science Reviews*, 165: 120–150. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.11.006>
6. Duesterhoeft E., Quinteros J., Oberh  nsli R., Bousquet R., de Capitani Ch. **2014**. Relative impact of mantle densification and eclogitization of slabs on subduction dynamics: A numerical thermodynamic/thermokinematic investigation of metamorphic density evolution. *Tectonophysics*, 637: 20–29.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.09.009>
7. Dziewonski A.M., Anderson D.L. **1981**. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4): 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
8. Emel'ianova T.A., Lelikov E.P. **2009**. [Late oligocene–pleistocene stages of volcanism and geodynamics of the deep-sea basins of the Japan and Okhotsk seas]. In: *Geologiya morei i okeanov: Materialy XVIII Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (Shkoly) po morskoi geologii, 16–20 noiabria 2009, Moskva* [Geology of seas and oceans: Proceedings of the XVIII International scientific conference (School) on marine geology. 16–20 November 2009, Moscow]. Moscow: GEOS, 1: 54–58. (In Russ.).
9. Fedotov S.A., Kuzin I.P. **1963**. [The velocity profile of the upper mantle in the vicinity of the southern Kuril Islands]. *Izvestiya AN SSSR, Seriya geologicheskaya = Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR: Geologic series*, 5: 67–78. (In Russ.).
10. Ficini E., Cuffaro M., Doglioni C. **2019 (2020)**. Asymmetric dynamics at subduction zones derived from plate kinematic constraints. *Gondwana Research*, 78: 110–125. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.013>
11. Forsyth D., Uyeda S. **1975**. On the relative importance of the driving forces of Plate Motion. *Geophysical J. International (Geophysical J. of the Royal Astronomical Society)*, 43(1): 163–200.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1975.tb00631.x>
12. Gainanov A.G., Gilod D.A., Melikhov V.R. **1986**. [Density modeling of the lithosphere of transition zones of Pacific type]. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4, Geologiya = Moscow University Geology Bulletin*, 3: 81–88. (In Russ.).
13. Gainanov A.G., Gilod D.A., Mazurova I.S., Stroeve P.A. **1987**. [Gravity field and the lithospheric structure of the Philippine Sea]. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4, Geologiya = Moscow University Geology Bulletin*, 3: 70–78. (In Russ.).
14. Ganguly J., Freed A.M., Saxena S.K. **2008**. Density profiles of oceanic slabs and surrounding mantle: Integrated thermodynamic and thermal modeling, and implications for the fate of slabs at the 660 km discontinuity. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 172(3–4): 257–267.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.10.005>
15. Goes S., Agrusta R., van Hunen J., Garel F. **2017**. Subduction-transition zone interaction: A review. *Geosphere*, 13(3): 1–21. <https://doi.org/10.1130/ges01476.1>
16. Grannik V.M. **1999**. Reconstruction of the seismofocal zone in the East Sakhalin volcanic paleoarc: evidence from the distribution of rare earth elements. *Doklady Earth Sciences*, 366(1): 438–442.
17. Grannik V.M. **2017**. Late Cenozoic igneous rocks of the Krilion Peninsular (Sakhalin Island). *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, (4): 3–20. (In Russ.).
[doi:10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020](https://doi.org/10.30730/2541-8912.2017.1.4.003-020)
18. Griggs D.T. **1972**. The sinking lithosphere and the focal mechanism of deep earthquakes. In: *Robertson E.C. (ed.) Nature of the Solid Earth*. McGraw-Hill, 361–384.
19. Grow J.A., Bowin C.O. **1975**. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile Trench due to the descending lithosphere. *J. of Geophysical Research*, 80(11): 1449–1458.
20. Hager B.H. **1983**. *Subducted slabs and the geoid: Constraints on mantle rheology and flow: Technical Report (NASA – CR-170192)*. California Inst. of Tech., United States, 49 p.
21. Handayani L. **2004**. *Seismic tomography constraints on reconstructing the Philippine Sea Plate and its margin: a dissertation by submitted to the office of graduate studies of Texas A&M University in partial*

- fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Philosophy. URL: <https://pdfs.semanticscholar.org/a1e8/ba5d485994d50b5d15f6d088bbab56cf6fa9.pdf> (accessed 12.01.2020).
22. Hayes G.P., Wald D.J., Johnson R.L. **2012**. Slab1.0: A three dimensional model of global subduction zone geometries. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1): B01302. <https://doi.org/10.1029/2011jb008524>
23. Honda S. **2017**. Geodynamic modeling of the subduction zone around the Japanese Islands. *Mono-graphs on Environment, Earth and Planets*, 5: 35–62. <https://doi.org/10.5047/meep.2017.00502.0035>
24. Hunter J., Watts A. **2016**. Gravity anomalies, flexure and mantle rheology seaward of Circum-Pacific trenches. *Geophysical J. International*, 207(1): 288–316. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw275>
25. Kimura G., Tamaki K. **1986**. Collision, rotation, and back-arc in the region of the Okhotsk and Japan Seas. *Tectonics*, 5(3): 389–401. <https://doi.org/10.1029/tc005i003p00389>
26. Kogan M.G. **1975**. Gravity field of the Kuril-Kamchatka Arc and its relation to the thermal regime of lithosphere. *J. of Geophysical Research*, 80(11): 1381–1390.
27. Krien Y., Fleitout L. **2008**. Gravity above subduction zones and forces controlling plate motions. *J. of Geophysical Research*, 113(B9): B09407. <https://doi.org/10.1029/2007jb005270>
28. Makkenzi D.P. **1975**. [Plate tectonics]. In: *The nature of the solid Earth*. Moscow: Mir, 180–209. (In Russ.).
29. Manea V., Gurnis M. **2007**. Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels. *Earth and Planetary Science Letters*, 264(1–2): 22–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.08.030>
30. McAdoo D.C. **1980**. *Geoid anomalies in the vicinity of subduction zones*: NASA Technical Memorandum; 80678. 46 p. URL: <https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19800019231.pdf>
31. McADoo D.C. **1982**. On the compensation of geoid anomalies due to subducting slabs. *J. of Geophysical Research*, 87(B10): 8684–8692. <https://doi.org/10.1029/jb087ib10p08684>
32. Oxburg E.R., Turcott D.L. **1970**. Thermal structure of island arcs. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6): 1655–1688. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1665:tsoia\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[1665:tsoia]2.0.co;2)
33. Peacock S.M. **2000**. *Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs*. 16 p. URL: https://www.nsf-margins.org/Eugene_PDF/SubFac_abstract_Peacock.pdf
34. Rodnikov A.G., Zabarinskaia L.P., Rashidov V.A., Sergeeva N.A. **2014**. *Geodinamicheskie modeli glubinnogo stroeniia regionov prirodnykh katastrof aktivnykh kontinental'nykh okrain* [Geodynamic models of the deep structure of the regions of natural disasters of active continental margins]. Moscow: Scientific World, 172 p. (In Russ.).
35. Sager W. **1980**. Mariana Arc structure inferred from gravity and seismic data. *J. of Geophysical Research*, 85(B10): 5382–5388. <https://doi.org/10.1029/jb085ib10p05382>
36. Sdrolias M., Müller R.D. **2006**. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7: Q04016. <https://doi.org/10.1029/2005gc001090>
37. Sergeev K.F. **2006**. Tectonic zoning and hydrocarbon potential of the Okhotsk Sea. Moscow: Nauka, 130 p. (In Russ.).
38. Sheriff R.E. **1997**. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. 3 rd ed. Society Exploration Geophysists.
39. Talwani M., Sutton G.H., Worzel J.L. **1959**. A crustal section across the Puerto Rico Trench. *J. of Geophysical Research*, 64(10): 1545–1555. <https://doi.org/10.1029/jz064i010p01545>
40. Toksoze M.N., Sleep N.H., Smith AT. **1973**. Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanisms of deep focus earthquakes. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 35(1–3): 285–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1973.tb02429.x>
41. Tosi N., Čadek O., Martinec Z. **2009**. Subducted slabs and lateral viscosity variations: effects on the long-wavelength geoid. *Geophysical J. International*, 179: 813–826. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04335.x>
42. Uerzel Dzh.L., Sherbet G.L. **1957**. [Gravity interpretation on the base of standard columns of the earth crust for the oceans and continents]. In: *Crust of the Earth*. Moscow: [Foreign Languages Publ. House], 101–113. (In Russ.).
43. Watts A.B., Talwani M. **1974**. Gravity anomalies seaward of deep-sea trenches and their tectonic implications. *Geophysical J. of the Royal Astronomical Society*, 36(1): 57–90. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1974.tb03626.x>
44. Zhang F., Lin J., Zhou Z., Yang H., Zhan W. **2018**. Intra- and intertrench variations in flexural bending of the Manila, Mariana and global trenches: implications on plate weakening in controlling trench dynamics. *Geophysical J. International*, 212: 1429–1449. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx488>

**Правила оформления и публикации рукописей
в научном журнале «Геосистемы переходных зон»**

E-mail: gtrz-journal@mail.ru

Список научных специальностей

и соответствующих им отраслей науки, по которым журнал «Геосистемы переходных зон» включен в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, ученой степени доктора наук

Шифр	Наименование группы научных специальностей, наименование научной специальности	Наименование отраслей науки, по которым присуждается ученая степень
25.00.00	Науки о Земле	
25.00.01	Общая и региональная геология	Геолого-минералогические
25.00.03	Геотектоника и геодинамика	Геолого-минералогические
25.00.04	Петрология, вулканология	Геолого-минералогические
25.00.10	Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых	Геолого-минералогические Физико-математические
25.00.25	Геоморфология и эволюционная география	Географические
25.00.28	Океанология	Географические Геолого-минералогические Физико-математические
25.00.35	Геоинформатика	Геолого-минералогические Физико-математические
25.00.36	Геоэкология	Геолого-минералогические Географические
01.02.00	Механика	
01.02.04	Механика деформируемого твердого тела	Физико-математические Технические

График выхода журнала: № 1 – март; № 2 – июнь; № 3 – сентябрь; № 4 – декабрь.

Журнал публикует оригинальные и обзорные научные статьи, краткие научные сообщения, письма с дискуссией по статьям, рецензии на научные издания, а также сообщения о конференциях, семинарах, экспедициях, об изданной научной литературе.

Научным статьям и сообщениям присваивается идентификатор CrossRef – DOI (Digital Object Identification).

Рукописи принимаются в электронной форме в течение года по адресу редакции журнала или по e-mail: gtrz-journal@mail.ru. Заказные и ценные письма и бандероли редакция не получает.

В журнале принято *одностороннее слепое рецензирование* (подробнее о порядке рецензирования см. на сайте журнала). В качестве рецензентов выступают известные специалисты по данному направлению, имеющие публикации по тематике статьи и необходимый уровень цитирования.

Выбор рецензента – прерогатива редколлегии, но авторы могут указать в сопроводительном письме желательных рецензентов (3–6 человек: минимум из 2 разных регионов или разных стран; эксперты в данной области; отсутствие сотрудничества, в том числе соавторства за последние 3 года; не члены редколлегии журнала), а также тех, кому не рекомендуется отправлять работу ввиду возможного конфликта интересов.

Если статья не отвечает тематике журнала, не содержит предмета научного исследования, не соответствует этическим требованиям, дублирует опубликованные материалы, логически не выстроена, изложена неудобоваримым языком и т.п., редакция может аргументированно отказать автору в публикации на основании первичного скрининга, до проведения рецензирования.

Решение о публикации принимает редакционная коллегия в течение 3–4 месяцев со дня получения материалов на основании минимум 2 рецензий. Рецензии хранятся в редакции в течение 5 лет.

Статью с копиями рецензий и редакционными замечаниями высылают автору. Возвращение рукописи на доработку не означает принятия ее к публикации. Вся дальнейшая работа над статьей идет в редакционном файле, в котором автор дорабатывает текст и присылает его вместе с ответным письмом.

Ответное письмо следует писать в файле с рецензией или редакционным заключением. В нем нужно:

- ответить на каждый комментарий рецензентов;
- указать конкретно, какие именно изменения внесены в статью;
- написать убедительное, вежливое возражение, если, по мнению автора, рецензент неправ.

Редколлегия на основании рецензий и ответной реакции автора определяет дальнейшую судьбу рукописи.

Принятую к печати статью снова читает редактор и согласовывает с автором правки, связанные с содержанием. Готовый к верстке файл следует внимательно вычитать, поскольку в верстке допускаются только мелкие правки.

Работу включают в план номера. Содержание номера утверждает ответственный за номер и/или главный редактор, за которым остается право отклонить статью по серьезным на то основаниям (конфликт интересов, недостаточный уровень новизны исследования и т.п.). В случае принятия статьи к публикации автору сообщают, в каком номере она будет опубликована.

Авторы статей несут ответственность за содержание статей и факт их публикации, о чем подписывают авторское заявление.

Редакция вправе изъять уже опубликованную статью, если выяснится, что в процессе ее публикации были нарушены чьи-либо права или общепринятые нормы научной этики. О факте изъятия статьи редакция сообщает ее автору, специалистам, давшим рекомендацию или рецензию, организации, где работа выполнялась, и в базу научного цитирования, в которой журнал индексируется.

Публикация статей бесплатна для авторов. По запросу авторов редакция после выхода журнала в свет высылает pdf-файл с опубликованной статьей. Печатные экземпляры издания можно приобрести в редакции или оформив подписку в Агентстве «Роспечать» (индекс 80882). Подписавшиеся на журнал, сделав своевременно по электронной почте запрос в редакцию, получают бесплатно pdf-файл с электронной версией журнала в течение недели после подписания его в печать.

Структура основного файла

Тематическая рубрика из приведенного выше списка специальностей.

Индекс УДК по таблицам Универсальной десятичной классификации, имеющимся в библиотеках, или с помощью интернет-ресурса <http://teacode.com/online/udc/>

Заглавие. 10–12 слов. Короткое, емкое. По возможности избегайте общих слов, научных жаргонизмов и аббревиатур. В идеале все слова названия могут служить ключевыми при научном поиске.

Инициалы и фамилии авторов (отметить звездочкой автора для контактов и указать e-mail для переписки).

Полные названия учреждений (как они значатся в Уставе), к которым аффилированы авторы, и их местонахождение (город, страна).

Реферат (аннотация) – **Abstract**. Объем 200–250 слов. Без прочтения всей статьи дает четкое представление о цели статьи, ее научной новизне и достигнутых результатах. Поэтому в нем в лаконичной форме должны быть четко обозначены проблема, обоснование цели, материалы и методы, результаты исследования и их интерпретация, выводы.

Для иностранных ученых абстракт зачастую является единственным источником информации о содержании русскоязычной статьи и изложенных в ней результатах исследования.

Избегайте пассивных глагольных форм (*The study tested*, но не *It was tested in this study*. *Мы доказали* звучит лучше, чем *Нами доказано*). Классическое безличное *было продемонстрировано, описано* как бы переводит на второй план личную ответственность.

Ключевые слова (не более 10, допустимы словосочетания из двух слов) в оптимальном варианте отражают: предмет исследования, методы, объект, специфику данной работы. Используются для индексирования и поиска. Призваны облегчить нахождение статьи в базах данных.

Благодарности и сведения о финансовой поддержке работы (с номерами грантов в скобках).

Текст статьи с вставленными в текст иллюстрациями и таблицами в программе Word любой версии без использования макросов. Файл дублируется в pdf.

Список цитируемых источников.

Сведения о всех авторах (в конце статьи): фамилия, имя, отчество, ученая степень, должность, лаборатория или отдел с полным и сокращенным названием (аббревиатурой) учреждения (как в Уставе), ORCID (Open Researcher and Contributor ID), а также ResearcherID и Scopus ID (если есть) каждого автора, почтовый адрес, e-mail.

Отдельными файлами прилагаются:

- 1) Авторское заявление (форму скачать на сайте журнала);
- 2) скан-копия Экспертного заключения (по форме, принятой в организации автора) о возможности опубликования в открытой печати;
- 3) графические материалы.

На **английском языке** в файле со статьей дублируются:

- заглавие,
- имена и фамилии авторов,
- реферат и ключевые слова,
- подписуточные подписи,
- заголовки таблиц,
- благодарности (в том числе финансирование),
- полные сведения о всех авторах.

Транслитерация элементов (при необходимости) производится согласно системе Библиотеки Конгресса США (www.convertcyrillic.com/Convert.aspx).

Для лучшего восприятия и цитирования статьи желательно придерживаться четкой структуры, учитывая рекомендации Ассоциации научных редакторов и издателей (АНРИ).

Введение

Осветите следующие вопросы:

- Современные взгляды на проблему.
- Что было сделано ранее (обзор литературы; укажите оригинальные и важные работы, в том числе последние обзорные статьи). Избегайте ссылок на устаревшие результаты. Выделите нерешенные вопросы в пределах общей проблемы.
- Какова ваша гипотеза, каковы ваши цели (постановка задачи с упором на новизну, четко сформулируйте цель статьи).
- Что было проделано вами.
- Каких результатов вы достигли, что статья добавляет к уже полученным знаниям. Это может быть изложено в Заключение.

Материал (объект) и методы исследования

Опишите, как вы изучали поставленную проблему.

- Не описывайте процедуры и методы, данные о которых публиковались ранее.
- Укажите применяемое оборудование и опишите использованные материалы.

Результаты исследования или Эксперимент (исследование, моделирование и т.п.)

- Систематизированный авторский аналитический и статистический материал (ключевое слово здесь – систематизированный).
- Таблицы, графики и текст не должны дублировать друг друга.
- Рисунки и таблицы – это история исследования. Они должны быть понятными и без текста, таблицы – не перегруженными, всё подписано и на своем месте. Не забудьте привести подписуточные подписи и заголовки таблиц помимо русского на английском языке.

Обсуждение результатов – наиболее важный раздел.

- Желательно сравнить результаты с предыдущими работами в этой области как автора, так и других исследователей. Самый очевидный способ поднять цитирование – это не только представить свои данные, но и сопоставить их с мировыми или региональными аналогами. Модель и выводы должны быть универсальны с точки зрения восприятия учеными не только вашей специальности. Если модель хорошая, если выводы сделаны и обоснованы правильно, то они должны быть понятны любому.
- Не стоит игнорировать работы, чьи результаты противоречат вашим – вступите с ними в осторожную конструктивную дискуссию и убедите читателя в своей правоте.
- Чтобы предвосхитить возможные замечания рецензентов, обсудите ограничения ваших результатов – что не удалось сделать и почему.

При необходимости введите тематические подзаголовки, объедините некоторые разделы (Введение и методы, Результаты и обсуждение, Обсуждение и заключение, и т.п.).

Выводы и Заключение – это не одно и то же, но их, как правило, объединяют под заголовком Заключение.

Выводы лаконично излагают главные результаты, желательно фразами, отличающимися от высказанных в основной части статьи.

Важно: выводы должны четко коррелировать с формулировкой цели и задач работы и с содержанием аннотации.

Заключение

- Дает ответ на вопросы, что нового статья добавляет к уже опубликованным результатам и насколько работа позволяет продвинуться вперед в данной области знаний.
- Предлагает обобщения и рекомендации, вытекающие из работы, подчеркивает их практическую значимость, определяет направления для дальнейшего исследования в этой области и, желательно, прогноз развития рассмотренных вопросов.

Список литературы

Обязательны работы последних 5–10 лет. Не забывайте о работах иностранных коллег. В обзорных статьях наряду с современными, новейшими источниками укажите те, в которых исследуемая тематика была затронута или разработана впервые. Минимизируйте ссылки на учебные пособия, справочники, энциклопедии и т.п., которые не могут быть серьезной основой для научного исследования. Не увлекайтесь самоцитированием, не приводите собственных работ более 20 % от общего числа в списке.

Данные. В этом разделе автор может разместить дополнительную информацию – данные экспериментов, вспомогательных методов исследования и тому подобные данные, поддерживающие выводы в статье. По существу, это приложение к статье.

Обширная база данных вкуче с методами их обработки, имеющая самостоятельную научную ценность, может быть опубликована в виде отдельной работы со ссылкой на собственно научную статью, в которой обсуждаются результаты анализа этих данных.

Если результаты эксперимента еще не осмыслены на уровне обобщения, достойном статьи, но представляются важными для решения научной проблемы, оформите их в виде **краткого сообщения** (постановка задачи, экспериментальный материал, выводы, небольшой список литературы).

Что обычно смотрят рецензенты?

- Прежде всего аннотацию-реферат,
- потом рисунки. Рецензенты с большим стажем выявили корреляцию: если рисунки проблемные, то статья скорее всего тоже вызовет вопросы.

Затем рецензенты проверяют:

- насколько точно название отражает содержание статьи;
- четко ли коррелируют выводы с формулировкой цели и задач работы и с содержанием реферата;
- достаточно ли выводы аргументированы представленным материалом;
- качество списка литературы: представительный список литературы демонстрирует профессиональный кругозор авторов и научный уровень исследования.

Основные требования к оформлению статьи

Формат листа	A4
Поля	по 1,5 см со всех сторон
Шрифты	Times New Roman – для текста, Symbol – для греческих букв
Размер шрифта	12–13
Десятичный символ	точка, а не запятая
Межстрочный интервал	1,15–1,5
Выравнивание текста	по левому краю
Автоматическая расстановка переносов	нет

Все текстовые элементы (в том числе в библиографических списках), кроме случаев, подчиняющихся общепринятым орфографическим правилам, *набираются строчными* (не прописными!) буквами. Используются «кавычки», но не “кавычки”. Буква «ё» везде заменяется на «е», кроме фамилий и особых случаев. Даты в тексте в форме «число.месяц.год» набиваются следующим образом: 02.05.1991.

Точка не ставится после: УДК, заглавия статьи, авторов, адресов, заголовков и подзаголовков, названий таблиц, размерностей (с – секунда, г – грамм, мин – минута, ч – час, сут – сутки (но мес. – месяц, г. – год), млн – миллион, млрд и т.п.), в подстрочных индексах ($T_{пл}$ – температура плавления).

Пробелом отделяются инициалы от фамилии (А.А. Иванов); размерность от цифры: 100 кПа, 77 К, 50 %, 10 ‰, кроме градусов: 90° (но 20 °С); порядковые номера от любого обозначения: рис. 1, fig. 1, табл. 2; знак широты и долготы в географических координатах: 56.5° N; 85.0° E.

Между двумя цифрами ставится не дефис, а тире (одновременным нажатием Ctrl и тире на правой цифровой панели) без пробелов с обеих сторон, например: 1984–1991 гг.; 6–8 м.

Математические формулы, оформляемые отдельной строкой и содержащие знаки, отсутствующие в Times New Roman, должны набираться *целиком* в редакторе, совместимом с Microsoft Office.

Формулы и символы, которые можно внести в текст, не используя специальный редактор, набираются латиницей и/или через опцию Вставка – Символ. Нежелательно использовать символы в рефератах на русском и английском языках – в интернет-сети символы не отображаются.

Таблицы должны быть озаглавлены, в них не должно быть пустых ячеек. Прочерки обязательно поясняются в примечании. При создании таблиц используйте возможности Word (Таблица – Добавить таблицу).

Иллюстративные материалы размещаются по тексту статьи (Обтекание текстом – В тексте; рисунки к тексту не привязывать!), а также представляются в виде отдельных файлов в той версии, в которой они создавались.

Форматы: для фото, рисунков – jpg (300–600 dpi); для графиков, диаграмм, схем и т.п. – tiff, xls (Excel), cdr (CorelDraw) версий 12.0(2004) или X4(2008).

Размеры рисунков, шрифтов надписей на них должны быть выбраны с учетом уменьшения их в соответствии с размерами полосы (17 × 24 см) и колонки (8 × 24 см).

Надписи на осях начинаются с прописной буквы: Глубина, м. На рисунках в десятичных дробях ставьте точки, а не запятые. В подрисовочных подписях сначала идет общий заголовок к рисунку, а затем расшифровка частей и легенды. Литеры для обозначения частей рисунка ставятся в скобках: (a), (b) и т.д.

В связи с тем что редакция планирует постепенно перейти к выпуску параллельных версий на русском и английском языках, к русскоязычным статьям крайне желательно помимо подписей представлять в двух вариантах и рисунки: 1) с надписями и символами на русском языке и 2) с надписями и символами на английском языке. Тем более что социальная сеть ученых ResearchGate зачастую предлагает автору русскоязычной статьи добавить отдельно рисунки с надписями на английском языке и комментариями или сопутствующую информацию для ознакомления англоязычного сообщества.

Объем каждого графического файла – не более 10 Мб.

Цветные рисунки принимаются в том случае, когда их нельзя без ущерба для смысла перевести в черно-белые.

В тексте должны быть ссылки на все рисунки.

Величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

Список литературы помещается после основного текста статьи, он составляется в алфавитном порядке, вначале источники на кириллице, затем на латинице.

В пределах работ одного автора вначале идут работы одного автора, потом этого автора с одним соавтором, затем этого автора с двумя и более соавторами – в каждой группе в хронологическом по возрастанию порядку. Авторы числом до 10 приводятся все.

Курсивом выделяется при описании моноизданий название работы, а в аналитическом описании – название источника. Список нумеруется (см. пример ниже).

В журнале принят *стиль библиографических описаний*, близкий к стилю Chicago (с элементами стиля APA – American Psychological Association). Обязательные элементы: *авторы (редакторы)*, *год издания*, *полное наименование* книги или статьи, *место издания*, *издательство*, *название источника в полной форме*, *том, номер, количественная характеристика* (для книги – общее число страниц, для статьи или главы – страницы, на которых она помещена, например: 5–10), *идентификатор doi* (если имеется). Если источник доступен в интернете, приводится ссылка на URL и дата обращения.

Если статья опубликована в оригинальной и переводной версии, описание статьи дается в обеих версиях. Также очень желательно привести англоязычные данные из оригинала статьи, опубликованной на русском языке (Ф.И.О. авторов на латинице, англоязычное название статьи).

В тексте должны быть ссылки на все приведенные в списке источники.

Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках с указанием фамилии автора (или первого автора при трех и более соавторах), фамилий двух соавторов и года выпуска, например: [Петров, 2011; Olami et al., 1992; Левин, Носов, 2009]. В одинаковых ссылках на разные работы одного года и в их описаниях в списке при обозначении года ставятся литеры: [Сим и др., 2016a].

Пример нумерованного списка литературы

Монографическое издание

1. Грачев А.Ф. (ред.) **1998**. *Новейшая тектоника Северной Евразии: Объясн. записка к карте новейшей тектоники Сев. Евразии м-ба 1:5 000 000*. М.: ГЕОС, 147 с.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. **2014**. *Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин*. М.: Научный мир, 172 с.
3. IPCC: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. **2013**. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1535 p. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/> (accessed 13.11.2019).
4. Max M.D. (ed.) **2000**. *Natural gas hydrate*. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Acad. Publ., 410 p. (Oceanic and Permafrost Environments; 5). <https://doi.org/10.1007/978-94-011-4387-5>.

Статья в периодическом издании

5. Blunden J., Arndt D.S. (eds) **2017**. State of the Climate in 2016. *Bull. of the American Meteorological Society*, 98(8): Si–S277. <https://doi.org/10.1175/2017BAMSStateoftheClimate.1>
6. Elliott S., Maltrud M., Reagan M., Moridis G., Cameron-Smith P. **2011**. Marine methane cycle simulations for the period of early global warming. *J. of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G1): G01010, 13 p. <https://doi.org/10.1029/2010jg001300>
7. Pletchov P.Y., Gerya T.V. **1998**. Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium. *Experiment in Geosciences*, 7(2): 7–9. URL: http://library.iem.ac.ru/exper/v7_2/khitar.html#pletchov (accessed 14.11.2019).

Статья, опубликованная в русской и английской версиях

8. Щербakov В.Д., Некрылов Н.А., Савостин Г.Г., Попов Д.В., Дирксен О.В. **2017**. Состав расплавных включений в минералах тефры почвенно-пирокластического чехла острова Симушир. *Вестник Моск. ун-та, Серия 4, Геология*, 6: 35–45. = Shcherbakov V.D., Nekrylov N.A., Savostin G.G., Popov D.V., Dirksen O.V. **2018**. The composition of melt inclusions in phenocrysts in tephra of the Simushir Island, Central Kuriles. *Moscow University Geology Bull.*, 73(1): 31–42. <https://doi.org/10.3103/s014587521801009x>

Статья с англоязычными метаданными, приведенными в источнике

9. Рыбин А.В., Чибисова М.В., Смирнов С.З., Мартынов Ю.А., Дегтерев А.В. **2018**. Петрохимические особенности вулканических комплексов кальдеры Медвежья (о. Итуруп, Курильские острова) = Rybin A.V., Chibisova M.V., Smirnov S.Z., Martynov Yu.A., Degterev A.V. Petrochemical features of volcanic complexes of Medvezh'ya caldera (Iturup Island, Kuril Islands). Геосистемы переходных зон = *Geosystems of Transition Zones*, 2(4): 377–385. (На рус., реф. на англ.). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.377-385>

Статья в сборнике статей или материалов конференции, глава в монографии

10. Сим Л.А., Богомоллов Л.М., Брянцева Г.В. **2016**. О возможной границе между Амурской и Охотской микроплитами на Сахалине. В кн.: *Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы 4-й Тектонофиз. конф., 3–7 окт. 2016, Москва*. М.: ИФЗ РАН, 1: 256–263.
11. Grebennikova T.A. **2011**. Diatom flora of lakes, ponds and streams of Kuril Islands. In: *Diatoms: Ecology and Life Cycle*. New York: Nova Publ., 93–124.
12. Hinrichs K.U., Boetius A. **2002**. The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry. In: *Wefer G., Billett D., Hebbeln D. et al. (eds) Ocean Margin Systems*. Berlin, Heidelberg, Springer, 457–477.

Патент

13. Исакевич В.В., Исакевич Д.В., Грунская Л.В., Фирстов П.П. **2014**. *Сигнализатор изменений главных компонент: пат. RU 141416*. № 2013147112; заявл. 22.10.2013; опублик. 10.06.2014, Бюл. № 16.

Интернет-ресурс

14. Кондратьев В.Б. **2011**. *Глобальная фармацевтическая промышленность = The global pharmaceutical industry*. URL: <http://perspektivy.info/rus/ekob/2011-07-18.html> (дата обращения: 23.06.2013).
15. NGDC: *Tsunami Data and Information*. URL: https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml (accessed 29.09.2019).

The Rules of manuscripts preparation and publication in the “Geosystems Transition Zones” scientific journal

E-mail: gtrz-journal@mail.ru

The List of scientific specialities

and corresponded scientific branches, by which the “Geosystems of Transition Zones”
Journal is included in the List of peer-reviewed scientific publications, where main research results
of dissertations for degrees of Candidate and Doctor of science should be published

Code	Name of scientific specialties group, name of scientific speciality	Name of scientific branches, by which the academic degree is awarded
25.00.00	Earth Sciences	
25.00.01	General and regional geology	Geological and mineralogical
25.00.03	Geotectonics and geodynamics	Geological and mineralogical
25.00.04	Petrology and volcanology	Geological and mineralogical
25.00.10	Geophysics, geophysical methods of exploration activity	Geological and mineralogical Physical and mathematical
25.00.25	Geomorphology and evolutionary geography	Geographic
25.00.28	Oceanology	Geographic Geological and mineralogical Physical and mathematical
25.00.35	Geoinformatics	Geological and mineralogical Physical and mathematical
25.00.36	Geoecology	Geological and mineralogical Geographical
01.02.00	Mechanics	
01.02.04	Mechanics of deformable solids	Physical and mathematical Engineering

Publication schedule: № 1 – March; № 2 – June; № 3 – September; № 4 – December.

The Journal publishes the original and survey articles, short scientific reports, letters with discussion on the articles, reviews of scientific publications, as well as the announcements of conferences, seminars, expeditions and published research literature.

The DOI (Digital Object Identifier) – CrossRef identifier is assigned to scientific articles and reports.

Manuscripts are accepted in electronic form within a year at the address of the Journal Editorial Office or by e-mail: gtrz-journal@mail.ru. Editorial Office does not receive registered and insured letters, as well small parcels.

Single-blind peer-reviewing (for more details about peer-reviewing procedure see on the Journal site) is used in the Journal. Well-known specialists in the given field of science, having the publications on the article subject and required citation level act as peer-reviewers.

Peer-reviewer choosing – is a prerogative of the Editorial Board, but authors may specify desired reviewers in the cover letter (3–6 persons: from two different regions or countries at least; experts in the given field; it must not be any collaboration, including co-authorship for 3 last years; non-members of the Journal Editorial Board), and also those who are not recommended to send the article due to possible conflict of interests.

If the article does not conform the Journal subjects, not contain a subject of scientific research, not conform ethical requirements, duplicates already published materials, is not logically arranged, is presented in indigestible form etc, the Editorial Office can reasonably deny author the publication on the grounds of primary verification, before peer-reviewing.

The Editorial Board makes a decision on publication on the grounds of at least two reviews and an author's reply within 3–4 months from the day of materials receiving. The reviews are retained in editorial office within 5 years.

An article with reviews copies and editing remarks is sent author. Manuscript return for reworking does not mean its acceptance for publication. All further work with an article proceeds in the drafting file, where author reworks a text and sends it with reply letter.

Reply letter should be written **in the file with a review or an editing report**. In this letter it is necessary to:

- reply to each peer-reviewers remark;
- exactly specify, what just changes were made in the article;
- write a persuasive, polite objection if, to the author opinion, the peer-reviewer is wrong

The Editorial Board on the grounds of peer-reviews and author's response determines a manuscript's further fate.

The article accepted for publication is read by the editor again, then the editor coordinates with the author the content related corrections. The file ready for layout should be carefully read, because only minor corrections are allowed in the layout.

The paper is included in the issue plan. The content of the Journal number is approved by the person responsible for the issue and/or the Editor-in-Chief, who reserves a right to decline the article owing to serious reasons (conflict of interests, insufficient level of the research novelty etc). If the article is accepted for publication, the author will be informed, in what number it will be published.

Authors of articles are responsible for the articles content and for the fact of their publication, about that they sign the Authors Statement.

The Editorial Office has a right to recall already published article, if it is discovered, that in its publication process any other rights or generally accepted norms of scientific ethics have been violated. About this fact the Editorial Office informs author, specialists, who gave a recommendation or review, organization, where the work has been carried out, as well the scientific citation database, in which the Journal is indexed.

Articles publication is free for authors. By authors demand the Editorial Office sends the pdf-file with published article, after the Journal publication. Printed copies of the issue can be purchased in the Editorial Office or by entering a subscription through the "Rospechat" Agency (subscription index is 80882). The Journal subscribers, made timely demand on the Editorial Office by e-mail, will receive free pdf-file with electronic version of the Journal within a week after its signing to print.

Main File Structure

Subject section from the specialities list given above.

UDC index (Universal Decimal Classification) by the tables of the Universal Decimal Classification available in the libraries or on the <http://teacode.com/online/udc/>

Title. 10–12 words. It must be brief and capacious. Avoid common words, scientific slang and abbreviations if it possible. Ideally all the words in a title can be the keywords when scientific searching.

Authors' initials and last names (mark the author with an asterisk for contacts and specify an e-mail address for correspondence).

Full names of the organizations (as they mentioned in the Charter) to which the authors are affiliated and their location (city, country).

Abstract. Contains of 200–250 words. It gives a clear idea about the article aim, its scientific novelty and obtained results without reading the whole article. Therefore, the problem, aim reasoning, materials and methods, research results and their interpretation, conclusions must be neatly specified here.

The abstract is often the only information source about the article content and the research results presented in it.

Avoid passive verb forms ("The study tested", not "It was tested in this study". "We proved" sounds better, than "It was proved"). As though the classic impersonal expressions "It has been demonstrated, it has been described" sideline personal responsibility.

Keywords (no more than 10, the phrases of two words are acceptable) optimally reflect the research subject, methods, object and peculiarity of the work. Used for indexing and searching. Keywords are meant to ease finding the article in database.

Acknowledgments and information about **financial support** of the work (with grants numbers in parentheses)

Text of the article with inserted illustrations and tables in the Microsoft Word program of various version without macros using. The file is duplicated in pdf.

The references.

Information about all the authors (in the end of the article): last name, name, middle name, academic degree, position, laboratory or department with full name and abbreviation of the institution (as in the Charter), each author's ORCID (Open Researcher and Contributor ID) and ResearcherID, Scopus ID, postal address, e-mail.

The followings are attached *as separate files*:

- 1) Author's Statement (the form can be downloaded on the Journal site);
- 2) scan-copy of Expert Report (in the form accepted in author's organization) about possibility of publication in open press;
- 3) graphic materials.

In the file with the article the followings are duplicated in *English*:

- title,
- authors names and last names,
- abstract and keywords,
- figures captions,
- tables headers,
- information about financial support of the work and acknowledgments,
- full information about all the authors.

The elements are transliterated (if it is necessary) according to the system of the Library of Congress (www.convertcyrillic.com/Convert.aspx).

For better perception and citation of the article it is advisable to adhere accurate structure, taking the recommendations of the Association of Science Editors and Publishers (ASEP) into account.

Introduction

Cover the following questions:

- Contemporary views of the problem.
- What has been done earlier (literature review; specify original and important works, including the latest survey articles). Avoid the references to obsolete results. Mark the unresolved questions within the general problem.
- Describe your hypothesis and aims (problem definition with novelty emphasis, clear formulate the article aim).
- What you performed.
- What results you have obtained, what the article adds to already received knowledges. You may state it in the Conclusion.

Research material (object) and methods

Describe, how you studied the stated problem.

- Do not describe the procedures and methods, that have been published earlier.
- Specify the applied equipment and describe used materials.

Results of the research or Experiment (research, modelling etc)

- Systematized author's analytical and statistical material (here "systematized" is a determinative word).
- Tables, diagrams and text should not duplicate each other.
- Figures and tables are a history of the research. They ought to be understandable even without text, tables should not be overloaded, everything needs to be signed and in its own place. Do not forget to give figures captions and tables headers in English in addition to Russian.

Results discussion is the most important section.

- It is advisable to compare the results with previous work in this area by both the author and other researchers. The most evident way of citation increasing is not only to present your own data, but also to compare it with global or regional analogs. The model and conclusions should be universal from the standpoint of perception by scientists of not only your speciality. If the model is good and conclusions are drawn and grounded correctly, they should be clear to everyone.
- It is not worth to ignore the works which results contrast to yours, enter into cautious constructive discussion and convince a reader in your rightness.
- To forestall possible comments from the peer-reviewers, discuss the limits of your results – what was failed and why.

If necessary, introduce subject subheadings, combine some sections (Introduction and Methods, Results and Discussion, Discussion and Conclusions etc).

Resume and Conclusion are not the same, but they are usually combined under the Conclusion heading. *Resume* briefly states the main results, preferably with the phrases differing from stated in the main part of the article.

Important: the resume should accurately correlate with formulation of the aim and problems of the work and with the content of abstract.

Conclusion

- gives answers to the questions, what new the article adds to the already published results and what progress the article provides in this field of knowledges.

- offers the generalizations and recommendations resulting from the work, underlines their practical importance, defines the concept of further research in this field and, desirable, the forecast of considered questions development.

References

The works of last 5–10 years are required. Do not forget about works of foreign colleagues. In the survey articles along with the contemporary, latest sources specify those, in which the studied subject has been mentioned or worked out for the first time. Minimize the references to the school books, handbooks, encyclopedias etc, which cannot be a serious ground for scientific research. Do not get wrapped up with self-citation, do not adduce the works of your own more than 20 % of total number in the list.

Data. In this section the author may give additional information, such as experimental data, data of ancillary research methods and so forth, supporting the article resume. Inherently, it is an appendix to the article.

An extensive database in couple with the methods of data processing, that has its own scientific value, may be published as separate work with a reference to the actual scientific article, in which the results of these data analysis are discussed.

If results of the experiment are not comprehended yet at the generalization level, that is worthy of an article, but they seem to be important for the scientific problem resolving, write them in a form of **a short report** (the problem definition, experimental material, resume, short references list).

To what peer-reviewers usually pay their attention?

- First of all, the (annotation) abstract,
- Then the figures. Peer-reviewers with great experience revealed a correlation: if figures are problem, the article will draw some question as well.

Then the peer-reviewers will check:

- how accurately the title reflects an article content;
- whether the resume neatly correlates with the statement of an aim and work targets, and with an abstract's content;
- whether the resume reasoned enough by the material presented;
- quality of references list: representative references list demonstrates professional horizons and research qualitative level.

Basic requirements to the article design

Sheet size	A4
Margins	1.5 cm on all sides
Fonts	Times New Roman – for text, Symbol – for Greek letters
Font size	12–13
Decimal separator	point, not a comma
Line Spacing	1,15–1,5
Text alignment	left
Automatic hyphenation	none

All text elements (including the references lists), except the cases conforming the generally accepted spelling rules, are typed in lowercase (not in uppercase). Dates in the text in the «day.month.year» form are types in the following way: 02.05.1991.

A point is not put after: UDC, the article title, authors' names, headings and subheadings, tables headers, units (c – second, g – gram, min – minute, hr – hour (but mo. – month, yr. – year), M – million, B – billion etc, in the subscript indexes (T_{melt} – melting temperature).

Space separates the initials from the last name (*A.A. Ivanov*), unit from digits: 100 kPa, 77 K, 50 %, 10 ‰, except degrees: 90° (but 20 °C), order numbers from designations: fig. 1, table 2, latitude and longitude symbol in geographical coordinates: 56.5° N; 85.0° E.

Not hyphen, but dash is put between two numbers (by simultaneous pressing of CTRL and dash key on the keyboard right panel) without spaces from both sides, for example: 1984–1991 yr., 6–8 m.

Mathematical expressions written in separate line and containing the symbols, absent in the Times New Roman, should be *completely* typed in the editor compatible with Microsoft Office.

Formulas and symbols, that can be inserted in the text without special editor using, are typed in Latin letters and/or through the Insert – Symbol option. It is undesirable to use symbols in the abstract, because symbols are not displayed on the Internet.

Tables should be entitled and have no any empty cells. Blanks must be explained in the notice. When creating tables use the Word functions (Table – Insert table).

Illustrative materials are inserted in the article text (select the inserted picture, then select the Layout Options, and choose In Line with Text option), an also presented as the separate files in the version, in which they were created.

Formats: photo, drawings – jpg (300–600 dpi); graphs, diagrams, schemes etc – tiff, xls (Excel), cdr (CorelDraw) of 12.0(2004) or X4(2008) versions.

Size of the drawings and their inscriptions fonts should be chosen with regard to their reduction in accordance with the size of page (17 × 24 cm) and column (8 × 24 cm).

The axes inscriptions begin from an uppercase letter: Depth, m. In the figure captions there is first the common title of the figure, then interpretation of the parts and legend. Letters for the figure parts put in parentheses: (a), (b) etc.

Each graphical file size is no more than 10 Mb. Color drawings are accepted if it is impossible to convert them into black-and-white version without information content loss.

The references to all the figures must be in the text.

Quantities and units must conform to the standard notations in accordance with the International System of Units (SI).

References is placed after the main text of the article, it composed in alphabetical order.

Within the works of one author first placed the papers of his own, then of this author and one co-author, and finally of this author with two or more co-authors – in each group the papers must be in chronological ascending order.

The work's title when describing the mono edition and the source name in analytical description are set off in italics. References list is numbered (see the example below).

The bibliography style near to Chicago Style (with the elements of APA – American Psychological Association) is adopted in the Journal. Obligatory elements are the following: *authors (editors), year of publication, full title of the book or article, place of publication, publishing house, full source name, volume, number, quantity characteristic* (for a book – total number of pages, for an article or a chapter – the pages, where it is placed, for example: 5–10), DOI *identifier* (if any). If the source is available on the internet, the reference to URL and the date of access should be given.

If the article is published in original and translation, its description needs to be presented in both versions. Also, it is highly advisable to give the data in English from the original article translated and published in Russian (authors' initials in Latin letters, the article name in English).

The references to all the sources in the list should be placed in the text.

In the text the references are placed in brackets with author last name (or the first author when there are three or more co-authors), two co-authors last names and year of publication, for example: [Petrov, 2011; Olami et al., 1992; Levin, Nosov, 2009]. In the identical references to different works of the same year and in their description in the list the letters are put: [Smit et al., 2016a].

Example of numbered references list

A monography

1. IPCC: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis – Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. **2013**. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1535 p. URL: <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/> (accessed 13.11.2019).
2. Krammer K., Lange-Bertalot H. **1986**. *Bacillariophyceae*. 1. Teil: *Naviculaceae*. Jena: Gustav Fischer Verlag, 876 p. (Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. (eds) *Süßwasserflora von Mitteleuropa*; 2).
3. Max M.D. (ed.) **2000**. *Natural gas hydrate*. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Acad. Publ., 410 p. (Oceanic and Permafrost Environments; 5). <https://doi.org/10.1007/978-94-011-4387-5>
4. Rebetsky Yu.L. **2007**. *Tectonic stresses and strength of mountain ranges*. Moscow: Akademkniga, 406 p. (In Russ.).

An article (a report) in a periodical

5. Archer D., Buffett B., Brovkin V. **2009**. Ocean methane hydrates as a slow tipping point in the global carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences, U.S.A.*, 106(49): 20596–20601. <https://doi.org/10.1073/pnas.0800885105>
6. Blunden J., Arndt D.S. (eds) **2017**. State of the Climate in **2016**. *Bull. of the American Meteorological Society*, 98(8): S1–S277. <https://doi.org/10.1175/2017BAMSStateoftheClimate.1>
7. Elliott S., Maltrud M., Reagan M., Moridis G., Cameron-Smith P. **2011**. Marine methane cycle simulations for the period of early global warming. *J. of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G1): G01010, 13 p. <https://doi.org/10.1029/2010jg001300>
8. Pletchov P.Y., Gerya T.V. **1998**. Effect of H₂O on plagioclase-melt equilibrium. *Experiment in Geosciences*, 7(2): 7–9. URL: http://library.iem.ac.ru/exper/v7_2/khitar.html#pletchov (accessed 14.11.2019).

An article with metadata in English given in a source

9. Rybin A.V., Chibisova M.V., Smirnov S.Z., Martynov Yu.A., Degterev A.V. **2018**. Petrochemical features of volcanic complexes of Medvezh'ya caldera (Iturup Island, Kuril Islands). *Geosistemy perekhodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2(4): 377–385. (In Russ., abstract in Eng.). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.4.377-385>

An article in papers collection and conference materials, a chapter of monography

10. Grebennikova T.A. **2011**. Diatom flora of lakes, ponds and streams of Kuril Islands. In: *Diatoms: Ecology and Life Cycle*. New York: Nova Publ., 93–124.
11. Hinrichs K.U., Boetius A. **2002**. The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry. In: *Wefer G., Billett D., Hebbeln D. et al. (eds) Ocean Margin Systems*. Berlin, Heidelberg, Springer, 457–477.

Internet source

12. Kondratiev V.B. **2011**. *The global pharmaceutical industry*. (In Russ.). URL: <http://perspektivy.info/rus/ekob/2011-07-18.html> (accessed 23.06.2013).
13. NGDC: *Tsunami Data and Information*. URL: https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml (accessed 29.09.2019).

Исправление

В номере 3 за 2019 год в статье Р.Ф. Булгакова и В.Н. Сеначина «Морские террасы и влияние эффекта гидроизостазии на вертикальные движения Сахалина» (doi.org/10.30730/2541-8912.2019.3.3.277-286) авторы при описании модели района исследований неправильно указали параметры, которые использовались при вычислениях.

Фразу на с. 281, последняя строка в колонке справа, «остальные параметры взяты из модели VM2a» следует читать: «остальные параметры взяты из нижеприведенной таблицы (см. таблицу)»:

Параметры модели, принятые для расчета изменений уровня моря в позднем плейстоцене – голоцене

Слой	Радиус, км	Плотность, кг/м ³	Модуль сдвига, ×10 ¹¹ Па	Вязкость, ×10 ²¹ Па×с	Гравитация (ускорение свободного падения), м/с ²
Литосфера	6371–6341	2 854.642	0.45	Бесконечность	9.488
Верхняя мантия	5701–6341	3 988.065	0.85	0.5	9.505
Нижняя мантия	3480–5701	4 396.56	2.19	2.7	9.370
Ядро	0–3480	10 931.731	0	0	10.629