



Минобрнауки России
Российская академия наук
Дальневосточное отделение
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии

ВУЛКАНИЗМ и СВЯЗАННЫЕ С НИМ процессы

XXVI ежегодная научная конференция,
посвященная Дню вулканолога
30-31 марта 2023 г.

Материалы конференции



Петропавловск-Камчатский
2023



Минобрнауки России
Российская академия наук
Дальневосточное отделение
ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии

ВУЛКАНИЗМ и связанные с ним процессы

XXVI ежегодная научная конференция,
посвященная Дню вулканолога
30-31 марта 2023 г.

Материалы конференции

Петропавловск-Камчатский
2023

УДК 551.21+552+550.34

Научное издание

Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2023 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. – 218 с.

Volcanism and related processes. Proceedings of the XXVI annual scientific conference dedicated to the Volcanologist Day, March, 30-31, 2023. – Petropavlovsk-Kamchatsky: IVS FEB RAS, 2023. – 218 p.

ISBN 978-5-902424-39-0

В материалах XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, представлены результаты исследований в области вулканологии, сейсмологии, геотермии, геохимии и геодинамики зон перехода океан-континент.

Материалы публикуются в авторской редакции.

Утверждено к печати
Ученым советом
Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Главный редактор:
член-корреспондент РАН А.Ю. Озеров

Заместитель главного редактора:
к.г.-м.н. Е.Г. Калачева

Ответственный секретарь:
к.ф.-м.н. А.А. Долгая

Редакционная коллегия:
академик РАН Е.И. Гордеев, д.г.-м.н. А.И. Кожурин, д.г.-м.н. С.Н. Рычагов,
к.г.-м.н. Н.В. Горбач, к.г.н. О.В. Дирксен, к.т.н. В.А. Рашидов,
к.б.н. Т.Ю. Самкова, Е.В. Волошина, А.Ф. Сашенкова

На обложке:
«Зима пришла на Ичинский вулкан»
Фото А.Н. Рогозина

ISBN 978-5-902424-39-0

© ИВиС ДВО РАН, 2023

Содержание

Кузнецова М.В. Рядовой науки Василий Кулаков	11
Секция I. Вулканизм	
Ананьев В.В., Петрова В.В., Рашидов В.А. Состав пород подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга)	14
Беловежец Н.Н., Бережнев Я.М., Кулаков И.Ю., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Скоростная структура верхней коры под вулканом Эбеко (Курильские острова) по результатам шумовой сейсмической томографии	18
Бережнев Я.М., Беловежец Н.Н., Кулаков И.Ю., Яковлев А.В., Абраменков С.С., Абкадыров И.Ф. Изменения сейсмических скоростей в магматической системе вулкана Эбеко в течение 2021-2022 гг. по данным корреляции сейсмического шума	22
Будилов Д.И., Шакирова А.А. Акустический мониторинг извержения вулкана Алаид в сентябре-ноябре 2022 г.	26
Волынец А.О., Некрылов Н.А., Овсянников Г.Н., Толстых М.Л., Горбач Н.В., Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Плечова А.А. Вулканизм в зоне активных разломов: геохимия вулканических пород и магматических расплавов (Срединный хребет Камчатки)	30
Гирина О.А., Гордеев Е.И., Озеров А.Ю., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Романова И.М., Нурдаев А.А. 30 лет Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT)	34
Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Романова И.М., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Цветков В.А., Демянчук Ю.В. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2022 г. и их опасность для авиации	38
Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Романова И.М., Лупян Е.А., Сорокин А.А., Крамарева Л.С., Цветков В.А., Демянчук Ю.В. Пароксизмальные эксплозивные извержения вулкана Безымянный в 2022 г. и их опасность для авиации	42
Горбач Н.В., Пономарева В.В., Портнягин М.В., Данишик М., Плечова А.А., Рогозин А.Н. Эксплозивные извержения вулканов Большого Кавказа на рубеже плейстоцена и плейстоцена: вулканическая летопись свиты Рухс-Дзуар (Северная Осетия)	46
Гордейчик Б.Н., Чурикова Т.Г., Марченко Е.С., Муравьев Я.Д. Включение данных о составах пород в геоинформационную систему «Вулканы в криосфере, Курило-Камчатская дуга»	50
Иванов В.В., Дирксен О.В. Частотно-магнитудное распределение взрывных вулканических извержений Камчатки за последние 40 000 лет и прогнозные оценки их повторяемости	54
Мельников Д.В., Калачева Е.Г. Динамика вод кратерного озера вулкана Малый Семячик за период 1999-2021 гг. по данным дистанционного зондирования	58
Силаев В.И., Карпов Г.А., Хазов А.Ф., Игнатъев Г.В., Шанина С.Н., Макеев Б.А., Смолева И.В. Минералого-геохимические особенности тефры островного внутриплитно-океанического вулкана Кумбре-Вьеха (извержение 2021-2022 гг.)	62

Тарасов К.В. Диффузионный поток CO₂ на озере Кипящем в кальдере Головнина (о. Кунашир)	66
Тобелко Д.П., Горбач Н.В., Портнягин М.В., Щербаков В.Д., Рогозин А.Н. Первые данные по составу минералов и условиям кристаллизации магм Кроноцкого вулкана (Восточный вулканический пояс Камчатки)	70
Толстых М.Л., Овсянников Г.Н., Щеклеина М.Д., Лебедев В.А., Бабанский А.Д., Певзнер М.М., Парфенов А.В., Вольнец А.О. N₂-Q₁ вулканизм в долине р. Димшикан (Срединный хребет Камчатки)	74
Томаникова Л., Савов И.П., Харвей Дж., де Хуг Я.С.М., Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Муравьев Я.Д., Ягодзинский Дж. Роль метасоматизированной островодужной мантии в формировании изотопной систематики бора изверженных пород Камчатки	78
Секция II. Геодинамика зоны перехода океан-континент	
Бергаль-Кувикас О.В., Буслов М.М., Бушенкова Н.А., Долгая А.А. Загадка о. Шумшу (Курильские острова): в чем причина отсутствия голоценового вулканизма в активной островной дуге?	82
Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан 7.5 (Курильская островная дуга)	86
Гаврилов В.А., Полтавцева Е.В., Пантелеев И.А., Титков Н.Н., Бусс Ю.Ю., Артамонова И.Е. О целесообразности использования данных Камчатской сети GPS-измерений для повышения эффективности мониторинга процессов подготовки сильных камчатских землетрясений	90
Лемзиков М.В. Механизмы очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской	94
Миронов И.К. Деформации земной поверхности на Усть-Камчатском геодинамическом полигоне в 2014-2022 гг.	98
Пинегина Т.К. Новые данные об Усть-Камчатском землетрясении 14 апреля 1923 г. по результатам палеосейсмологических исследований	100
Соломатин А.В., Солдатова П.Д. Долгосрочный сейсмический прогноз на II 2023–I 2027 гг. Концепция методики мониторинга геофлюидодинамических процессов региона на основе плоскоориентированных кластеров	104
Секция III. Гидротермальные процессы: геотермия, геохимия, метасоматоз	
Белоусов А.Б., Белоусова М.Г. Новый подход к физическому моделированию периодического действия гейзеров	108
Бойкова И.А. Минералы супергруппы алуниита Опалитового месторождения (о. Парамушир)	111
Большаков И.Е., Фролова Ю.В., Житова Е.С., Рычагов С.Н., Веселовский Р.В. Экспресс-методы оценки степени изменения и свойств пород на термальных полях	115
Буддо И.В., Шелохов И.А., Мисюркеева Н.В., Селяев В.А., Агафонов Ю.А. Потенциал применения индуктивной электроразведки в комплексе геофизических исследований с целью поисков и разведки геотермальных месторождений	119

Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. Первые комплексные геофизические исследования структуры Южно-Камбального Ближнего термального поля (Камбальный вулканический хребет, Южная Камчатка)	123
Буханова Д.С., Жегунов П.С., Швейгерт П.Е., Жирнова Т.С. Новые данные о минеральном составе руд эпитермального Au-Ag рудопроявления Каньон (Камчатский край)	127
Денисов Д.К. Геофизическая изученность зон разгрузки парогидротерм Больше-Банного геотермального месторождения	129
Журавлев Н.Б. Анализ распределения продуктивных разломов и тектонических нарушений в Паратунском геотермальном районе	133
Калачева Е.Г., Таран Ю.А. Геохимические и гидрогеологические индикаторы формирования ASC-вод в постройках активных вулканов Тихоокеанского обрамления (обзор)	137
Кравченко О.В., Рычагов С.Н. Сравнительная характеристика толщи гидротермальных глин Верхне- и Восточно-Паужетского термальных полей (Южная Камчатка)	141
Кузьмина А.А., Сергеева А.В., Кравченко О.В., Карташева Е.В., Назарова М.А. Макрокомпонентный состав поровых растворов глин Паужетского геотермального месторождения (юг Камчатки, Россия)	145
Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А., Шелохов И.А., Смирнов А.С. Геофизические исследования флюидодинамических структур	149
Назарова М.А., Сергеева А.В., Кравченко О.В., Кузьмина А.А., Карташева Е.В. Кристаллизация солей из вод горячих источников термальных полей Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка, Россия)	152
Панин Г.Л., Котенко Т.А., Коханова С.П. Совместные геофизические и геохимические работы на гидротермальных объектах вулкана Баранского, о. Итуруп	156
Плутахина Е.Ю., Зобенько О.А., Кудаева Ш.С. Минеральный состав возгонов вулкана Тангкубан Пераху (Западная Ява, Индонезия)	160
Плутахина Е.Ю., Малик Н.А. Новые находки в сублиматах Авачинского вулкана	162
Поляков А.Ю., Кирюхин А.В. Магматическая активность Мутновского вулкана в 2022 г. по сейсмическим и газогидрохимическим данным	164
Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Сандиминова Е.И., Философова Т.М. Вулканическое стекло в цеолит-кремнистых отложениях Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка)	168
Савельев Д.П., Москалева С.В., Щербаков В.Д., Шайхутдинова Д.Р. Хромититы альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки	172
Савельева О.Л., Савельев Д.П. Платиноносность железомарганцевых корок с гайотов и разломных зон прикамчатской акватории Тихого океана	176

Сергеева А.В., Гладышкина А.В., Назарова М.А., Кузьмина А.А., Карташева Е.В. Перитектоидный гидролитический распад водного сульфата железа (III) в условиях, имитирующих прогретые грунты термальных полей Камчатки	179
Токарева О.В., Васильева А.И., Акулова И.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. Применение индуктивной электроразведки с целью картирования магматических образований в верхней части разреза Непско-Ботуобинской антеклизы	183
Швейгерт П.Е., Буханова Д.С. Закономерности распределения золота в выветрелых рудах восточного фланга рудопроявления Тутхливаям (Камчатский край)	187
Шелохов И.А., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В., Смирнов А.С. Комплексная интерпретация геофизических методов для обнаружения флюидодинамических аномалий	191
Секция IV. Вулканизм и окружающая среда	
Ганзей К.С. Новые данные о поствулканическом развитии ландшафтов острова Матуа (Курильские острова)	194
Делемень И.Ф. Некоторые терминологические аспекты изучения процессов потери гравитационной устойчивости бортов Узон-Гейзерной кальдеры	197
Дирксен В.Г., Дирксен О.В. Использование пыльцевых данных для определения сезона эксплозивных извержений в прошлом	201
Калачева Е.Г., Мельников Д.В., Долгая А.А. Влияние вулканической и гидротермальной деятельности на формирование химического состава р. Карымская (п-ов Камчатка)	205
Куксина Л.В. Сейсмическая активность и сток наносов в бассейнах рек Камчатки	209
Куксина Л.В., Муравьев Я.Д. Вулканизм и компоненты речного стока	213
Семкин П.Ю., Павлова Г.Ю., Барабанщиков Ю.А., Кукла С.П., Сагалаев С.Г., Швецова М.Г., Шкирникова Е.М., Тищенко П.П., Тибенко Е.Ю., Уланова О.А., Лобанов В.Б., Тищенко П.Я. Гидрохимические характеристики бухт Вилючинская и Авачинская (Восточная Камчатка) под влиянием материкового стока с вулканических территорий	215

Content

Kuznetsova M.V. Vasily Kulakov – a private soldier of science	11
Section I. Volcanism	
Ananiev V.V., Petrova V.V., Rashidov V.A. The composition of the rocks of the underwater Esmeralda volcano (Mariana Island arc)	14
Belovezhets N.N., Berezhev Y.M., Koulakov I.Y., Jakovlev A.V., Abramnikov S.S., Abkadyrov I.F. Shallow velocity structure beneath Ebeko volcano revealed by ambient noise tomography	18
Berezhev Y.M., Belovezhets N.N., Koulakov I.Y., Jakovlev A.V., Abramnikov S.S., Abkadyrov I.F. Seismic velocity changes in the magmatic system of the Ebeko volcano during 2021-2022 according to seismic noise cross-correlation	22
Budilov D.I., Shakirova A.A. Acoustic monitoring of the Alaid volcano eruption in September-November 2022	26
Volynets A.O., Nekrylov N.A., Ovsyannikov G.N., Tolstykh M.L., Gorbach N.V., Pevzner M.M., Babansky A.D., Plechova A.A. Volcanism in the active fault zone: geochemistry of volcanic rocks and magmatic melts (Sredinny Range of Kamchatka)	30
Girina O.A., Gordeev E.I., Ozerov A.Yu., Manevich A.G., Melnikov D.V., Romanova I.M., Nuzhdaev A.A. 30 years of Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team	34
Girina O.A., Melnikov D.V., Manevich A.G., Romanova I.M., Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Tsvetkov V.A., Demyanchuk Yu.V. The 2022 activity of Kamchatka and Kurile Islands volcanoes and their danger to aviation	38
Girina O.A., Melnikov D.V., Manevich A.G., Romanova I.M., Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Tsvetkov V.A., Demyanchuk Yu.V. The 2022 paroxysmal explosive eruptions of Bezymianny volcano and their danger to aviation	42
Gorbach N.V., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Danišik M., Plechova A.A., Rogozin A.N. Explosive eruptions at the Greater Caucasus at the Pliocene-Pleistocene boundary: volcanic record of the Rukhs-Dzuar deposits	46
Gordeychik B.N., Churikova T.G., Marchenko E.S., Muravyev Ya.D. Inclusion of data on rock compositions in the geoinformation system «Volcanoes in Cryosphere, Kuril-Kamchatka arc»	50
Ivanov V.V., Dirksen O.V. Frequency-magnitude distribution of explosive volcanic eruptions in Kamchatka over the last 40 000 years and prediction of their recurrence	54
Melnikov D.V., Kalacheva E.G. Dynamics of waters of the crater lake of the Maly Semyachik volcano in 1999-2021 by remote sensing data	58
Silaev V.I., Karpov G.A., Khazov A.F., Ignatiev G.V., Shanina S.N., Makeev B.A., Smoleva I.V. Mineralogical and geochemical features of tephra of intraplate oceanic Cumbre Vieja volcano (2021-2022 eruption)	62
Tarasov K.V. CO₂ flux from Kipyashee Lake in the Golovnina caldera (Kunashir Island)	66

Tobelko D.P., Gorbach N.V., Portnyagin M.V., Scherbakov V.D., Rogozin A.N. First data on the composition of minerals and crystallization conditions of Kronotsky volcano magmas (Eastern volcanic belt of Kamchatka)	70
Tolstykh M.L., Ovsiannikov G.N., Shchekleina M. D., Lebedev V.A, Babansky A.D., Pevzner M.M., Parfenov A.V., Volynets A.O. N₂-Q₁ volcanism in the Dimshikan Valley (Sredinny Range of Kamchatka)	74
Tomanikova L., Savov I.P., Harvey J., de Hoog J.C.M., Churikova T.G., Gordeychik B.N., Muravyev Ya.D., Yagodinski G.M. The role of metasomatized island-arc mantle in the formation of boron isotope systematics in igneous rocks of Kamchatka	78
Section II. Geodynamics of the ocean-continent transition zone	
Bergal-Kuvikas O.V., Buslov M.M., Bushenkova N.A., Dolgaya A.A. The riddle of Shumshu Isl. (Kuril Islands): what is the reason for the absence of Holocene volcanism in the active island arc?	82
Blokh Y.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A. Submarine volcano 7.5 (Kuril island arc)	86
Gavrilov V.A., Poltavtseva E.V., Panteleev I.A., Titkov N.N., Buss Yu.Yu., Artamonova I.E. On the expediency of using Kamchatka GPS network data to enhance the efficiency of monitoring the processes of strong Kamchatka earthquakes preparation	90
Lemzikov M.V. Focal mechanisms of volcanic-tectonic earthquakes of Klyuchevskoy volcano	94
Mironov I.K. Deformations of the earth's surface at the Ust-Kamchatsky geodynamic test site in 2014-2022	98
Pinegina T.K. New data on April 14, 1923 Ust-Kamchatsk earthquake by the results of paleoseismological study	100
Solomanin A.V., Soldatova P.D. Long-term seismic forecast for II 2023–I 2027. Concept of methodology for monitoring of geofluidodynamic processes in the region based on plane-oriented clusters	104
Section III. Hydrothermal processes: geothermy, geochemistry, metasomatism	
Belousov A.B., Belousova M.G. New approach to physical modeling of periodic activity of geysers	108
Boykova I.A. Minerals of the alunite group of Opalite deposit (Paramushir Island)	111
Bolshakov I.E., Frolova J.V., Zhitova E.S., Rychagov S.N., Veselovsky R.V. Express methods for assessing the degree of alteration and properties of rocks on thermal fields	115
Buddo I.V., Shelokhov I.A., Misyurkeeva N.V., Selyaev V.A., Agafonov Y.A. The potential of application of induction electromagnetic surveys in a complex of geophysical methods for prospecting and exploring geothermal fields	119
Bukatov Yu.Yu., Nuzhdaev I.A., Feofilaktov S.O. The first integrated geophysical studies of the structure of the South Kamalny Blizhniy thermal field (Kamalny volcanic ridge, Kamchatka)	123

Bukhanova D.S., Zhegunov P.S., Schweigert P.E., Zhirnova T.S. New data on mineralogical composition of Canyon Au-Ag epithermal occurrence ores (Kamchatsky krai)	127
Denisov D.K. Geophysical knowledge of the steam-hydrothermal discharge zones in the Bolshe-Bannoye geothermal field	129
Zhuravlev N.B. Analysis of distribution of productive fault and tectonic fracture in the Paratunsky geothermal area	133
Kalacheva E.G., Taran Y.A. Geochemical and hydrogeological indicators of ASC-waters formation in edifices of active volcanoes of the Pacific Rim (review)	137
Kravchenko O.V., Rychagov S.N. Comparative characteristic of hydrothermal clays of Upper and East Pauzhetsky thermal fields (Southern Kamchatka)	141
Kuzmina A.A., Sergeeva A.V., Kravchenko O.V., Kartasheva E.V., Nazarova M.A. Macrocomponent composition of pore solution in clays of the Pauzhetka geothermal deposit (south of Kamchatka, Russia)	145
Misyurkeeva N.V., Buddo I.V., Shelokhov I.A., Agafonov Yu.A., Smirnov A.S. Geophysical studies of fluid dynamic structures	149
Nazarova M.A., Sergeeva A.V., Kravchenko O.V., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V. Salt crystallization from hot spring waters of the thermal fields of the Kambalny volcanic ridge (South Kamchatka, Russia)	152
Panin G.L., Kotenko T.A. Kokhanova S.P. Joint geophysical and geochemical studies of hydrothermal objects of Baransky volcano, Iturup Island	156
Plutakhina E.Y., Zobenko O.A., Kudayeva Sh.S. Mineral composition of exhalations from Tangkuban Perahu volcano (West Java, Indonesia)	160
Plutakhina E.U., Malik N.A. New findings in the sublimates of Avacha volcano	162
Polyakov A.Yu., Kiryukhin A.V. Magmatic activity of Mutnovsky volcano in 2022 according to seismic and gas-hydrochemical data	164
Rychagov S.N., Kravchenko O.V., Sandimirova E.I., Phylosofova T.M. Volcanic glass in zeolite-siliceous deposits of the Pauzhetsky geothermal field (South Kamchatka)	168
Savelyev D.P., Moskaleva S.V., Shcherbakov V.D., Shaikhutdinova D.R. Chromitites from the alpine-type ultrabasites of Eastern Kamchatka	172
Savelyeva O.L., Savelyev D.P. Platinum content of ferromanganese crusts from guyots and fault zones of the near-Kamchatka area of the Pacific Ocean	176
Sergeeva A.V., Gladyshekina A.V., Nazarova M.A., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V. Peritectoidal hydrolytic decomposition of aqueous iron (III) sulfate under conditions simulating heated soils of thermal fields in Kamchatka	179
Tokareva O.V., Vasilyeva A.I., Akulova I.V., Buddo I.V., Agafonov Yu.A. TEM prospecting for mapping igneous formations in the upper part of geological section of Nepa-Botuoba antecline	183

Schweigert P.E., Bukhanova D.S. Regularities of Au distribution in weathered ores of the eastern flank of the Tutkhlivayam ore occurrence (Kamchatsky krai)	187
Shelokhov I.A., Buddo I.V., Misyurkeeva N.V., Smirnov A.S. Integrated interpretation of geophysical methods for the detection of fluid dynamic anomalies	191
Section IV. Volcanism and the environment	
Ganzei K.S. Emerging data on the post-volcanic development of the landscapes of Matua Island (Kurile Islands)	194
Delemen I.F. Some terminological aspects of studying the processes of gravitational stability loss in the walls of the Uzon-Geysernaya caldera	197
Dirksen V.G., Dirksen O.V. Applying pollen data to determine the season of past explosive eruptions	201
Kalacheva E.G., Melnikov D.V., Dolgaya A.A. Influence of volcanic and hydrothermal activity on the formation of chemical composition of the Karymskaya River (Kamchatka Peninsula)	205
Kuksina L.V. Seismic activity and sediment yield in the river basins of Kamchatka	209
Kuksina L.V., Muravyev Ya.D. Volcanism and river runoff components	213
Semkin P.Yu, Pavlova G.Yu., Barabanshchikov Yu.A., Kukla S.P., Sagalaev S.G., Shvetsova M.G., Shkirmikova E.M., Tishchenko P.P., Tibenko E.Yu., Ulanova O.A., Lobanov V.B., Tishchenko P.Ya. Hydrochemical characteristics of Vilyuchinskaya and Avachinskaya bays (Eastern Kamchatka) under the influence of continental runoff from volcanic areas	215

Рядовой науки Василий Кулаков

Кузнецова М.В.

Vasilij Kulakov – a private soldier of science

Kuznetsova M.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: bib@kscnet.ru

В работе освещены этапы жизни и научной деятельности участника исследований Камчатки 1930-1935 гг., геолога и вулканолога Василия Степановича Кулакова.

В 30-е годы XX века государственная политика СССР в сфере науки была связана с реализацией планов социально-экономических преобразований. В связи с бурным хозяйственным развитием Камчатского полуострова, исследовательские работы Геологического комитета и Академии наук СССР приобретали особо важное значение. Активным участником экспедиций 1930-1935 гг. на Камчатке был Василий Степанович Кулаков.

В.С. Кулаков родился в августе 1903 г. в селе Лукино Тверской губернии (сейчас Московской области) в крестьянской семье. С мая 1919 г. по декабрь 1920 г. работал ремонтным рабочим стройки железной дороги Петроград–Рыбинск. После окончания Рабфака при I Политехническом институте (1921-1924 гг.) поступил в Ленинградский горный институт на геологоразведочный факультет. Во время учебы в Горном институте был участником Научного геологического кружка студентов (заведовал библиотекой), старостой группы и представителем студентов в методических предметных комиссиях. По приглашению А.Н. Заварицкого, летом 1927 и 1928 гг. работал коллектором и съемщиком в геологических партиях по изучению Уральской области и Башкирской АССР. Но с 3 курса был уволен из числа студентов Горного института с формулировкой «за невыполнение академического минимума» [7]. В январе 1929 г. к неоднократным заявлениям В.С. Кулакова и правления Научного геологического кружка студентов ЛГИ о пересмотре вопроса об исключении его из числа студентов присоединился А.Н. Заварицкий. В своем ходатайстве от 01.11.1928 г. в деканат геологоразведочного факультета Александр Николаевич написал: «он (В. Кулаков – К.М.) действительно работает по геологии сверх программы Института... работал у меня по обработке материалов и подсчетов запасов г. Магнитной, затем летом этого же года работал в Ильменском заповеднике на петрографической съемке, для чего должен был специально готовиться зимой прошлого года» [7]. Несмотря на это, в восстановлении было отказано. Зимой 1928/29 года В.С. Кулаков работал на заводе Магнитстрой. В июне 1929 г. он был командирован Геологическим комитетом ВСНХ СССР в Ильменский минералогический заповедник «для производства сбора дополнительных данных» [7].

Вернувшись из командировки, с 1 октября 1929 г. Василий Степанович Кулаков поступил на службу в Институт геологической карты ГГРУ в качестве научного сотрудника Петрографической секции, а 1 апреля 1930 г. получил назначение «Начальника Камчатской по изучению вулканов партии» [7]. Авача-Козел-Коряцкая фотограмметрическая и геологическая партия прибыла в г. Петропавловск-Камчатский 7 июня 1930 г. Под руководством В.С. Кулакова была составлена топографическая карта и проведена рекогносцировка подступов к вулкану Авача, что было подготовительной работой для экспедиции Заварицкого 1931 г. «Записная книжка для образцов за 1930 год» В.С. Кулакова хранится в Архиве РАН вместе с полевыми дневниками экспедиции А.Н. Заварицкого. В октябре 1930 г. он наблюдал извержение вулкана Жупановский: «выброс столба черного дыма из второй с запада вершины» [2]. В том же 1930 г. Василий Степанович стал членом Краеведческого общества по изучению Камчатки. Газета «Полярная звезда» № 90 за 1930 г. информирует: «Поручено члену общества геологу В.С. Кулакову прочесть в Педтехникуме и школе

семилетке лекцию «Вулкан и вулканические явления». Весной 1931 г. ему «удалось дважды посетить кратер вулкана Горелый (Горелый Хребет) и фотографировать ряд моментов взрывов» [2]. В июне-сентябре 1931 г. В.С. Кулаков участвовал в вулканологической экспедиции под руководством А.Н. Заварицкого на Авачу, неоднократно поднимался на вулкан вместе с Б.И. Пийпом и Л.Н. Добрецовым. Покинул Камчатку вместе с участниками экспедиции 13 октября 1931 г.

В личном листке по учету кадров от 4 марта 1934 г. в разделе «Какие награды получал после Октябрьской революции» указано: «Премирован костюмом за ударные работы на Камчатке в 1930-1931 гг.» [7]. В Ленинграде он написал заявление о приеме в число экстернов по петрографической специальности, и 31.01.1932 г. В.С. Кулаков был зачислен в экстерны ЛГИ. Закончить экстернат ему не удалось, и «ввиду не окончания экстерната в установленный срок», 03.11.1933 г. В.С. Кулаков был исключен из числа экстернов [7]. Летом 1932 г. он вновь приехал на Камчатку. В статье «Начало русской вулканологии» А.Н. Заварицкий писал: «В 1932 г. он (В.С. Кулаков – К.М.) был командирован на Камчатку музеем Ленинградского горного института с целью собрать материал для музея. В это время началось извержение нового паразитного кратера Ключевской сопки. Около месяца Кулаков провел в непосредственной близости с извергающимся шлаковым конусом, с большой смелостью собирая материалы извержения и сделав ряд интереснейших наблюдений над деятельностью кратера, взрывами газов и т.д. Это были первые исследования русского геолога, непосредственно наблюдавшего вулканическое извержение» [1]. Результаты наблюдений В.С. Кулаков изложил в статье «Паразитные кратеры, возникшие в 1932 г. у подножья Ключевского вулкана на Камчатке», опубликованной в Записках Ленинградского горного института за 1934 г. С февраля 1933 г. он был ученым хранителем Музея ЛГИ. Но уже 15 апреля 1934 г. он написал заявление директору Ленинградского Горного института Дмитрию Ивановичу Мушкетову с просьбой разрешить ему участвовать в экспедиции на Камчатку «в коей, выставлен первой кандидатурой от ГИНа АН» [6]. Разрешение было дано с двумя условиями: 1) выставка отдела петрографии будет закончена; 2) рабочее место за ним сохраняться не будет. Он принял оба эти условия, и 20.05.1934 г. В.С. Кулаков был уволен по сокращению штатов [6].

В конце мая 1934 г. в составе отряда ГИН АН СССР Камчатской комплексной экспедиции СОПС он выехал на Камчатку. Экспедиции, имеющие комплексный характер и связанные с работами и участием других институтов, организовывались через СОПС [5]. Работы экспедиции выполнялись сотрудниками ГИН АН СССР и ПЕТРИН АН СССР. В плане ГИН на 1934 г. по проблеме «Геологическое строение и полезные ископаемые Дальнего Востока» разрабатывалась тема «Изучение геологического строения Камчатки». Экспедиционные исследования ГИН были произведены двумя отрядами: Верхне-Камчатским и Центрально-Камчатским. Руководители: А.В. Щербаков и В.С. Кулаков. «Полевые работы двух геологических отрядов охватили наиболее интересный участок – вообще мало исследованный участок Камчатки. Сделано геологическое пересечение полуострова и заснят геологически наиболее интересный вулканологический участок Охотско-Тихоокеанского водораздела. Центрально-Камчатский отряд под руководством В.С. Кулакова пересек центральную часть Камчатки в наименее исследованной ее части: от с. Козыревска на р. Камчатке через Эссо до нижнего течения р. Тихой. ... Кулаковым исследованы две группы горячих ключей: в верховьях р. Анаун и около Эссо, которые, по его мнению, всюду связаны с появлением кислых пород» [1]. В августе 1934 г. на Камчатку выехал отряд ПЕТРИН АН СССР, который остался зимовать на Камчатке. Здесь к отряду присоединился В.С. Кулаков. В период зимовки 1934-1935 гг. он обследовал новые паразитные кратеры вулкана Ключевской, образовавшиеся в 1932-1933 гг., и участвовал в ряде экскурсий на южный склон вулкана Шивелуч.

В 1935 году Камчатская комплексная научно-исследовательская экспедиция продолжила работу по исследованию Камчатки. «Центральный камчатский геологический отряд ... продолжил пересечение полуострова, начатое в 1934 г., до берегов Тихого океана. Кроме общей геологической съемки отряд вел интересные наблюдения по оледенению, тектонике и вулканизму» [3]. При маршрутной геологической съемке в мае 1935 г. В.С. Кулаков исследовал вулкан Толбачик и отнес его к гавайскому типу извержения вулканов. В июле 1935 г. В.С. Кулаков с семьей пограничниками совершил восхождение и спуск в кратер Ключевского вулкана. В кратере участники группы собирали возгоны, пепел, фотографировали ландшафт и выложили на дне кратера пятиконечную звезду из обломков лавы. «Начальник Центрально-Камчатского геологического отряда Кулаков В.С. награжден орденом «Знак Почета» за организацию и успешное проведение массового восхождения на вершину со спуском в кратер действующего Ключевского вулкана – впервые в истории исследования Камчатки» [3]. После завершения полевых работ экспедиции 8 ноября 1935 г. была созвана первая Камчатская научно-исследовательская конференция. На конференции было заслушано 12 докладов, среди них доклад В.С. Кулакова «В кратере Ключевского вулкана».

В 1936 г. в печати появились три статьи В.С. Кулакова: «В кратере действующего вулкана» (сборник «На Камчатке», 1936, с. 159-170), «Гавайский тип вулканов на Камчатке» («Природа», 1936, № 10, с. 117-122), «О деятельности камчатских вулканов» («Природа», 1936, № 8, с. 21-28). В сноске к статье «Паразитические кратеры Ключевского вулкана, возникшие в 1932 году» (Дитерихс, Кулаков, Святловский), опубликованной в выпуске № 2 Трудов Вулканологической станции за 1948 г., уточнено: «написана по материалам, собранным геологом В.С. Кулаковым и химиком А.Н. Троцким в период работы Камчатской комплексной экспедиции 1934/1935 гг.», фамилия Кулакова обведена черной рамкой. К сожалению, больше информации о В.С. Кулакове нет. В работе А.И. Цюрупы «Павшие в бою, или запахи судьбы» (Петропавловск-Камчатский, 2010) указано: «Софья Ивановна (Набоко – К.М.) рассказала мне: Кулаков умер в начале Великой Отечественной войны. В осажденном Ленинграде».

Участник первых геологических исследований Камчатки в СССР, исследователь вулканов Камчатки, «рядовой науки» Василий Степанович Кулаков прожил короткую, но яркую и многогранную жизнь. Именем В.С. Кулакова назван побочный прорыв 33-О Ключевского вулкана [4]. Девизом всей его жизни по праву можно считать девиз, начертанный на знамени Горного института: «Усердие к услуге Отечеству и к пользе онаго любовь».

Список литературы

1. *Заварицкий А.Н.* Пять лет геологических исследований Камчатки // Проблемы советской геологии. 1935. № 12. С. 1095-1102.
2. *Кулаков В.С.* О деятельности камчатских вулканов // Природа. 1936. № 8. С. 21-28.
3. На Камчатке / СОПС АН СССР. М.; Л.: АН СССР, 1936. 215 с.
4. *Озеров А.Ю.* Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
5. Отчет о деятельности Академии наук Союза советских социалистических республик в 1934 году. М.; Л.: АН СССР, 1935. 612 с.
6. ЦГА СПб. Ф.8811. Оп.15. Д.269.
7. ЦГА СПб. Ф.8811. Оп.25. Д.1686.

Состав пород подводного вулкана Эсмеральда (Марианская островная дуга)

Ананьев В.В.¹, Петрова В.В.², Рашидов В.А.¹

The composition of the rocks of the underwater Esmeralda volcano (Mariana Island arc)

Ananiev V.V., Petrova V.V., Rashidov V.A.

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: rashidva@kscnet.ru

² Геологический институт РАН, г. Москва

Приводятся сведения о составе пород, слагающих постройку подводного вулкана Эсмеральда в Марианской островной дуге, опробованных в 4-м и 5-м рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог». Изученные породы базальтового и андезибазальтового состава нормальной щелочности относятся к остороводужной толеитовой высокожелезистой серии.

Подводный вулкан Эсмеральда расположен на западном подводном склоне южной части Марианской островной дуги в 28-35 км от островов Сайпан и Титиан (рис. 1). Его диаметр по изобате 1500 м составляет 15-20 км, минимальная глубина 43 м, а объем ~127 км³. На вершине вулкана расположен кратер диаметром 2-3.5 км и глубиной 200-300 м.

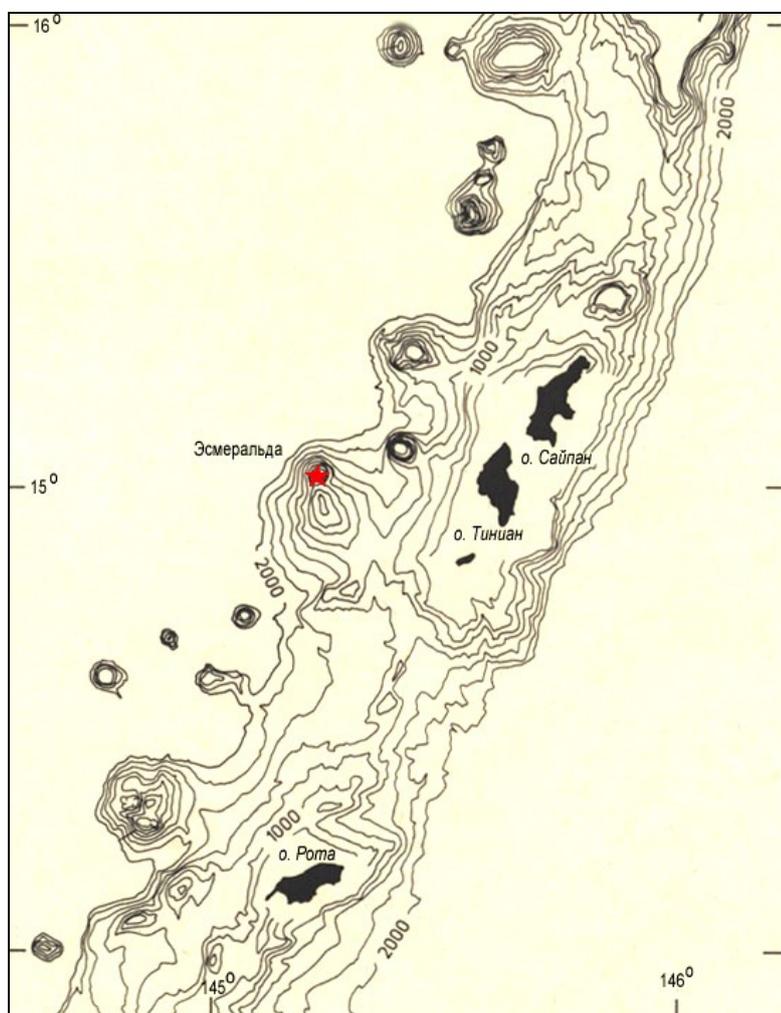


Рис. 1. Местоположение подводного вулкана Эсмеральда.

Вулкан был обследован в 4-ом и 5-ом рейсах научно-исследовательского судна (НИС) «Вулканолог» в январе и июле 1978 г. [1]. В декабре того же года вулкан был исследован в рейсе НИС «Томас Вашингтон» [6], а в июле-августе 1990 г. – в рейсе SO-69 НИС «Зоне» [7].

Результаты предыдущих исследований показали, что по минеральному составу среди пород, драгированных в рейсах НИС «Вулканолог», выделены базальты, андезибазальты, долеритобазальты и габброиды, а фумарольные новообразования представлены самородной серой, гипсом, опалитами, алунитами, гидроокислами и сульфидами железа [1].

Нами были выполнены 14 новых анализов химического состава драгированных горных пород (таблица).

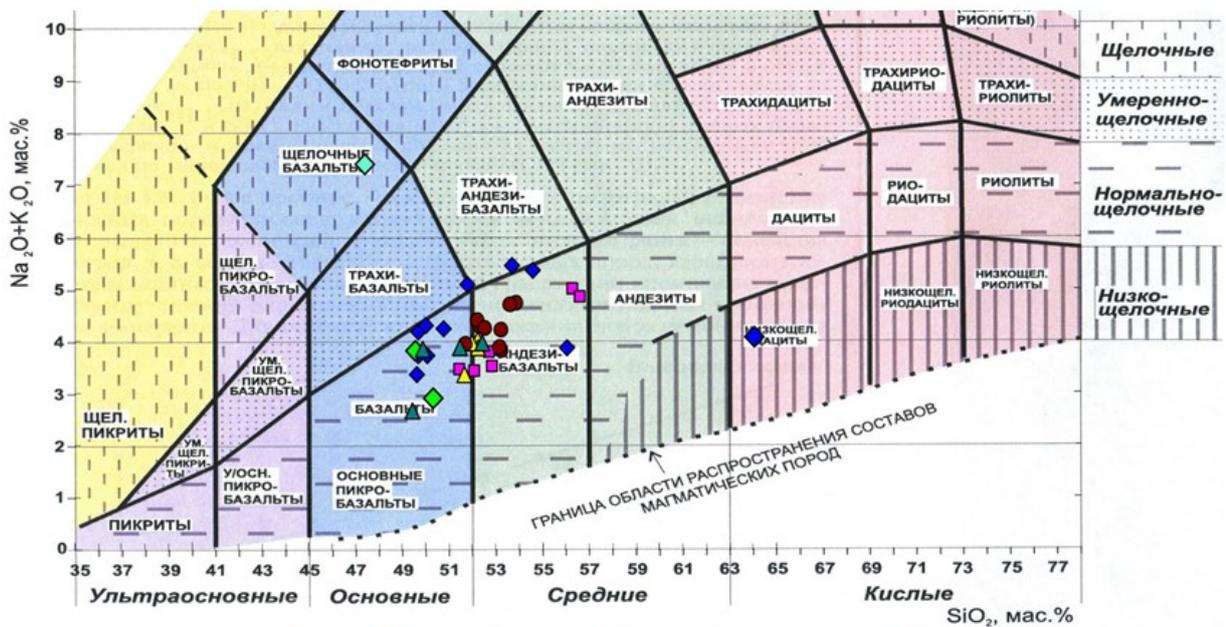
Таблица. Состав горных пород, драгированных в рейсах НИС «Вулканолог»

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	В4-1	В-4-31	В-4-3/3	В-4-3а	В-4-5/1	В-4-27	В-4-30	В-5-6-72	В4-6	В4-2
SiO ₂	46.61	48.54	48.54	48.53	50.73	49.00	49.09	49.84	52.35	53.28
TiO ₂	2.31	1.35	1.25	1.24	1.42	1.29	1.29	1.28	1.50	1.44
Al ₂ O ₃	15.49	16.96	16.93	17.42	15.98	18.81	17.59	17.97	13.51	13.75
Fe ₂ O ₃	0.17	2.97	4.91	4.65	3.31	2.79	3.63	1.66	2.04	1.22
FeO	12.18	10.89	8.54	8.81	9.35	9.29	9.94	10.19	13.00	12.93
MnO	0.17	0.24	0.16	0.16	0.18	0.17	0.18	0.18	0.29	0.27
MgO	6.66	2.89	3.45	3.21	2.81	2.41	2.85	2.76	2.30	2.37
CaO	6.85	9.90	10.56	10.83	9.28	10.08	10.03	10.10	7.16	6.98
Na ₂ O	4.52	3.22	3.19	2.82	4.34	3.69	3.15	3.66	3.95	3.89
K ₂ O	2.75	0.87	0.47	0.49	0.66	0.53	0.52	0.52	1.38	1.36
P ₂ O ₅	0.59	0.14	0.15	0.16	0.27	0.17	0.16	0.16	0.22	0.22
ППП	1.36	1.22	1.24	1.31	0.80	1.10	1.21	1.23	1.45	1.44
Сумма	99.66	99.19	99.39	99.63	99.13	99.33	99.64	99.55	99.15	99.15

№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ обр.	В-4-7/10	В-4-3/1	В4-7/3	5В-6-82	6/2	6/1	31/2	3/18Б	7/1	7/6
SiO ₂	55.00	62.99	48.64	50.32	55.42	55.68	52.65	51.12	50.76	51.36
TiO ₂	1.33	0.43	1.20	0.80	1.12	1.12	0.97	0.92	0.88	0.94
Al ₂ O ₃	17.23	16.22	18.79	15.57	13.41	12.78	17.25	17.79	18.05	15.27
Fe ₂ O ₃	4.63	2.30	1.78	2.25	1.91	1.87	2.67	2.02	2.44	5.73
FeO	4.03	3.90	9.50	6.70	10.71	10.86	8.44	8.32	8.50	6.31
MnO	0.06	0.10	0.20	0.38	0.27	0.27	0.20	0.20	0.20	0.20
MgO	3.72	1.94	3.37	9.79	2.62	3.10	3.31	3.36	3.42	3.58
CaO	8.48	6.45	10.89	10.16	7.94	7.72	10.69	11.06	11.06	10.69
Na ₂ O	3.43	2.99	3.16	2.30	3.39	3.31	2.62	2.49	2.57	2.81
K ₂ O	0.38	1.03	0.60	0.62	1.55	1.47	0.88	0.88	0.85	0.88
P ₂ O ₅	0.35	0.21	0.14	0.17	0.34	0.34	0.21	0.19	0.21	0.19
ППП	0.49	0.74	1.06	1.13	0.84	0.84	0.81	1.21	0.38	1.77
Сумма	99.13	99.30	99.33	100.19	99.52	99.36	100.70	99.56	99.32	99.73

Обобщение имеющейся информации [1, 2, 5, 6, 8] показало, что по химическому составу подавляющее большинство пород, драгированных в рейсах НИС «Вулканолог», представлено базальтами и андезибазальтами (рис. 2).

Из общего ряда выпадают только два образца: образец № 1 соответствует щелочной (сумма щелочей 7.27 %) серии пород и отличается высокими содержаниями Ti, Rb, Sr, Ba, Zr, Nb и вкрапленниками плагиоклаза (An_{57±0.02}) с содержанием SrO до 0.8 %, а образец № 12 является дацитом.



1 - ◆; 2 - ◆; 3 - ◆; 4 - ●; 5 - ▲; 6 - ▲; 7 - ■

Рис. 2. Диаграмма TAS химической классификации магматических пород. 1-3 – данные авторов (1 – эффузивы; 2 – щелочной базальт; 3 – габбро); 4 – данные из работы [7]; 5 – данные из работы [5]; 6 – данные из работы [8]; 7 – данные из работы [1].

По петрохимическим характеристикам все анализы, кроме образца № 1, соответствуют островодужной толеитовой высокожелезистой серии пород (рис. 3, 4).

В результате выполненных работ исследованы петрохимические характеристики образцов пород, опробованных в рейсах НИС «Вулканолог» на разных участках постройки вулкана Эсмеральда, а полученные данные позволяют отнести породы базальтового и андезибазальтового состава нормальной щелочности к островодужной толеитовой высокожелезистой серии.

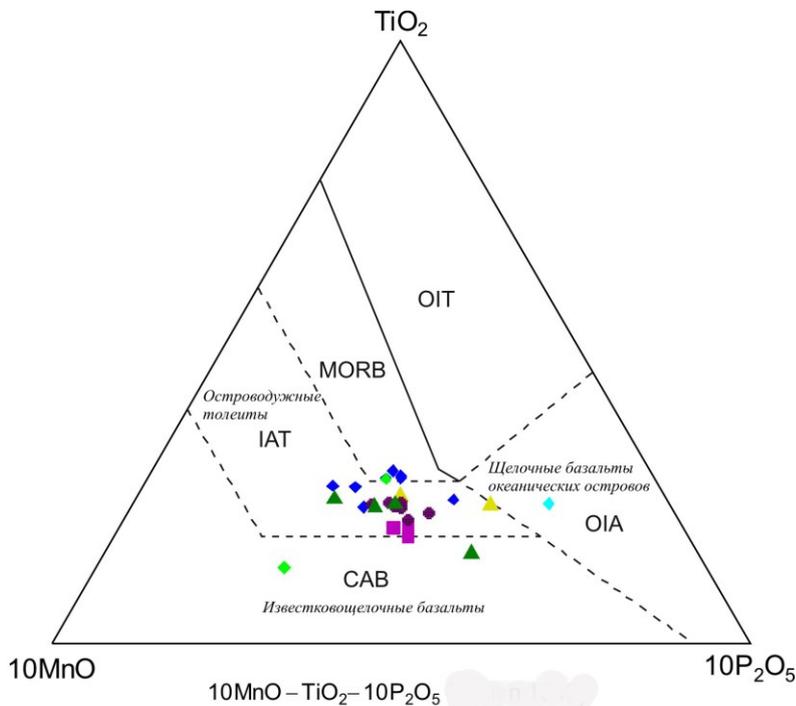


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма MnO-TiO₂-P₂O₅ [4].

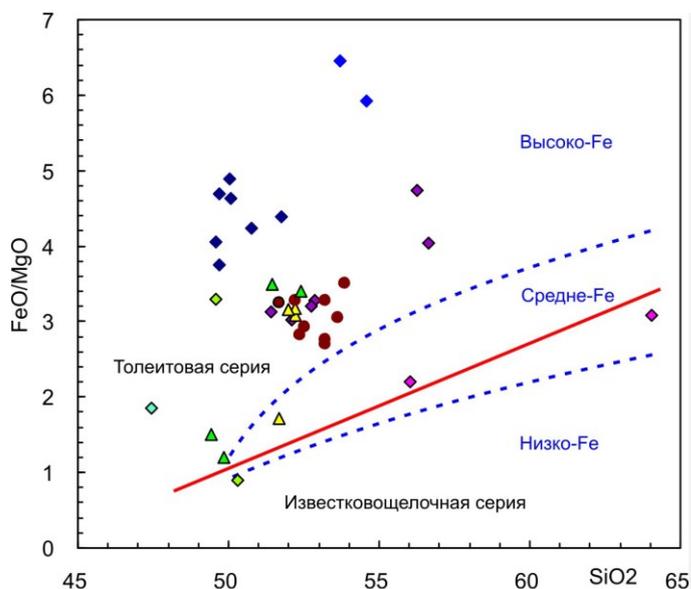


Рис. 4. Диаграмма FeO/MgO – SiO₂ [3].

Полученные нами данные расширяют поле составов вулкана Эсмеральда, опубликованное в работе [6], – выделены два новых, не встреченных здесь ранее, типа пород – дацит и щелочной высококалийевый базальт.

Плодотворная интеграция сотрудников институтов РАН в очередной раз показала, что материалы, полученные в рейсах НИС «Вулканолог» и хранящиеся должным образом, являются уникальными, востребованными и позволяют получать новые данные о проявлении подводного вулканизма в Тихом океане.

Список литературы

1. Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др. Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 65-78.
2. Колосков А.В., Рашидов В.А., Ананьев В.В. Первая находка шпинель-лгерцолитового ксенолита «неофиолитового типа» в задуговом бассейне Марианской островодужной системы // Океанология. 2020. № 4. С. 629-647.
3. Miyashiro A. Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins // American Journal of Science. 1974. V. 274. P. 321-355.
4. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. V. 62. P. 53-62.
5. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer Sh.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction Components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. № 7. Art. Q07006.
6. Stern R.J., Bibee L.D. Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1984. V. 86. P. 159-169.
7. Stüben D., Bloomer S.H., Taibi N.T. et al. First results of study of sulphur-rich hydrothermal activity from an island-arc environment: Esmeralda Bank in the Mariana Arc // Marine Geology. 1992. V. 103. P. 521-528.
8. Wang X., Wang Z., Liu Y. et al. Calcium Stable Isotopes of Tonga and Mariana Arc Lavas: Implications for Slab Fluid-Mediated Carbonate Transfer in Cold Subduction Zones // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. Art. e2020JB020207.

Скоростная структура верхней коры под вулканом Эбеко (Курильские острова) по результатам шумовой сейсмической томографии

Беловежец Н.Н.^{1,2}, Бережнев Я.М.^{1,2}, Кулаков И.Ю.^{1,3}, Яковлев А.В.¹,
Абраменков С.С.^{1,2}, Абкадыров И.Ф.³

Shallow velocity structure beneath Ebeko volcano revealed by ambient noise tomography

Belovezhets N.N., Berezhnev Y.M., Koulakov I.Y., Jakovlev A.V., Abramenkov S.S.,
Abkadyrov I.F.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики, г. Новосибирск;

e-mail: belovezhetsnn@ipgg.sbras.ru

² Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

В данной работе представлено трехмерное распределение скорости поперечной волны под вулканом Эбеко (Курильские острова) до глубины 6 км, полученное методом шумовой сейсмической томографии. Низкоскоростные аномалии наблюдаются под вулканом Эбеко и под г. Вернадского на глубине 4-6 км, а также на глубине 1 км под вулканом Эбеко.

Введение

Вулкан Эбеко расположен в северной части острова Парамушир (Курильские острова), всего в 7 км от города Северо-Курильска. Остров Парамушир – это один из самых больших островов Курильской островной дуги, расположенный близко к полуострову Камчатка. Вулкан Эбеко – это сложно построенный вулкан, состоящий из нескольких четвертичных вулканических конусов, окруженный большим количеством термальных источников. Самыми известными источниками являются Верхне-Юрьевские термальные источники, широко исследованные благодаря своему уникальному геохимическому составу [1]. В данный момент вулкан Эбеко находится в стадии активной вулканической деятельности, производя фреато-магматические извержения до нескольких раз в день, при которых высота пепловой колонны достигает 5 км, что представляет опасность для авиаперевозок и жителей Северо-Курильска [5]. Несмотря на большое количество исследований, которые были проведены в данном районе [3, 6, 9], глубинное строение магматической системы вулкана Эбеко остается неизвестным. Поэтому нами были обработаны данные с первой сети сейсмических станций, установленной на острове Парамушир в 2021-2022 гг., и одной постоянной станции (рис. 1).

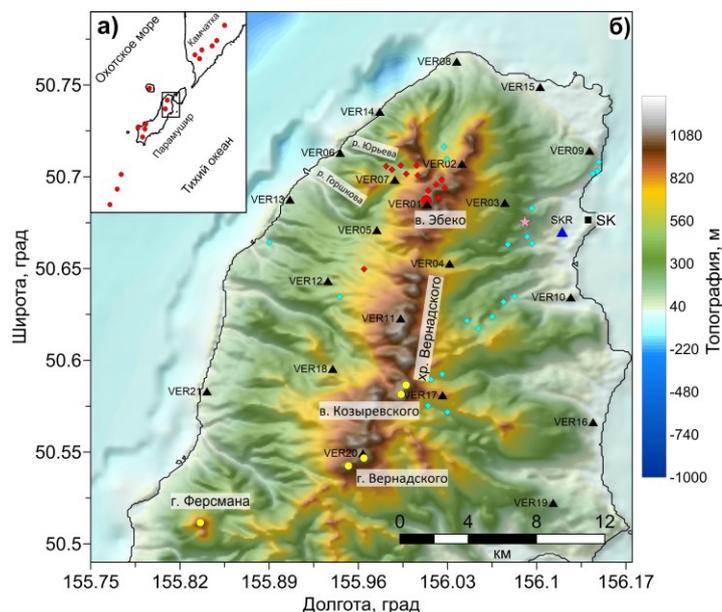


Рис. 1. Область изучения: а – расположение региона исследования (черный прямоугольник); б – топография области исследования. Красные круги – активные в настоящее время вулканы, желтые круги – недавно активные вулканы, красные ромбы – горячие термальные источники, голубые ромбы – холодные термальные источники [2]. Розовая звезда – глубокая скважина, черный квадрат – город Северо-Курильск. Черные треугольники – временные сейсмические станции, синий треугольник – постоянная станция.

Данные и их обработка

Мы использовали трехкомпонентные непрерывные сейсмические записи временной сейсмической сети, функционировавшей с июня 2021 г. по июль 2022 г., установленной Институтом нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН (ИНГГ СО РАН) совместно с Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН), и одной постоянной сейсмической станции (SKR), установленной Камчатским филиалом Геофизической службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН) (рис. 1). Станция VER19 не использовалась в исследованиях, так как проработала всего 3 дня.

Были построены кросс-корреляционные функции в диапазоне частот от 30 секунд до 4 Гц. При этом данные предварительно фильтровались, вносилась инструментальная поправка, понижалась частота дискретизации, применялось удаление среднего и удаление тренда. Кроме этого, было применено спектральное отбеливание и нормализация скользящим средним модулем (running absolute mean) с предварительной фильтрацией в окне далеких землетрясений 15-30 сек [4]. Кросс-корреляции рассчитывались между отрезками длиной 2 часа с перекрытием в 1 час, после чего суммировались за все сутки. Из-за того, что на некоторых кросс-корреляциях наблюдался сдвиг относительно нуля из-за потери сигнала GPS, вводились дополнительные поправки (рис. 2).

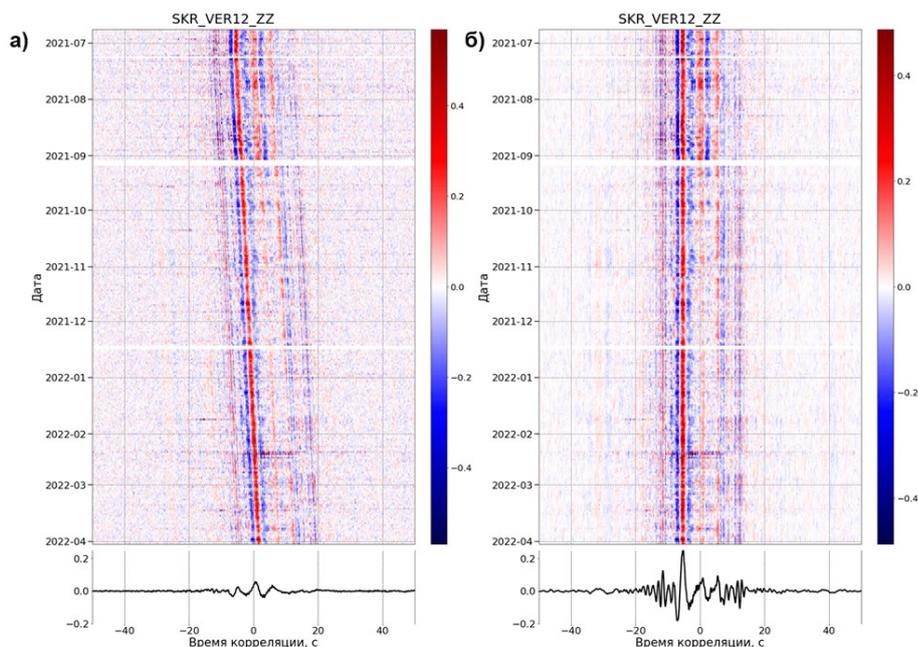


Рис. 2. Кросс-корреляции для станций SKR и VER12: а – до введения поправки, б – после введения поправки.

Для извлечения дисперсионных кривых групповых скоростей поверхностных волн Рэлея мы применяли спектрально-временной анализ (FTAN) [8] к вертикальным компонентам тензора кросс-корреляций. Дисперсионные кривые были выделены для частот от 2 Гц до 5 секунд. Далее дисперсионные кривые использовались в алгоритме шумовой сейсмической томографии SURF_TOMO [7] для построения трехмерного распределения скорости поперечной волны в верхней части верхней коры. Также нами были проведены синтетические тесты «шахматная доска» для проверки разрешающей способности модели.

Результаты и интерпретация

Нами было получено трехмерное распределение скорости поперечных волн в среде. На рис. 3 представлены горизонтальные сечения аномалий скорости поперечной

волны. На рис. 4а представлены вертикальные сечения аномалий скорости, абсолютные распределения представлены на рис. 4б.

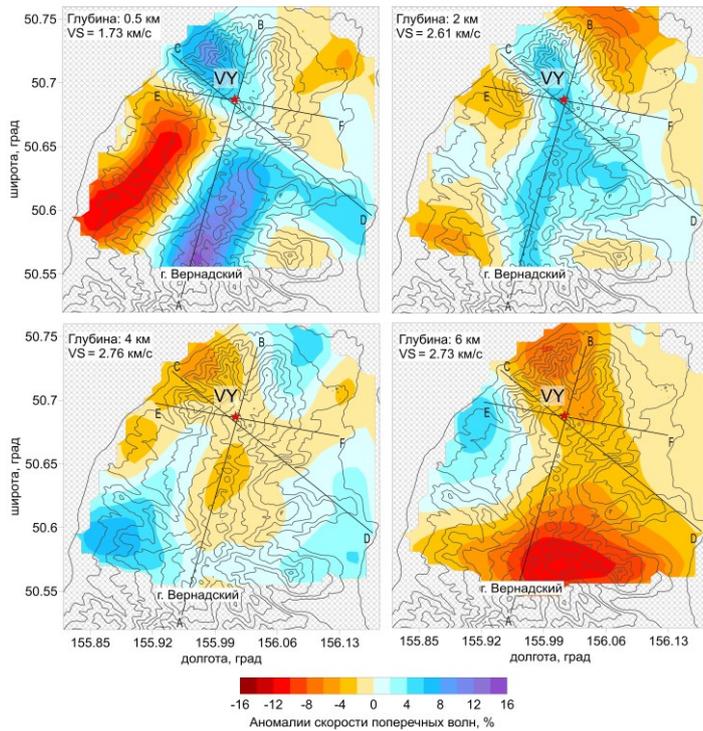


Рис. 3. Горизонтальные сечения аномалий скорости поперечных волн. Референсные значения скорости и глубины обозначены в верхнем левом углу каждого рисунка. Топография показана линиями. Красная звезда обозначает вулкан Эбеко, VY – Верхне-Юрьевские термальные источники. Черные линии – профили для вертикальных сечений.

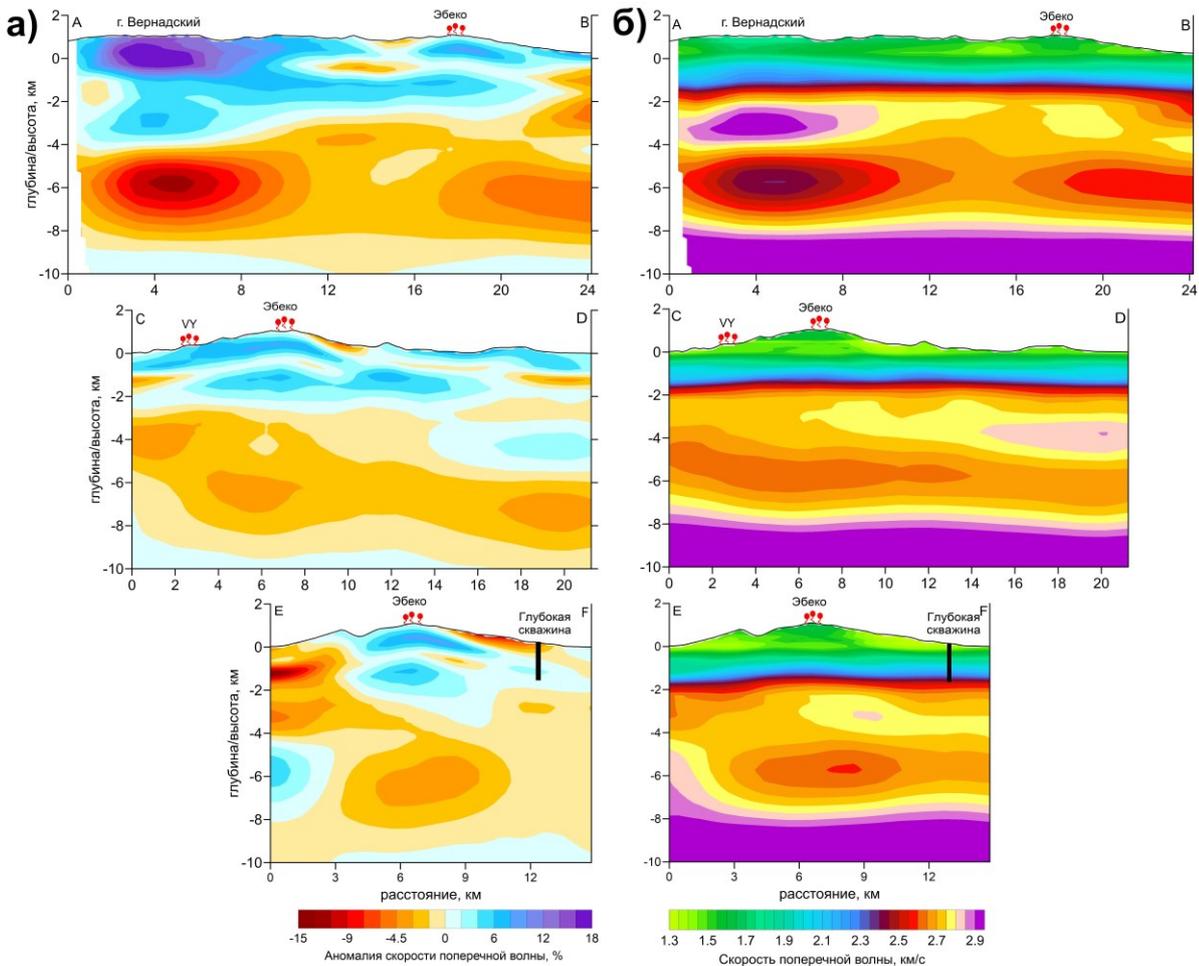


Рис. 4. Вертикальные сечения аномалий (а) и абсолютных значений (б) скорости поперечных волн. VY – Верхне-Юрьевские термальные источники. Вертикальный масштаб равен горизонтальному. Черной линией показано расположение глубокой скважины.

Наблюдаются две высокоскоростные аномалии под вулканом Эбеко и под г. Вернадского, которые могут быть связаны с консолидированными магматическими породами с высокой плотностью. Также наблюдаются две низкоскоростные аномалии под вулканом Эбеко и г. Вернадского на глубине 4-6 км, которые могут быть интерпретированы как магматические очаги, питающие вулкан Эбеко в настоящее время и г. Вернадского в прошлом. Кроме этого, наблюдается низкоскоростная аномалия под вулканом Эбеко и под Верхне-Юрьевскими термальными источниками на глубине порядка 1 км, которая, скорее всего, представляет собой водонасыщенный слой, питающий источники и являющийся причиной фреатических извержений вулкана Эбеко (при контакте магмы с водой).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 22-27-00374 и в рамках государственного задания по теме НИР FWZZ-2022-0017.

Список литературы

1. *Калачева Е.Г., Волошина Е.В.* Геохимическая характеристика термальных источников привершинной части вулкана Эбеко (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 2. Вып. 54. С. 6-19.
2. *Хубаева О.Р.* Тепловое питание гидротермально-магматических систем хребта Вернадского (о. Парамушир, Курильские острова). Автореф. дис. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Москва, 2020. 17 с.
3. *Belousov A., Belousova M., Auer A. et al.* Mechanism of the historical and the ongoing Vulcanian eruptions of Ebeko volcano, Northern Kuriles // Bulletin of Volcanology. 2021. V. 83. <https://doi.org/10.1007/s00445-020-01426-z>
4. *Bensen G., Ritzwoller M., Barmin M. et al.* Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophysical Journal International. 2007. V. 169. P. 1239-1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
5. *Girina O., Manevich A., Melnikov D. et al.* The 2016 Eruptions in Kamchatka and on the North Kuril Islands: The Hazard to Aviation // Journal of Volcanology and Seismology. 2019. V. 13. P. 157-171. <https://doi.org/10.1134/S0742046319030047>
6. *Kalacheva E., Taran Y., Kotenko T. et al.* Volcano-hydrothermal system of Ebeko volcano, Paramushir, Kuril Islands: Geochemistry and solute fluxes of magmatic chlorine and sulfur // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2016. V. 310. P. 118-131. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.11.006>
7. *Koulakov I., Maksotova G., Jaxybulatov K. et al.* Structure of magma reservoirs beneath Merapi and surrounding volcanic centers of Central Java modeled from ambient noise tomography // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2016. V. 17. <https://doi.org/10.1002/2016GC006442>
8. *Levshin A., Pisarenko V., Pogrebinsky G.* On a frequency-time analysis of oscillations // Annales de geophysique. 1972. V. 28. P. 211-218.
9. *Walter T., Belousov A., Belousova M. et al.* The 2019 Eruption Dynamics and Morphology at Ebeko Volcano Monitored by Unoccupied Aircraft Systems (UAS) and Field Stations // Remote Sensing in Geology, Geomorphology and Hydrology. 2020. V. 12. № 1961. <https://doi.org/10.3390/rs12121961>

Изменения сейсмических скоростей в магматической системе вулкана Эбеко в течение 2021-2022 гг. по данным корреляции сейсмического шума

Березнев Я.М.^{1,2}, Беловежец Н.Н.^{1,2}, Кулаков И.Ю.^{1,3}, Яковлев А.В.¹,
Абраменков С.С.^{1,2}, Абкадыров И.Ф.³

Seismic velocity changes in the magmatic system of the Ebeko volcano during 2021-2022 according to seismic noise cross-correlation

Berezhnev Y.M., Belovezhets N.N., Koulakov I.Y., Jakovlev A.V., Abramenkov S.S.,
Abkadyrov I.F.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики, г. Новосибирск;

e-mail: berezhnevym@ipgg.sbras.ru

² Новосибирский Государственный Университет, г. Новосибирск

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

В данной работе представлены изменения сейсмических скоростей под вулканом Эбеко (Курильские острова) за 2021-2022 гг., полученные по результатам анализа кросс-корреляций сейсмического шума с помощью кросс-спектрального анализа, основанного на вейвлет разложении. Изменения сейсмических скоростей были определены для периодов сейсмических волн от 2 до 10 секунд для всех возможных пар станций.

Введение

Остров Парамушир расположен на севере Курильской островной дуги и является вторым по величине после острова Итуруп. В северной части по центру острова находится хребет Вернадского, вытянутый с севера на юг, на северном окончании которого, всего в 7 км от г. Северо-Курильск, расположен вулкан Эбеко (рис. 1). Этот вулкан, являющийся одним из самых активных вулканов Курильской дуги, сложен несколькими четвертичными конусами, состоящими в основном из пород основного и среднего состава [8]. С 2016 г. по ноябрь 2021 г. вулкан Эбеко находился в фазе активного извержения, при этом фиксировались выбросы пепла, тепловые аномалии и выделение газа [1-4]. С 2022 г. начался очередной период активности вулкана, который представляет опасность как для авиаперевозок, так и для жителей Камчатки и о. Парамушир.

В 2021-2022 гг. впервые на о. Парамушир была установлена сеть временных сейсмических станций при поддержке ИНГГ СО РАН, ИВиС ДВО РАН, КФ ФИЦ ЕГС РАН. Данные с этой сети совместно с данными постоянной станции SKR (КФ ФИЦ ЕГС РАН) были использованы для получения изменений сейсмических скоростей.

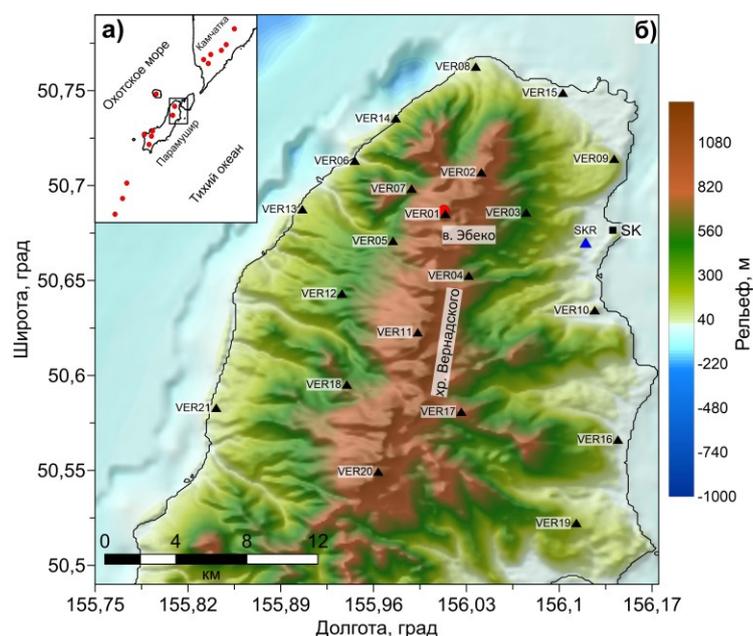


Рис. 1. Область изучения:
а – расположение региона исследования (черный прямоугольник), б – топография области исследования. Красные круги – активные в настоящее время вулканы, черный квадрат – город Северо-Курильск. Черные треугольники – временные сейсмические станции, синий треугольник – постоянная станция SKR.

Данные и их обработка

Изменения скоростей сейсмических волн в среде определялись по кросс-корреляционным функциям (ККФ) сейсмического шума. Для построения ККФ использовались вертикальные компоненты непрерывных сейсмических записей. Данные со станции VER19 не использовались, потому что длина записей недостаточна. Были построены кросс-корреляционные функции в диапазоне частот от 2 до 10 секунд (рис. 2). Предварительная обработка данных включала в себя фильтрацию, внесение инструментальной поправки, понижение частоты дискретизации, удаление среднего и тренда. Кроме этого, было применено спектральное отбеливание и нормализация скользящим средним модулем (running absolute mean) до и после спектрального отбеливания [5]. Кросс-корреляции рассчитывались между отрезками длиной 2 часа с перекрытием в час.

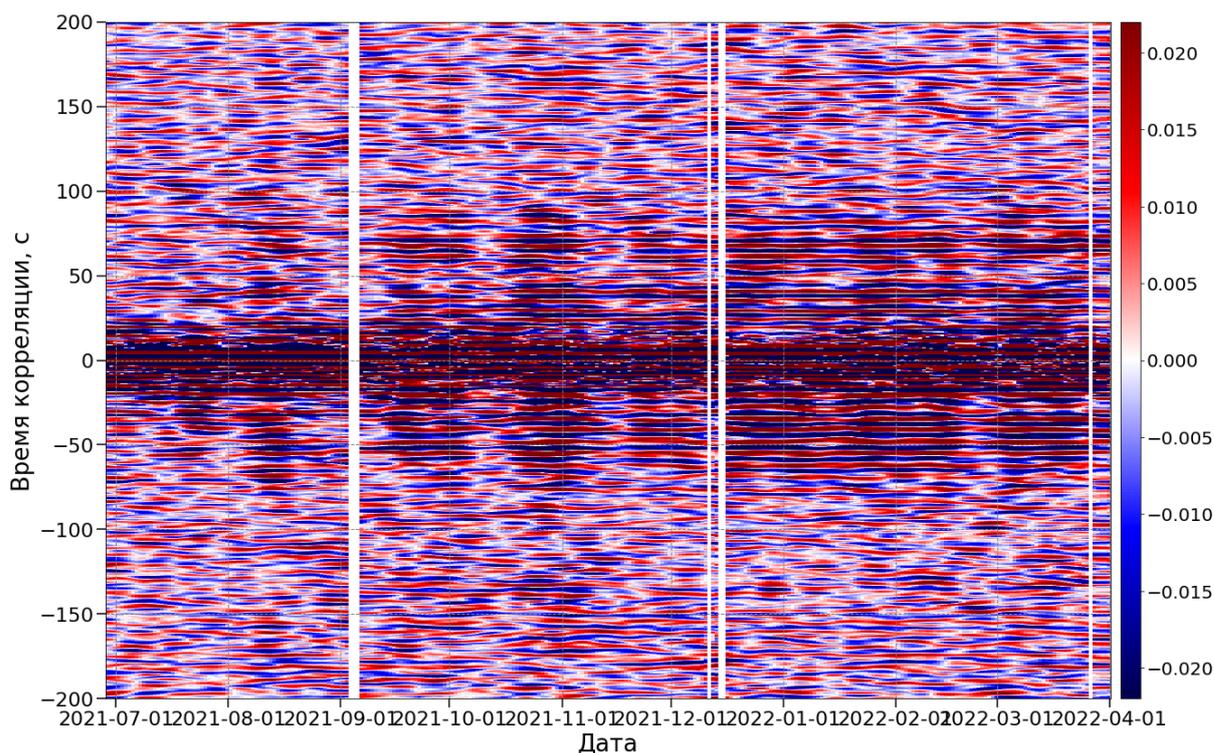


Рис. 2. Пример кросс-корреляционной функции для пары станций SKR и VER17.

Для определения относительных изменений сейсмических скоростей мы применили метод кросс-спектрального анализа, основанного на вейвлет разложении [6]. Этот метод основан на кросс-спектральном вейвлет-анализе, обеспечивая оптимальное частотно-временное разрешение. Использование вейвлетов является более подходящим способом исследования нестационарных сигналов путем разложения в частотно-временной области, чем традиционные методы. Процедура определения изменений сейсмических скоростей состоит из следующих шагов: выбор вейвлета; расчет непрерывного вейвлет-преобразования для текущей и эталонной кросс-корреляции; расчет вейвлет-кросс-спектра и фазового спектра; получение изменений во времени; получение изменений сейсмических скоростей. Изменения сейсмических скоростей определялись для набора частот в полосе пропускания с использованием кода-волновой части кросс-корреляций относительно эталонной кросс-корреляции, в данном случае средней по всем ККФ с июня по ноябрь 2021 г.

Результаты и интерпретация

Нами были полученные кривые относительных изменений сейсмических скоростей для каждой пары станций, которые были затем осреднены по всей сейсмической сети для выделения основных паттернов (рис. 3).

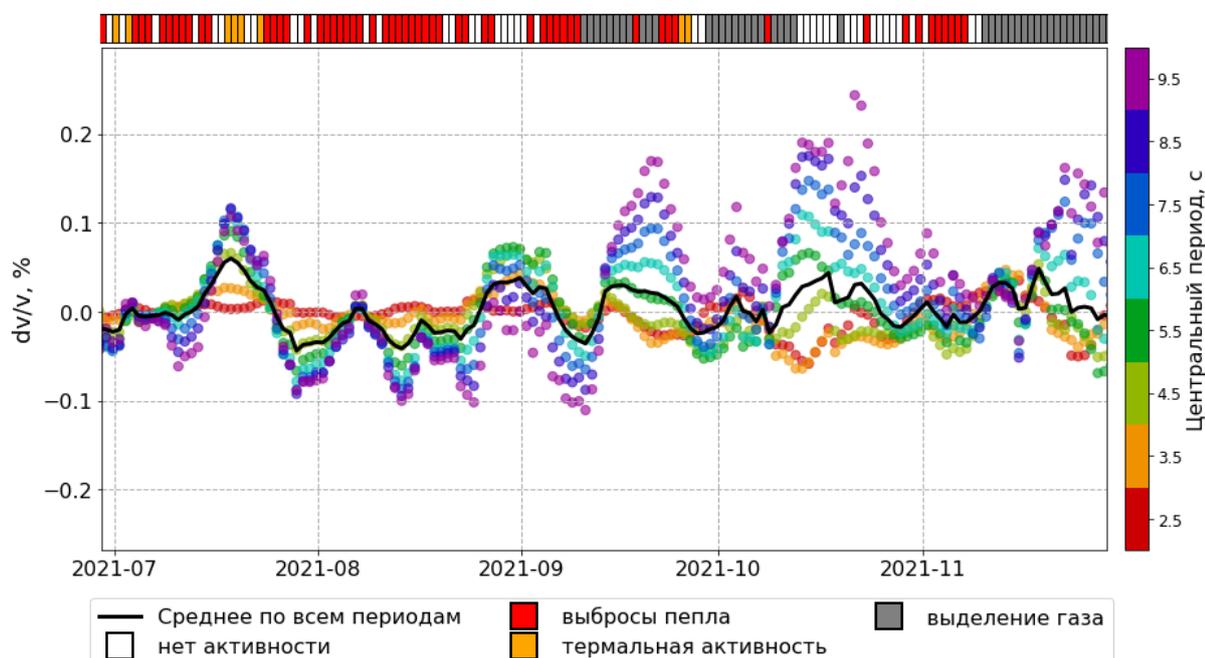


Рис. 3. Изменения сейсмических скоростей, осредненные по всем парам станций для разных центральных периодов. Над рисунком показана активность вулкана Эбеко, согласно VONA/KVERT отчетам [7].

На полученных кривых изменений сейсмических скоростей наблюдается следующая закономерность: более высокие периоды (2-4 секунды) характеризуются поведением, несогласующимся с более низкими периодами (6-10 секунд). Это может быть объяснено тем, что более низкие частоты имеют большую чувствительность к большим глубинам, а высокие периоды чувствительны к приповерхностной части среды, на которую сильно влияют внешние факторы, например, погода и осадки. Кроме этого, на представленных кривых наблюдается повышение сейсмических скоростей в периоды без активности или с термальной активностью и понижение скоростей в периоды извержений. Это можно объяснить тем, что перед извержением повышается давление флюида на глубине, что приводит к увеличению сейсмических скоростей, а при извержении и после него сейсмические скорости уменьшаются из-за уменьшения напряжений в среде.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 22-27-00374 и в рамках государственного задания – научный проект FWZZ-2022-0017.

Список литературы

1. Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2020-2021 гг. и их опасность для авиации // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2021 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2021. С. 25-28.
2. Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2019 г. и их опасность для авиации // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2020. С. 11-14.

3. Котенко Т.А., Сандиминова Е.И., Котенко Л.В. Извержение вулкана Эбеко (Курильские острова) в 2016-2017 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 1. Вып. 37. С. 32-42.
4. Маневич А.Г., Гирина О.А., Мельников Д.В. и др. Активность вулканов Камчатки и Курил в 2018 г. // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 28-31.
5. Bensen G., Ritzwoller M., Barmin M. et al. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // *Geophysical Journal International*. 2007. V. 169. P. 1239-1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x>
6. Mao S., Mordret A., Campillo M. et al. On the measurement of seismic traveltimes changes in the time–frequency domain with wavelet cross-spectrum analysis // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 221. P. 550-568. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz495>
7. *VONA/KVERT Daily Report*. KVERT, Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS. URL: <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van>.
8. Walter T., Belousov A., Belousova M. et al. The 2019 eruption dynamics and morphology at Ebeko volcano monitored by Unoccupied Aircraft Systems (UAS) and field stations // *Remote Sensing in Geology, Geomorphology and Hydrology*. 2020. V. 12. Art. 1961. <https://doi.org/10.3390/rs12121961>

Акустический мониторинг извержения вулкана Алаид в сентябре-ноябре 2022 г.

Будилов Д.И., Шакирова А.А.

Acoustic monitoring of the Alaid volcano eruption in September-November 2022

Budilov D.I., Shakirova A.A.

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

e-mail: budilovdmi@gmail.com

Рассмотрена динамика извержения вулкана Алаид в сентябре-ноябре 2022 г. на основе данных акустического мониторинга. По группированию акустических сигналов в кластеры, характер извержения – стромболианский. Извержение вулкана Алаид в 2022 г. похоже на извержение в 2015-2016 гг., но активность связана только с центральным кратером.

Введение

Вулкан Алаид (2339 м н.у.м.), расположенный на острове Атласова Большой Курильской гряды, является самым северным и самым высоким активным вулканом Курильских островов (рис. 1а). Его извержения относятся к стромболианскому и вулканическому типам [7]. Извержения Алаида происходили в 1793, 1854, 1860, 1894, 1972 и 1981-1982 гг. [1, 7]. После тридцатилетнего затишья вулкан вновь активизировался в 2012 г. [5], затем в 2015-2016 гг. [9].

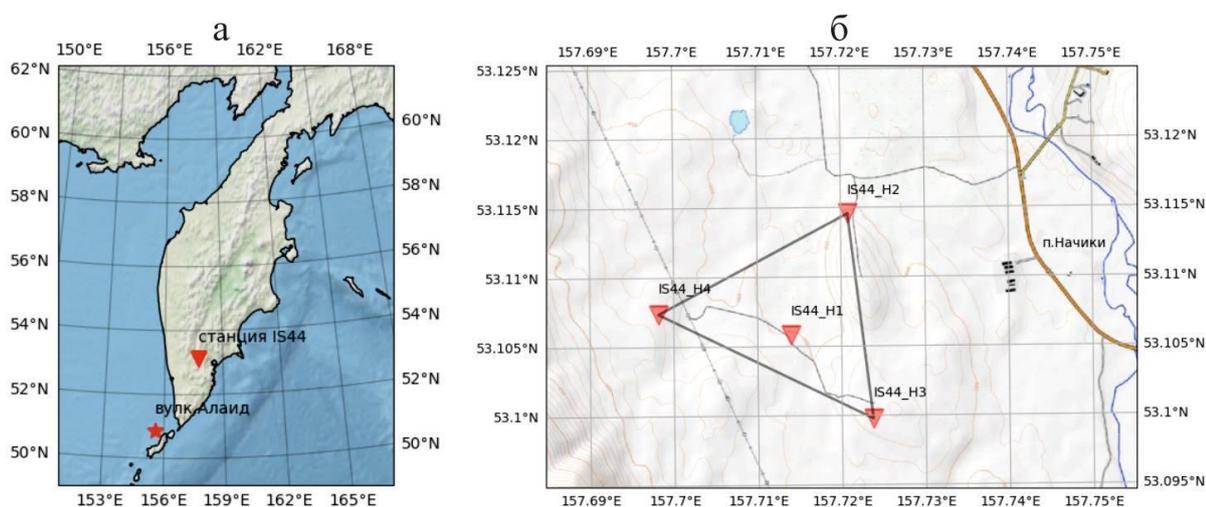


Рис. 1. Расположение вулкана Алаид и акустической станции IS44 (а), схема расположения датчиков MB2000 акустической станции IS 44 (б).

Во время извержения в 2012 г. отмечались парогазовые шлейфы с небольшим содержанием пепла, достигающие высоты 100-200 м над уровнем кратера, жерло вулкана заполнилось свежим вулканическим шлаком [4]. При этом сильные эксплозивные события не регистрировались.

Извержение 2015-2016 гг. характеризовалось слабой эксплозивной активностью, лавовые потоки сначала заполнили дно кратера вулкана, затем произошло излияние лавового потока протяженностью 400 м через наиболее низкий южный борт [4].

Очередная активизация Алаида произошла в сентябре 2022 г. Единственная сейсмическая станция «Алаид» (ALD) Камчатского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленная у подножия вулкана Алаид, в этот период не работала, поэтому источниками информации об активизации являлись такие дистанционные методы, как волновые возмущения в атмосфере, спутниковые снимки и фотоматериалы. В данной работе тип и динамика извержения Алаида в 2022 г. рассмотрены на основе акустического мониторинга. От извержений вулканов регистрируются инфразвуковые

сигналы (ИС) с периодами от нескольких секунд до нескольких минут, которые слабо затухают и могут распространяться на сотни и тысячи км.

Аппаратура и методика наблюдений

ИС от извержения Алаида зарегистрированы инфразвуковой станцией IS44, расположенной в пос. Начики (п-ов Камчатка), на удалении 299 км от вулкана. IS44 является частью международной системы контроля несанкционированных ядерных взрывов. На IS44 установлена антенна с апертурой 1.8 км на базе четырех микробарографов MB2000 производства Франции (рис. 1б) для определения азимута прихода звукового луча. Антенна имеет почти круговую диаграмму направленности и позволяет определять азимут и кажущуюся скорость прихода звукового луча со всех направлений от различных источников. Диапазон частот 0.003-5 Гц, частота дискретизации 20 Гц [9].

Обработка и сбор данных акустических сигналов в КФ ФИЦ ЕГС РАН осуществляется с помощью информационной системы KamIn, предназначенной для мониторинга волновых возмущений на Камчатке и Курильских островах [3]. Программа позволяет рассчитывать азимут прихода волнового фронта акустических сигналов.

Тропосфера является волноводом, это неоднородная среда с переменной скоростью звука. Из-за рефракции звука наклонный звуковой луч может вернуться к земной поверхности, образуя акустические зоны слышимости, либо может образоваться так называемая зона тени. Поэтому при изучении условий распространения ИС важно знать стратификацию тропосферы для получения вертикального профиля эффективной скорости звука (Сэф) [6] – скорости звука с учетом скорости ветра в направлении распространения звука. Стратификация строится по данным баллонного зондирования во временной окрестности извержения. Для этого выбирался пункт, ближайший к вулкану Алаид – Северо-Курильск (SKR). В течение всего извержения резких изменений стратификации выявлено не было, и вычисленная на трассе Алаид-SKR эффективная скорость в тропосферном волноводе была постоянной: Сэф ≈ 270 м/с.

Особенности зарегистрированных акустических сигналов

По спутниковым снимкам пепловое облако, отнесенное к влк. Алаид, отмечено 10 сентября (информация из фактографической базы данных КФ ФИЦ ЕГС РАН «Активность вулканов Камчатки», <http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/main.htm>). Первый ИС с азимутом на вулкане Алаид зафиксирован 15 сентября 2022 г. в 5:06:28 UTC, что соответствует времени эксплозивного события, произошедшего в 04:52 UTC. Так как в этот период другие вулканы Курильской гряды не извергались, то зарегистрированный 15 сентября ИС с уверенностью можно отнести к извержению Алаида.

ИС от извержения Алаида в 2022 г. были зарегистрированы с 15 сентября по 27 ноября. В период 27 октября – 24 ноября в регистрации ИС отмечается затишье, которое может быть связано с ослаблением вулканической активности (рис. 2а), так как значимых температурных изменений и изменений Сэф в этот период не наблюдалось.

Интенсивность извержения нарастала в течение месяца и достигла пика к 13 октября, когда регистрировались ИС с максимальной амплитудой избыточного давления $2\Delta P = 1.4$ Па (рис. 2б).

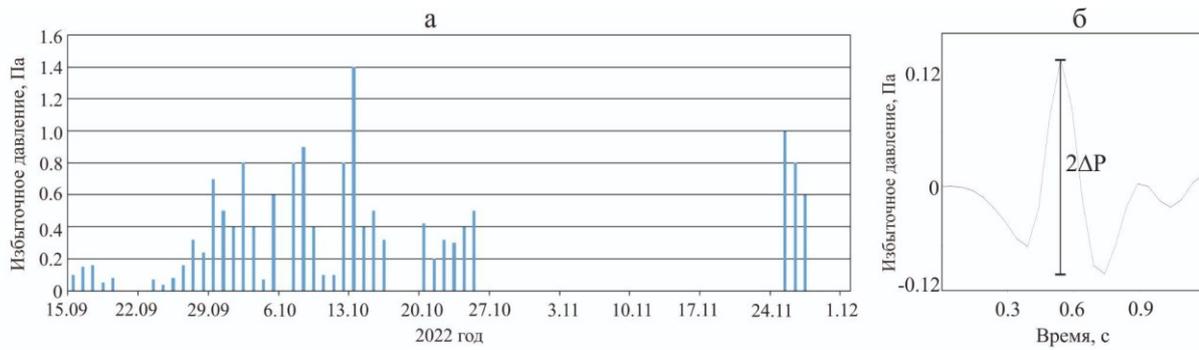


Рис. 2. Динамика максимальной амплитуды избыточного давления по данным акустического мониторинга извержения влк. Алаид в сентябре-ноябре 2022 г. (а); пример ИС с выделением амплитуды избыточного давления $2\Delta P$ 25 сентября 2022 г. в 23:20:45(б).

Особенностью зарегистрированных ИС является группирование сигналов в отдельные временные кластеры длительностью от нескольких минут, что хорошо видно на записи ИС от 25 сентября (рис. 3а). При более детальной развертке можно отметить, что в некоторых кластерах наблюдается квазипериодичность регистрации акустических импульсов с периодом $T \sim 7-15$ с (рис. 3б), характерная для извержений стромболианского типа [3].

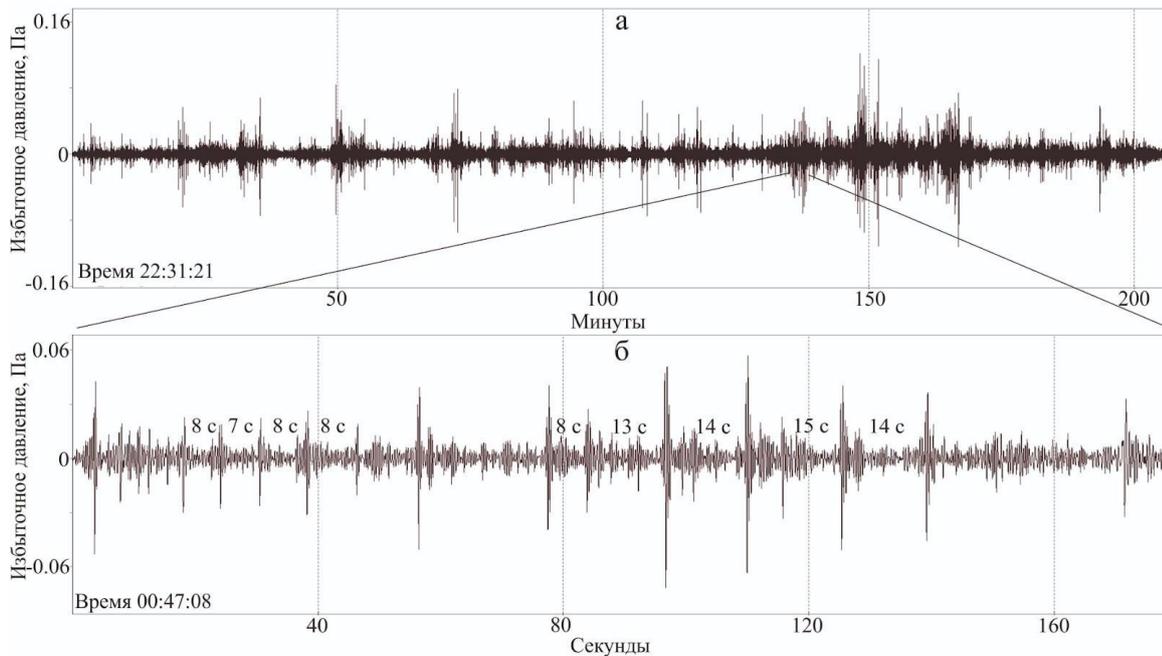


Рис. 3. Фрагменты записей инфразвуковых сигналов со станции IS44, канал H2, 25-26 сентября 2022 г. (а) и увеличенный фрагмент 26 сентября 2022 г. (б).

Зарегистрированная при извержении вулкана Алаид в 2022 г. квазипериодичность ИС обусловлена параметрическим автоколебательным процессом, возникающим в процессе отделения газовой фазы из магмы и ее выносом в атмосферу. Подобный феномен регистрировался при извержениях других вулканов со стромболианским типом: Ключевского и трещинного извержения Толбачика [8], а также во время извержения Алаида в 2015-2016 гг.

В первом приближении радиус сферической области повышенного давления, которая служит источником зарегистрированных ИС [9], можно определить как:

$$a = C_0 \tau_+,$$

где C_0 – скорость звука, τ_+ – фаза сжатия.

Во время извержения Алаида в 2015-2016 гг. регистрировались ИС двух типов – с периодами $T \approx 0.4$ с и $T \approx 0.15$ с [2]. Анализ ИС показал, что сигналы I типа регистрировались с вершинного кратера диаметром $D=120$ м, II типа – с субтерминальной бокки $D=30$ м. Амплитуда избыточного давления ИС в 2015-2016 гг. была выше, чем в 2022 г. и составляла $2\Delta P_{max}=2$ Па.

Периоды в цуге ИС в 2022 г. составляли $T \approx 0.4-0.6$ с ($\tau_+ \approx 0.2-0.3$) (рис. 4). Диаметры источников составляли $D \approx 130-196$ м, что соответствует диаметру вершинного кратера при извержении Алаида в 2015-2016 гг.

Регистрировались ИС двух типов: с четкими вступлениями, которые обычно возникают во время эксплозий типа «взрыв» (с начала извержения и до конца), и с плавным нарастанием амплитуды и большей длительностью (в конце извержения). Вторые свидетельствуют о непрерывном истечении пепло-газовой смеси, сопровождающемся нестационарными процессами, такими как взрывы, сверхзвуковое истечение, в результате которых генерировались воздушно-ударные волны.

При сравнении ИС, зарегистрированных во время извержения Алаида в 2022 г. и 2015-2016 гг., можно сделать вывод, что характер его извержения немного изменился. Активным был только вершинный кратер, а субтерминальная бокка при этом не была задействована. На протяжении всего извержения регистрировались ИС, свидетельствовавшие о стромболианском типе извержения. В конце извержения происходило непрерывное истечение пепло-газовой смеси.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания № 075-01471-22.

Список литературы

1. Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. // Бюллетень вулканологических станций. 1974. № 50. С. 64-80.
2. Лобачева М.А., Фирстов П.П., Будилов Д.И. Особенности инфразвуковых волн, зарегистрированных на станции IS44 во время извержений вулканов Алаид (2015-2016 гг.) и Камбальный (2017 г.) на Камчатке // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы. 2018. С. 144-148.
3. Махмудов Е.Р., Фирстов П.П., Будилов Д.И. Информационная система для мониторинга волновых возмущений в атмосфере на полуострове Камчатка «KamIn» // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 5-16.
4. Мельников Д.В., Маневич А.Г., Гирина О.А. Динамика извержения вулкана Алаид в 2012 и 2015-2016 гг. по данным методов дистанционного зондирования // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы региональной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2018 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. С. 68-71.
5. Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др. Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 9-15.
6. Семенченко Б.А. Физическая метеорология: Учеб. для студентов вузов, обучающихся по направлению «Гидрометеорология» и специальностям «Гидрология», «Метеорология», «Океанология». Москва: Аспект Пресс, 2002. 414 с.
7. Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др. Изучение извержения вулкана Алаид в 1981 году // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 9-27.
8. Фирстов П.П. Вулканические акустические сигналы диапазона 1.0-10 Гц и их связь с эксплозивным процессом. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2003. 90 с.
9. Фирстов П.П., Лобачева М.А., Будилов Д.И. Оценка энергии взрывов на вулкане Алаид по акустическим сигналам // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XX региональной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 150-153.

Вулканизм в зоне активных разломов: геохимия вулканических пород и магматических расплавов (Срединный хребет Камчатки)

Волынец А.О.¹, Некрылов Н.А.¹, Овсянников Г.Н.^{1,2}, Толстых М.Л.³, Горбач Н.В.¹, Певзнер М.М.⁴, Бабанский А.Д.⁵, Плечова А.А.³

Volcanism in the active fault zone: geochemistry of volcanic rocks and magmatic melts (Sredinny Range of Kamchatka)

Volynets A.O., Nekrylov N.A., Ovsyannikov G.N., Tolstykh M.L., Gorbach N.V., Pevzner M.M., Babansky A.D., Plechova A.A.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: a.volynets@gmail.com*

² *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

³ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

⁴ *Геологический институт РАН, г. Москва*

⁵ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Изучен вещественный состав вулканических пород зоны активных разломов в Срединном хребте Камчатки. Выделено пять типов пород. Обнаружены уникальные для субдукционных обстановок пикробазальты, аномально обогащенные LREE; эти особенности подтверждены изучением состава расплавных включений в высоко-Mg ОI пикробазальтов.

Крупная зона разрывных нарушений сечет центральную часть Срединного хребта (СХ) Камчатки в СВ направлении на протяжении более 60 км [3]. Многочисленные разломы формируют широкую полосу (до 10-15 км) между вулканами Анаун и Чашаконджа (рис. 1). Согласно [4], разломы, расположенные в этом районе, являются активными и соответствуют обстановке поперечного растяжения. По данным [6], заложение этой зоны могло произойти в позднем плиоцене, в четвертичное время зафиксированы неоднократные этапы ее активизации.

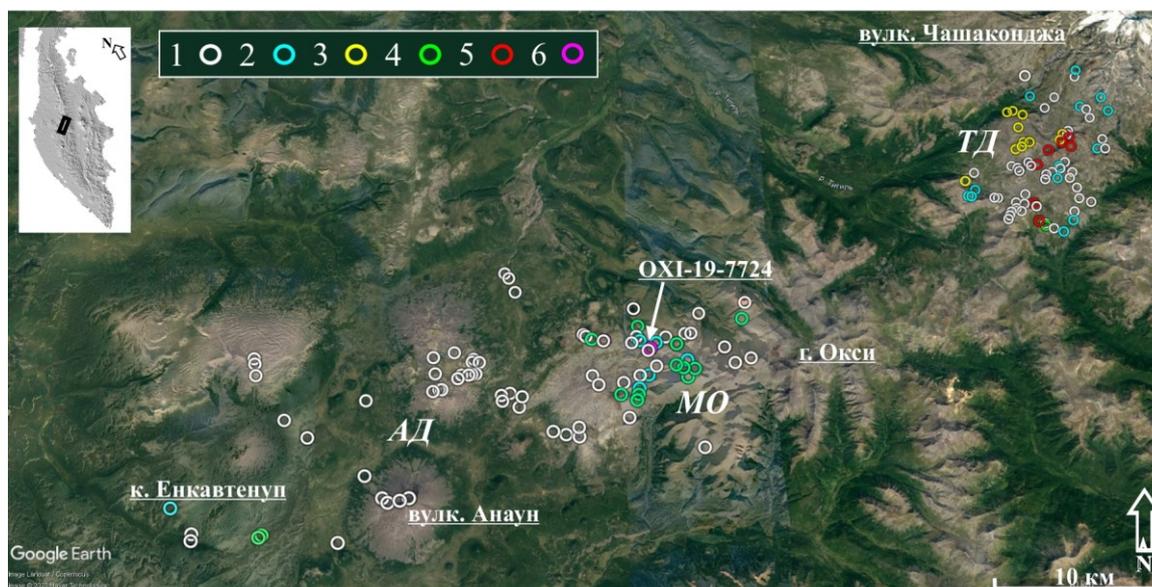


Рис. 1. Схема полевого опробования вулканических пород на Тигильском долу (ТД), в массиве г. Окси (МО) и на Анаунском долу (АД). На врезке показано положение района исследований на карте Камчатки. Цвет символов: 1 – умеренно-К породы; 2 – высоко-Mg базальты; 3 – высоко-Ti базальты; 4 – высоко-K породы; 5 – пикробазальты; 6 – базальты, обогащенные легкими и средними REE.

Со многими разрывными нарушениями ассоциированы цепочки вулканов и шлако-лавовых конусов. Это свидетельствует о том, что процесс разломообразования

сопровождался заложением магмоподводящих трещин. Наиболее ярко такие вулканические цепочки проявлены на юго-западном подножии вулкана Чашаконджа (Тигильский дол (ТД)), в массиве горы Окси (МО) и в окрестностях вулкана Анаун (Анаунский дол (АД)).

Нами было проведено опробование позднеплиоцен-четвертичных вулканитов в пределах разломной зоны (рис. 1). Макроэлементный состав пород ТД и МО представлен в [2], АД – в [1]. Настоящая публикация посвящена обсуждению микроэлементного состава пород и магматических расплавов во всех трех районах зоны. Все изученные породы относятся к умеренно- и высоко-К известково-щелочной серии и представлены рядом от пикробазальтов до андезитов с преобладанием вулканитов базальтового и андезибазальтового состава. Большая часть изученных пород по содержанию главных петрогенных оксидов отвечает ранее изученным породам СХ [1, 2, 11]. По содержанию макро- и микроэлементов все изученные породы можно разделить на несколько групп (рис. 2).

(1) Самый распространенный тип пород – это умеренно-К породы от базальтов до андезитов, типичные для «восточной» ветви СХ [1]. Для базальтов этой группы характерны невысокие концентрации MgO , TiO_2 , K_2O , островодужный тип распределения микроэлементов с Nb-Ta аномалией (глубина ее достаточно сильно варьирует в разных образцах, однако максимальные концентрации Nb и Ta в них не превышают 6 и 0.35 г/т, соответственно), достаточно высоки отношения LILE/HFSE. Такие породы широко представлены на протяжении всей зоны (рис. 2а).

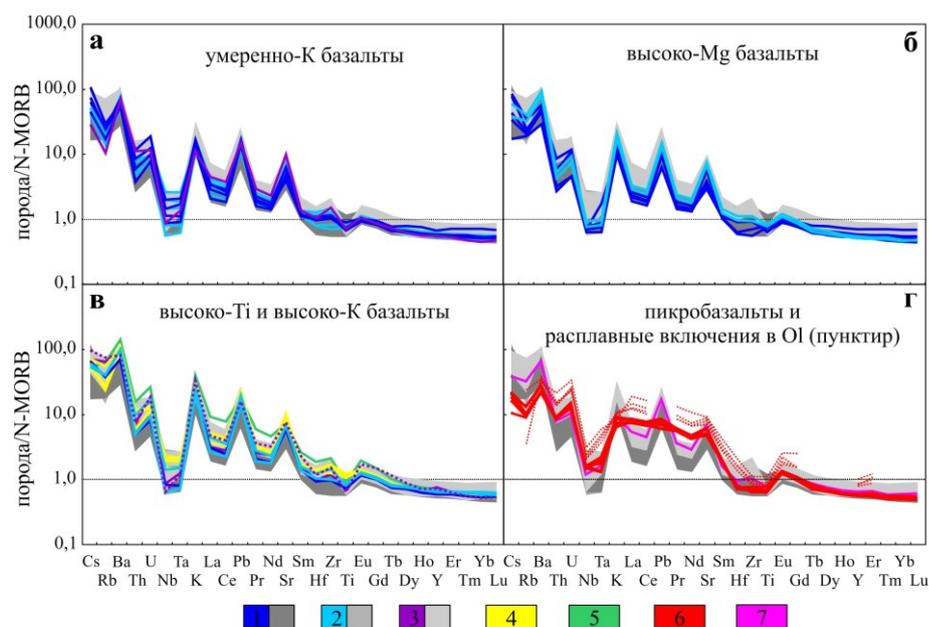


Рис. 2. Графики распределения несовместимых микроэлементов в породах и в расплавных включениях в оливине пикробазальтов. Содержания микроэлементов нормированы на N-MORB [10]. Условные обозначения: 1 – Тигильский дол, 2 – массив г. Окси, 3 – Анаунский дол, 4 – высоко-Ti базальты, 5 – образец OXI-19-7724; 6 – пикробазальты (пунктир – расплавные включения в ОI); 7 – образец пикробазальта с «переходным» составом. Пунктиром на рис. 2в показана высоко-Mg высоко-К лава к. Енкавтенуп. Пояснения см. в тексте.

(2) Высоко-Mg базальты (SiO_2 47.2-51.2 масс. %) и один образец Mg-андезиобазальта (SiO_2 53.9 масс. %) характеризуются содержаниями $MgO > 8$ масс. % и $Mg\# > 60$. Для них типично умеренное содержание K_2O и TiO_2 , островодужный тип распределения микроэлементов с глубокой Nb-Ta аномалией и различной степенью обеднения Ti, Zr, Hf (рис. 2б). Породы этого типа распространены на ТД и в меньшей степени в МО. На АД был найден только один соответствующий лавовый поток (конус Енкавтенуп), для которого, однако, характерно высокое содержание K_2O . График

распределения микроэлементов в этой породе также отличается от всех остальных высоко-Mg базальтов, характеризуясь более высокими концентрациями LILE, Hf, Zr, легких и средних REE, в связи с чем его состав мы рассматриваем в одном ряду с высоко-K породами (ниже).

(3) Высоко-K породы установлены во всех участках зоны. На ТД в эту группу попадают преимущественно высоко-Ti базальты (см. ниже); в МО и АД – главным образом породы основания массивов. Для всех высоко-K лав характерен островодужный тип распределения микроэлементов (рис. 2в). Концентрации большинства LILE, REE, Hf, Zr в них выше, чем в высоко-Mg базальтах. Из общей массы выделяется образец OXI-19-7724, который отличается от остальных пород значительно повышенными содержаниями легких и средних REE и высоким La/Yb отношением.

(4) Высоко-K высоко-Ti базальты ТД отличаются от прочих высоко-K вулканитов рассматриваемой зоны содержаниями TiO_2 : 1.2-1.53 масс. %. Эти породы равномерно обогащены всеми несовместимыми элементами относительно высоко-Mg базальтов (рис. 2в). Среди ранее изученных нами пород СХ высоко-Ti базальты распространены в его северной и западной частях, однако для них характерно существенно большее обогащение HFSE, чем для базальтов ТД [10]. В МО и на АД породы этой группы не установлены.

(5) Пикробазальты (SiO_2 43.9-46.5, MgO 11.7-15.2 масс. %) – самые примечательные породы не только данной разломной зоны, но и в целом Камчатки. Уникальные характеристики пикробазальтов ТД проявляются в экстремально высоких для островодужных вулканитов Камчатки концентрациях LREE (приведены средние содержания): 20 г/т La, 54 г/т Ce, 8 г/т Pr, 34 г/т Nd – превышающие таковые в высоко-Mg базальтах ТД в 3-4 раза. Отношения Ce/Pb, K/La, Ba/Th, Sr/Nd в пикробазальтах близки к мантийным, в отличие от всех остальных пород СХ, где они имеют величины, типичные для островодужных пород. При этом концентрации HFSE и HREE в них остаются низкими, близкими к N-MORB и ниже. Графики распределения микроэлементов в пикробазальтах имеют экзотический облик (рис. 2г), отличаясь от лав как островодужных, так и океанических обстановок: они имеют характерные максимумы по Ba и U, и минимумы по Nb-Ta и Hf-Zr-Ti, в то время как центральная часть спектра характеризуется отсутствием выраженных максимумов по K, Sr, Pb. Один из образцов пикробазальтов имеет «переходные» характеристики: при обогащении LREE в нем сохраняются классические островодужные признаки, в т.ч. максимумы по K, Pb, Sr (рис. 2г). Составы расплавных включений в оливине (Fo 88-90) из пикробазальтовых лав демонстрируют те же особенности, при более высоких концентрациях всех проанализированных микроэлементов (рис. 2г). Содержания летучих компонентов в расплавах пикробазальтов соответствуют ранее полученным данным по вулканитам СХ с F/Cl отношением ~ 3 ; рассчитанные содержания H_2O – в среднем 2 масс. % (при $\Delta H_2O/\Delta SiO_2$ 1) [5]. Таким образом, пикробазальтовые расплавы были образованы в островодужной обстановке, однако их источник претерпел дополнительное обогащение по LREE. Одно из возможных объяснений этого процесса может заключаться в неравновесном плавлении в мантии акцессорного минерала, имеющего высокие концентрации LREE [7]. Разложение такого минерала при плавлении источника значительно повлияет на рассеянные элементы, тогда как на состав петрогенных оксидов этот процесс не окажет практически никакого влияния. Таким минералом в данном случае может выступать алланит (например: [8, 9]).

Выводы. Изучен химический состав пород, извергавшихся в зоне активных разломов, протягивающейся от Анаунского дола до юго-западного подножия вулкана Чашаконджа. По содержанию главных петрогенных и микроэлементов породы разделены на пять типов. Показано, что наибольшее многообразие пород характерно для Тигильского дола. Обнаружены уникальные для субдукционных обстановок

пикробазальты, аномально обогащенные LREE. Микроэлементный состав расплавных включений в высоко-Mg OI пикробазальтов подтверждает эти особенности. Проявления пикробазальтового вулканизма на Тигильском долу могут быть связаны с заложением глубоких магмоподводящих трещин, ассоциированных с высокомагнитудными землетрясениями.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданиями по темам ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004, ГЕОХИ РАН, а также при финансовой поддержке грантов РФФИ № 17-05-00112 (полевые работы), 18-05-00224 (геохимические исследования), 20-05-00085 (анализ данных). Авторы благодарят за помощь при проведении полевых работ Т. Каримова, А. Курбатова, А. Буркову, А. Мясникова, А. Кириленко, Л. Балибалову.

Список литературы

1. *Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л. и др.* Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1979-1996. <https://doi.org/10.15372/GiG20181204>
2. *Волынец А.О., Горбач Н.В., Толстых М.Л. и др.* Уникальная зона пикробазальтового и высоко-Mg базальтового моногенного вулканизма в Срединном хребте Камчатки // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIV Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2021 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 18-21.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Лист О-57-XXXIV (Козыревск). СПб: ВСЕГЕИ, 2013.
4. *Зеленин Е.А., Гарипова С.Т.* Активная разломная тектоника Срединного хребта, п-ов Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2022. № 1. Вып. 53. С. 104-112.
5. *Некрялов Н.А., Волынец А.О., Овсянников Г.Н. и др.* Первые результаты изучения составов оливина и расплавных включений в пикробазальтовых лавах массива г. Большой Тигиль (Срединный хребет, Камчатка) // Материалы XII Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (ISES-2022). – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 66.
6. *Певзнер М.М., Толстых М.Л., Волынец А.О. и др.* Миграция позднеплиоцен-четвертичной вулканической и сейсмической активности (Срединный хребет, Камчатка) // Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 7-10 июня 2022 г). – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 110-111.
7. *Campbell I.H., Gorton M.P.* Accessory phases and the generation of LREE-enriched basalts – a test for disequilibrium melting // Contributions to mineralogy and petrology. 1980. V. 72. P. 157-163.
8. *Hermann J.* Allantite: thorium and light rare earth element carrier in subducted crust // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 289-306.
9. *Poli S.* Melting carbonated epidote eclogites: carbonatites from subducting slabs // Progress in Earth and Planetary Science. 2016. V. 3. Art. 27. <https://doi.org/10.1186/s40645-016-0105-6>
10. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications. 1989. P. 313-345.
11. *Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. № 159. P. 659-687. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0447-9>

30 лет Камчатской группе реагирования на вулканические извержения (KVERT)
Гирина О.А., Гордеев Е.И., Озеров А.Ю., Маневич А.Г., Мельников Д.В., Романова И.М., Нуждаев А.А.

30 years of Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team
Girina O.A., Gordeev E.I., Ozerov A.Yu., Manevich A.G., Melnikov D.V., Romanova I.M., Nuzhdaev A.A.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: girina@kscnet.ru*

В работе описана деятельность Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT) в течение 30 лет: предпосылки ее создания и этапы развития.

Введение

Мощные эксплозивные извержения с крупными объемами вулканического пепла представляют большую опасность для современной реактивной авиации [1, 2, 5-7]. Высокая интенсивность воздушного движения в северной части Тихого океана увеличивает риск встречи с облаками вулканического пепла, что может привести к повреждениям систем самолета. Во избежание авиакатастроф, связанных с вулканическим пеплом, в 1993 г. Международная организация гражданской авиации (ICAO – International Civil Aviation Organization) создала структуру для наблюдения за вулканами на международных авиатрассах (IAVW – International Airways Volcano Watch), а также девять Консультативных центров по вулканическому пеплу (VAAC – Volcano Ash Advisory Centres) для наблюдений за извержениями вулканов и предоставления информации о местонахождении и перемещении облаков вулканического пепла, а также прогнозов извержений для районов их ответственности. Вулканы, расположенные на полуострове Камчатка и Курильских островах, находятся в зоне ответственности Токио VAAC, организованного в 1997 г. [5].

Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert>) была создана в марте 1993 г. на базе Института вулканической геологии и геохимии (ИВГиГ) ДВО РАН в сотрудничестве с Аляскинской вулканологической обсерваторией (АВО) Геологической службы (ГС) США (<http://www.avo.alaska.edu>) и Камчатским филиалом Геофизической службы (КФ ГС) РАН (<http://www.emsd.ru>), а также благодаря усилиям ГС США и Геофизического института Университета Аляски в г. Фэрбенкс, США [1, 2, 5-7]. Создателями KVERT являются Т. Миллер (АВО) и В. Кирьянов (ИВГиГ ДВО РАН, руководитель группы с 1993 г. по август 2002 г.). С сентября 2002 г. руководит KVERT О. Гирина. С 2004 г. как часть Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, а с 2010 г. как Вулканологическая Обсерватория Российской Федерации (РФ) ИВиС ДВО РАН, KVERT обеспечивает информацией о вулканической деятельности на Дальнем Востоке международное аэронавигационное сообщество пользователей воздушного транспорта. KVERT предоставляет оперативную информацию об извержениях вулканов Камчатки и Курильских островов и их прогнозах Метеоцентрам аэропортов гг. Елизово и Магадан, Росавиации, Росгидромет РФ, МЧС РФ, а также Токио, Анкоридж, Вашингтон, Монреаль, Дарвин и Париж VAACs [1, 5]. Целью KVERT является снижение риска столкновения воздушных судов с облаками вулканического пепла в северной части Тихоокеанского региона благодаря своевременному обнаружению извержений вулканов, отслеживанию облаков пепла, прогнозированию и оперативному уведомлению авиакомпаний, органов гражданской авиации и других лиц о вулканической опасности [1, 2, 5, 7]. Комплексный анализ опубликованных данных о деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и данных 30-летнего непрерывного мониторинга этих вулканов позволяет ученым KVERT давать своевременную экспертную оценку опасности вулканов для авиации.

Этапы развития KVERT

С 1993 г. по 2005 г. АВО выступала посредником между KVERT и авиакомпаниями Тихоокеанского региона, передавая им информацию об извержениях камчатских вулканов.

В 1994 г. KVERT официально зарегистрирован в ICAO в качестве представителя России по оповещению авиационных и метеорологических служб мира о вулканической опасности для авиации (письмо ICAO № 29848 от 12.10.1994) [1, 2, 7].

С 10 июня 1998 г. по настоящее время (наст. вр.) KVERT еженедельно выпускает бюллетень «Заклучение о вулканической опасности Камчатки и Курильских островов для авиации». До 31 марта 2017 г. бюллетень передавался в Камчатский филиал Российского экспертного совета по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска (КФ РЭС). С 2012 г. по наст. вр. бюллетень публикуется на сайте KVERT ИВиС ДВО РАН (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/progn>). С 2020 г. прогноз активности вулканов Камчатки передается еженедельно в Общий совет ИВиС ДВО РАН по прогнозу землетрясений и извержений вулканов.

С 1998 г. по 17 мая 2013 г. из АВО в KVERT два раза в сутки поступали информационные бюллетени о камчатских вулканах, основанные на результатах обработки всех возможных спутниковых данных.

В 2000 г. в соответствии с рекомендациями KVERT, в КФ ГС РАН была создана ежедневно обновляемая страница в Интернете с данными сейсмического и визуального мониторинга вулканов Камчатки (<http://www.emsd.ru/~ssl/monitoring/>) [2].

В 2000-2003 гг. в рамках KVERT при непосредственном участии АВО была обеспечена установка в КФ ГС РАН первых цифровых видеокамер для наблюдения за вулканами: Ключевской (2000 г.), Шивелуч (2002 г.) и Безымянный (2003 г.) [1].

С 2002 г. KVERT осуществляет спутниковый мониторинг вулканов Камчатки и Северных Курил, с 2019 г. – Камчатки и Курильских островов.

В феврале 2003 г. KVERT за работу над программой «Обеспечение безопасности авиаполетов при извержениях вулканов» была вручена золотая медаль на III Московском международном салоне инноваций и инвестиций.

В апреле 2003 г. KVERT провел международное совещание «Мониторинг вулканической активности Курило-Камчатского региона: прошлое, настоящее и будущее», приуроченное к 10-летию KVERT. Делегирование KVERT ответственности по обеспечению безопасности авиаполетов в зоне островов Атласова и Парамушир Северных Курил было решением этого совещания.

С 9 мая 2004 г. по наст. вр. KVERT и Токио VAAC обмениваются оперативной информацией об извержениях вулканов Камчатки, Курильских и Японских островов.

В 2004 г. на сайте KVERT ИВиС ДВО РАН (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert>) размещен каталог активных вулканов Камчатки и Северных Курил (в 2019 г. – всех активных вулканов Курильских островов), включающий описания вулканов, даты их извержений (с 1667 г.) и оценку опасности для авиации.

С января 2005 г. ученые KVERT семь дней в неделю анализируют данные мониторинга действующих вулканов Камчатки и Курильских островов: сейсмического (на Камчатке его осуществляет КФ ГС РАН), видео-визуального (22 видеокамеры) и спутникового; информацию из различных источников: от сотрудников метеостанций, МЧС, а также пилотов, туристов, альпинистов и др. При обнаружении пеплового шлейфа в районе конкретного активного вулкана, а также регистрации подготовки или начала сильных эксплозивных извержений, представляющих реальную опасность для авиаполетов в этом районе, в оперативном режиме выпускается на английском языке сообщение KVERT (с 2005 по 2010 гг. KVERT Information Release и с 2010 г. по наст. вр. VONA – Volcano Observatory Notice for Aviation).

С 6 мая 2005 г. KVERT без посредничества АВО осуществляет рассылку информационных сообщений (Weekly и Daily KVERT Information Releases, VONA

и др.) о состоянии и прогнозе опасности вулканов Камчатки и Курильских островов в авиационные, метеорологические, научные организации Тихоокеанского региона.

С 2009 г. KVERT применяет Авиационные цветовые коды, рекомендованные ICAO (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/color>).

В 2011 г. создана информационная система (ИС) KVERT: теперь все сообщения VONA/KVERT Releases в автоматизированном режиме одновременно отправляются пользователям по электронной почте, размещаются в базе данных и на сайте KVERT ИВиС ДВО РАН [1] (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van>).

В 2011-2012 гг. совместно с сотрудниками Института космических исследований (ИКИ) РАН, ИВиС ДВО РАН, Вычислительного центра (ВЦ) ДВО РАН и Дальневосточного Научно-исследовательского центра (НИЦ) «Планета» была создана ИС «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» (VolSatView), предназначенная для комплексного оперативного и ретроспективного анализа активности вулканов по спутниковым данным [1, 4].

В 2013-2019 гг. KVERT участвовал в организованных ICAO и ФГУП Госкорпорацией по ОрВД учениях по взаимодействию метеорологических и авиационных служб Дальневосточного региона России при объявлении учеными KVERT опасности распространения пепловых шлейфов во время извержений вулканов Камчатки и Курильских островов.

В 2014-2015 гг. совместно с учеными KVERT в ВЦ ДВО РАН создана подсистема в составе АИС «Сигнал», использующая модель PuffUAF, метеоданные NOAA и разработанные учеными ВЦ ДВО РАН программные средства, с помощью которой выполняется моделирование распространения пепловых облаков и шлейфов при извержениях вулканов Камчатки и Курильских островов [1, 3]. С 2016 г. анимированные результаты моделирования траекторий распространения пепловых шлейфов, основанные на данных VONA/KVERT, размещаемые на фоне схемы авиатрасс в районе северо-западной части Тихого океана, автоматически в течение 10-15 мин публикуются на сайте KVERT.

Продолжается развитие ИС VolSatView, которая сегодня работает на базе ресурсов Дальневосточного НИЦ «Планета», Центра коллективного пользования (ЦКП) «ИКИ-Мониторинг» (при поддержке Минобрнауки РФ, ИКИ РАН, тема «Мониторинг», госрегистрация № 122042500031-8) (<https://doi.org/10.3103/S1068373914120103>, <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-151-170>) и ЦКП «Центр данных ДВО РАН» (ВЦ ДВО РАН) (<https://doi.org/10.3103/S0147688217040153>).

ИС VolSatView, объединяя широкий спектр данных различных спутниковых систем, поступающих из разных источников, позволяет непосредственно в веб-интерфейсе совместно обрабатывать оперативную и ретроспективную спутниковую информацию с помощью созданных специальных инструментов, сопоставлять ее с видеоинформацией, выполнять моделирование распространения пепловых шлейфов, классифицировать различные вулканогенные объекты и т.д. [1, 4]. В настоящее время для мониторинга вулканов Камчатки и Курильских островов в ИС VolSatView имеются оперативно обновляемые данные среднего и низкого разрешения спутниковых систем: NOAA-18/19, Terra и Aqua, Suomi NPP и JPSS-1, Метеор-М № 2, Himawari-8/9 [1, 4]. Сбор данных о пепловых шлейфах, появляющихся во время эксплозивных извержений вулканов, и о термальных аномалиях в их районах, а также обработка информации выполняются в ИС KVERT [1]. На 1 февраля 2023 г. база данных KVERT содержит 105936 записей.

Заключение

На Камчатке и Курильских островах расположены 68 действующих вулканов, ежегодно здесь наблюдаются эксплозивные извержения до 8 вулканов. Например, на Камчатке в XX веке произошло более 100 извержений 14-ти вулканов (Шивелуч,

Ключевской, Безымянный, Толбачик, Кизимен, Карымский, Жупановский, Авачинский, Корякский, Горелый, Мутновский, Ксудач, Желтовский, Ильинский), в XXI веке (за 22 г.) зарегистрировано 74 извержения 12-ти вулканов (Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Толбачик, Кизимен, Карымский, Жупановский, Авачинский, Корякский, Горелый, Мутновский, Камбальный) (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert>). Кроме этого, ежегодно происходит от 25 до 1000 сильных эксплозивных событий на вулканах, при которых пеплы поднимаются до 10-15 км над уровнем моря. Все извержения и эксплозивные события вулканов Камчатки, начиная с марта 1993 г., были отслежены и задокументированы учеными KVERT. Например, в течение 2012-2022 гг. общая площадь пеплопадов в районе Камчатки составляет около 4.4 млн км².

С января 2005 г. по наст. вр. было разослано пользователям и опубликовано на сайте KVERT ИВиС ДВО РАН более 10.5 тыс. сообщений KVERT (VONA, KVERT Information Releases, KVERT Operative Report, Прогноз для авиации опасности вулканов, Заключение о вулканической опасности для авиации).

За 30 лет в рамках KVERT было опубликовано более 190 научных работ об активности вулканов Камчатки и Курил (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/publications>).

Благодаря комплексному мониторингу вулкана Безымянный в период с 2001 по 2022 гг., учеными KVERT было предсказано 16 его пароксизмальных эксплозивных извержений: 16.12.2001, 25.12.2002, 11.01.2005, 09.05.2006, 11.05.2007, 14-15.10.2007, 19.08.2008, 31.05.2010, 08.03.2012, 01.09.2012, 09.03.2017, 16.07.2017, 20.12.2017, 15.03.2019, 14-15.03.2022 и 23-24.10.2022. Предупреждения о сильных эксплозивных извержениях вулкана с оценкой их опасности для авиации были опубликованы на сайте ИВиС ДВО РАН (KVERT, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) за 0.5-19 ч до их начала. Прогнозы оправдались, все необходимые меры для безопасности авиаперевозок были приняты.

Список литературы

1. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др.* Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О.А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.
2. *Кирьянов В.Ю., Чубарова О.С., Гирина О.А. и др.* Группа по обеспечению безопасности полетов от вулканических пеплов (KVERT): 8 лет деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Отв. ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 408-423.
3. *Сорокин А.А., Королев С.П., Гирина О.А. и др.* Интегрированная программная платформа для комплексного анализа распространения пепловых шлейфов при эксплозивных извержениях вулканов Камчатки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 4. С. 9-19. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-4-9-19>
4. *Gordeev E.I., Girina O.A., Loupian E.A. et al.* The VolSatView information system for Monitoring the Volcanic Activity in Kamchatka and on the Kuril Islands // Journal Volcanology and Seismology. 2016. V. 10. № 6. P. 382-394. <https://doi.org/10.1134/S074204631606004X>
5. *Igarashi Y., Girina O.A., Osiensky J., Moore D.* International coordination in managing airborne ash hazards: Lessons from the Northern Pacific // Observing the Volcano World. Advances in Volcanology / Eds. C.J. Fearnley et al. Cham: Springer, 2017. P. 529-547. https://doi.org/10.1007/11157_2016_45
6. *Miller T.P., Casadevall T.J.* Volcanic ash hazards to aviation // Encyclopedia of Volcanoes. San Diego: Academic Press, 2000. P. 915-930.
7. *Neal Ch., Girina O., Senyukov S. et al.* Russian eruption warning systems for aviation // Natural Hazards. Springer Netherlands. 2009. V. 51. № 2. P. 245-262. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9347-6>

Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2022 г. и их опасность для авиации

Гирина О.А.¹, Мельников Д.В.¹, Маневич А.Г.¹, Романова И.М.¹, Лупян Е.А.², Сорокин А.А.³, Крамарева Л.С.⁴, Цветков В.А.¹, Демянчук Ю.В.¹

The 2022 activity of Kamchatka and Kurile Islands volcanoes and their danger to aviation

Girina O.A., Melnikov D.V., Manevich A.G., Romanova I.M., Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Tsvetkov V.A., Demyanchuk Yu.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: girina@kscnet.ru*

² *Институт космических исследований РАН, г. Москва*

³ *Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

⁴ *Дальневосточный центр «НИЦ Планета», г. Хабаровск*

В работе описана активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2022 г. Эксплозивные извержения вулканов Безымянный и Карымский представляли опасность для международных и местных авиаперевозок, других вулканов – для местных авиаперевозок.

Введение

На Камчатке и Курильских островах расположено 68 действующих вулканов, ежегодно здесь происходит до восьми эксплозивных извержений.

Ежедневный видео-визуальный и спутниковый мониторинг вулканов Камчатки и Курильских островов с 1993 г. осуществляет Камчатская группа реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>). С 2010 г. KVERT, как часть Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, выполняет функции Вулканологической обсерватории Российской Федерации (№ 290111-300001 в каталоге WOVO – the World Organization of Volcano Observatories) по обеспечению информацией о вулканической деятельности на Дальнем Востоке международного аэронавигационного сообщества [2]. С 2014 г. спутниковый мониторинг вулканов проводится с помощью информационной системы (ИС) «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» (VolSatView), работа которой осуществляется благодаря ресурсам Дальневосточного центра «НИЦ Планета», Центра коллективного пользования (ЦКП) «ИКИ-Мониторинг» (Институт космических исследований РАН) и ЦКП «Центр данных ДВО РАН» (Вычислительный центр ДВО РАН) [2, 4-6]. Для мониторинга вулканов в ИС VolSatView имеются оперативно обновляемые данные среднего и низкого разрешения спутниковых систем: NOAA-18/19, Terra и Aqua, Suomi NPP и JPSS-1, Метеор-М № 2, Himawari-8/9 [2, 4, 5]. Сбор данных и их обработка выполняются в ИС KVERT [2].

В 2022 г. извергались четыре вулкана Камчатки (Шивелуч, Ключевской, Безымянный и Карымский) и три вулкана Северных Курильских островов (Алаид, Эбеко и Чикурачки).

Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2022 г.

Шивелуч. Экструзивно-эксплозивное извержение вулкана началось в августе 1980 г. и продолжается до настоящего времени. В течение 2022 г. в ночное время отмечалось свечение лавового купола, связанное с продолжением поступления на поверхность земли магматического вещества, также наблюдались сопутствующие этому процессу явления: эксплозивные события с подъемом пепла до 7 км над уровнем моря (н.у.м.) и обрушения раскаленных лавин, пепел от которых обычно поднимался до 4-5 км н.у.м. Во время таких событий пепловые облака и шлейфы перемещались до 2000 км в различных направлениях от вулкана, но преимущественно на восток и юго-восток. Кроме этого, шлейфы ресуспендированных пеплов, которые протягивались до 430 км на восток и юго-восток от вулкана, были зарегистрированы 18 июля, 25 августа,

5, 8, 18 и 22-23 сентября и 7 октября. На спутниковых снимках постоянно отмечалась термальная аномалия в районе лавового купола (рис. 1). Судя по температуре аномалии, наиболее интенсивно купол рос в январе и с июля по декабрь. В течение года активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

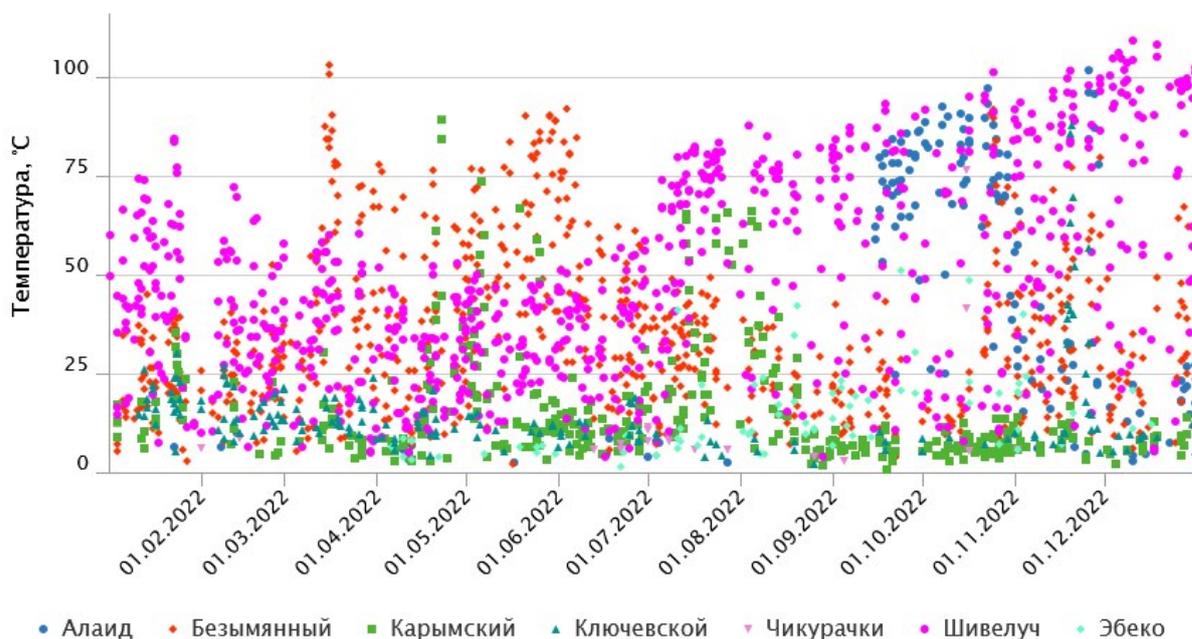


Рис. 1. Разница температур термальных аномалий и фона в районах активных вулканов Камчатки и Курильских островов в 2022 г. по данным прибора VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) из ИС VolSatView [2].

Ключевской. Предыдущее вершинное эксплозивно-эффузивное извержение происходило с 30 сентября 2020 г. по 8 февраля 2021 г. В течение 2022 г. изредка в районе вершины вулкана отмечалась слабая термальная аномалия, связанная с его fumarольной активностью (рис. 1). С 16 ноября температура аномалии начала расти, над кратером наблюдались небольшие выбросы пепла, светившиеся ночью – происходило эксплозивное извержение стромболианского типа. 26 ноября извержение закончилось – температура аномалии снизилась до фоновых значений (рис. 1). Шлейфы ресуспендированных пеплов, поднимавшихся до 3.5 км над склоном вулкана, протягивались от него до 230 км на восток 25-26 августа, до 190 км на юго-восток 4-5 сентября и до 900 км на восток-юго-восток 21-23 сентября. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Безымянный. Предыдущее его извержение наблюдалось 21 октября 2020 г. В 2022 г. произошло три пароксизмальных эксплозивных извержения вулкана: 14-15 марта, 28 мая и 23-24 октября. Самое сильное извержение с выносом пепла до 15 км н.у.м. было 28 мая. Пароксизм извержения 15 марта был предсказан учеными KVERT за 19 ч до его начала. Активность вулкана была опасной для международных и местных авиаперевозок. Описания извержений даны в отдельной работе в Материалах этой конференции.

Карымский. Активность вулкана в течение 2022 г. была неравномерной. Выделяются три периода эксплозивной деятельности вулкана: с 11 по 17 января с выносом пеплов до 7 км н.у.м., с 17 апреля по 19 мая – до 11 км н.у.м., 13-15 июля – до 11 км н.у.м. и с 27 июля по 8 августа – до 8 км н.у.м. (рис. 2). Наиболее сильные эксплозивные события произошли 19 апреля и 13 июля. В связи с высокой циклонической активностью в районе Камчатки, пепловые облака вулкана 19-20 апреля были вынесены в Арктику [1]. Полагаем, что серия взрывов, отмеченных 13 июля, разрушила лавовый купол, выросший в кратере вулкана: согласно известным данным,

после событий 13 июля работа сейсмостанции на склоне вулкана была нарушена, вблизи нее наблюдались навалы глыб лавы размером до 1.5 м. Пепловые шлейфы и облака перемещались в различных направлениях от вулкана на расстояния до 170 км в январе, более 2000 км 19-21 апреля, более 1160 км в июле и до 550 км в августе. В окрестностях г. Елизово 13 июля отмечался пеплопад. Термальная аномалия в районе кратера вулкана наблюдалась время от времени, наибольшая ее температура была связана с эксплозивными событиями (рис. 1, 2). Активность вулкана была опасной для международных и местных авиаперевозок.

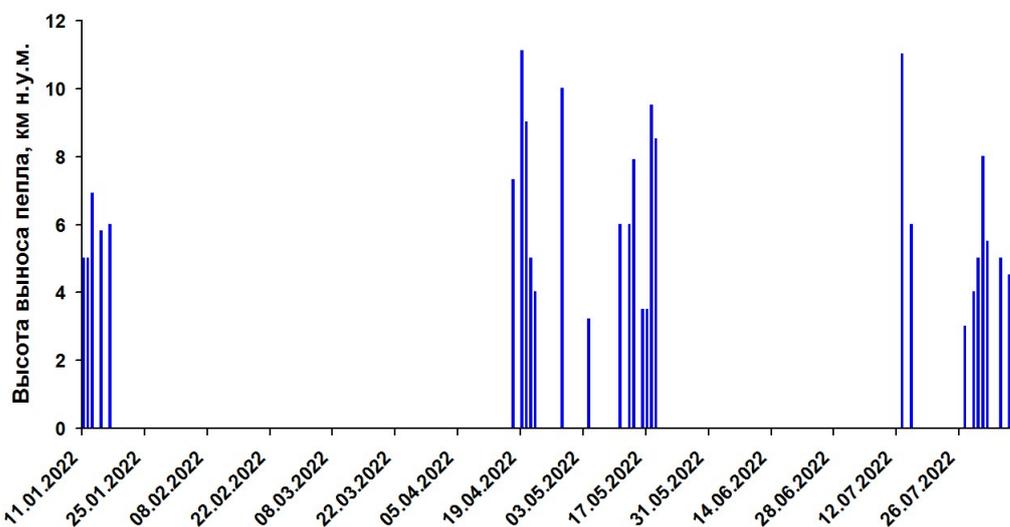


Рис. 2. Эксплозивные события вулкана Карымский в течение 2022 г. по спутниковым данным из ИС VolSatView [2].

Алаид, о. Атласова. Предыдущее извержение вулкана происходило с 1 октября 2015 г. по 18 августа 2016 г. В извержении вулкана в 2022 г. отмечено две фазы: с 15 сентября по 20 ноября и с 25 ноября по 1 декабря, которые хорошо проявились в изменении температуры термальной аномалии (рис. 1). С 15 сентября наблюдалось эксплозивное извержение стромболианского типа. С 26-27 сентября лавовый поток спускался по центральной части эрозионного желоба на южном склоне вулкана, новый лавовый поток с 25 ноября двигался вдоль западного борта этого желоба. Температура аномалии 1 декабря снизилась до уровня фона, извержение закончилось. Пепловые шлейфы поднимались до 6.3 км н.у.м. (15 октября) и протягивались до 700 км на восток, юго-восток и северо-восток от вулкана 18 и 26-27 сентября, 10, 13-16 и 23-26 октября и 25-26 ноября. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Эбеко, о. Парамушир. С 20 ноября 2021 г. вулкан был относительно спокоен, но с 11 июня и до конца 2022 г. вновь происходило умеренной силы эксплозивное извержение. По сообщениям наблюдателей из г. Северо-Курильск и спутниковым данным KVERT, в 2022 г. произошло 374 эксплозивных события, наиболее сильное из них с выносом пепла до 5 км н.у.м. было отмечено 2 августа (рис. 3). 29 и 30 июля пепловые облака поднимались до 4.5 км н.у.м., 27 июля, 4 сентября и 13 октября – до 4 км н.у.м., в другие дни года – до 3.5 км н.у.м. С середины октября частота эксплозий значительно снизилась. Пепловые облака перемещались до 110 км преимущественно в восточных направлениях от вулкана. Пеплопады отмечались в г. Северо-Курильск 30 августа, 9-10, 20-22 и 28-29 сентября, 6-7 и 13 октября, 16 ноября и 31 декабря. На спутниковых снимках в районе кратера Эбеко с июля по ноябрь изредка регистрировалась термальная аномалия (рис. 1). Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

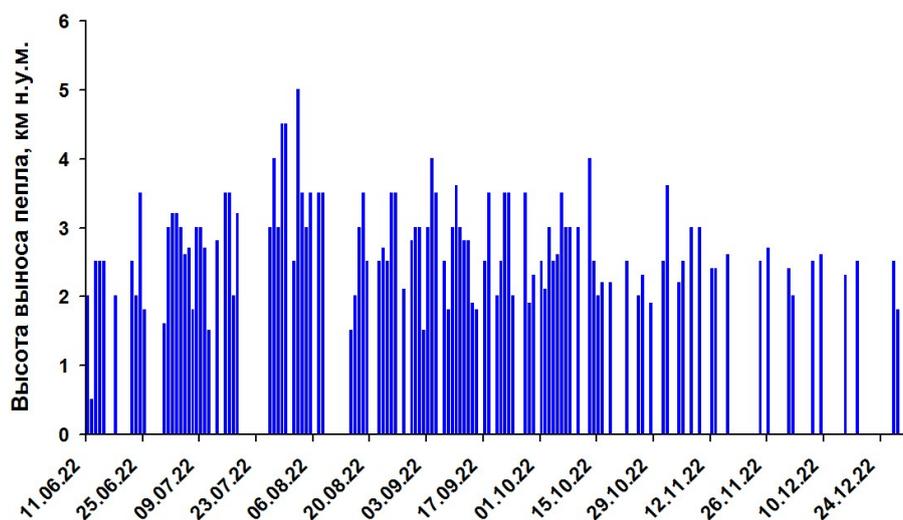


Рис. 3. Эксплозивная активность вулкана Эбеко в 2022 г.

Чикурачки, о. Парамушир. Предыдущее эксплозивное извержение вулкана наблюдалось с 27 июля по 30 августа 2016 г. В 2022 г. было отмечено пять эксплозивных событий вулкана: с 30 января по 2 февраля, 23-24 июня, с 30 июня по 1 июля, с 22 августа по 2 сентября, 15-16 октября [3]. Эксплозии поднимали пепел до 5 км н.у.м., пепловые шлейфы перемещались в различных направлениях от вулкана до 255 км в январе и феврале, до 790 км в июне и октябре и до 95 км в августе. Активность вулкана была опасной для местных авиаперевозок.

Общая площадь пеплопадов, произошедших в 2022 г., оцененная по спутниковым данным из ИС VolSatView, составляет 1950 тыс. км².

Список литературы

1. *Гирина О.А., Константинова А.М., Крамарева Л.С. и др.* Эксплозивное событие 19 апреля 2022 г. вулкана Карымский (Камчатка) по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19. № 2. С. 255-260. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-2-255-260>
2. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др.* Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О.А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с. <https://elibrary.ru/item.asp?id=37061627>
3. *Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г. и др.* Спутниковый мониторинг эксплозивного извержения 2022 года вулкана Чикурачки (Северные Курилы) // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2022. Т. 19. № 1. С. 302-306. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2022-19-1-302-306>
4. *Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А. и др.* Опыт эксплуатации и развития центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных (ЦКП «ИКИ-Мониторинг») // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16. № 3. С. 151-170. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-151-170>
5. *Lupyan E.A., Milekhin O.E., Antonov V.N. et al.* System of operation of joint information resources based on satellite data in the Planeta Research Centers for Space Hydrometeorology // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2014. V. 39. P. 847-853. <https://doi.org/10.3103/S1068373914120103>
6. *Sorokin A.A., Makogonov S.I., Korolev S.P.* The information infrastructure for collective scientific work in the Far East of Russia // *Scientific and Technical Information Processing*. 2017. V. 4. P. 302-304. <https://doi.org/10.3103/S0147688217040153>

Пароксизмальные эксплозивные извержения вулкана Безымянный в 2022 г. и их опасность для авиации

Гирина О.А.¹, Мельников Д.В.¹, Маневич А.Г.¹, Романова И.М.¹, Лупян Е.А.², Сорокин А.А.³, Крамарева Л.С.⁴, Цветков В.А.¹, Демянчук Ю.В.¹

The 2022 paroxysmal explosive eruptions of Bezumianny volcano and their danger to aviation

Girina O.A., Melnikov D.V., Manevich A.G., Romanova I.M., Loupian E.A., Sorokin A.A., Kramareva L.S., Tsvetkov V.A., Demyanchuk Yu.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: girina@kscnet.ru*

² *Институт космических исследований РАН, г. Москва*

³ *Вычислительный центр, ДВО РАН, г. Хабаровск*

⁴ *Дальневосточный центр «НИЦ Планета», г. Хабаровск*

В работе описана активность вулкана Безымянный в 2022 г. Произошло три пароксизмальных эксплозивных извержения вулкана в марте, мае и октябре, они представляли опасность для международных и местных авиаперевозок.

Введение

Безымянный – один из наиболее активных вулканов Камчатки. Пробуждение его после тысячелетнего молчания 22 октября 1955 г., катастрофическое извержение 30 марта 1956 г. и непрерывная активность вулкана до настоящего времени, связанная с ростом лавового купола внутри эксплозивного кратера, сделали вулкан широко известным в мире. С 1977 г. его эруптивная деятельность представлена экструзивной активностью, предваряющей эксплозивные извержения продолжительностью от нескольких десятков минут до двух суток, а также эффузивными извержениями длительностью от 2-3 месяцев до нескольких лет. Предыдущее эксплозивное извержение вулкана наблюдалось 21 октября 2020 г. [3], вслед за ним на западный и северо-западный склоны купола Новый выжимались лавовые потоки.

В 2022 г. произошло три пароксизмальных эксплозивных извержения вулкана: 14-15 марта, 28 мая и 23-24 октября, которые были зарегистрированы по видеоматериалам и различным спутниковым данным. Ежедневный мониторинг вулкана выполняется с 1993 г. в рамках работы Камчатской группы реагирования на вулканические извержения (KVERT – Kamchatkan Volcanic Eruption Response Team, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/>) Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН для снижения опасности извержений вулканов для авиационных перевозок в северо-западной части Северной Пацифики [5]. Спутниковый мониторинг вулкана KVERT осуществляет с 2002 г. Он проводится с 2012 г. с помощью информационной системы (ИС) «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» (VolSatView), работающей на базе ресурсов Дальневосточного центра НИЦ «Планета», Центра коллективного пользования (ЦКП) «ИКИ-Мониторинг» (при поддержке Минобрнауки РФ, Институт космических исследований РАН, тема «Мониторинг», госрегистрация № 122042500031-8) и ЦКП «Центр данных ДВО РАН» (Вычислительный центр ДВО РАН) [2, 4, 6, 7]. Для мониторинга вулканов в ИС VolSatView имеются оперативно обновляемые данные среднего и низкого разрешения спутниковых систем: NOAA-18/19, Terra и Aqua, Suomi NPP и JPSS-1, Метеор-М № 2, Himawari-8/9 [2, 4, 6]. Сбор данных и их обработка выполняются в ИС KVERT [2].

Эксплозивное извержение 14-15 марта

В течение 2021 г. вулкан был относительно спокоен, но температура аномалии в районе лавового купола была повышенной, время от времени разность температур аномалии и фона превышала 35 °С (17 декабря 2021 г., 7 января и 23 января 2022 г.).

Активность вулкана Безымянный начала расти с 11 марта: повысилось количество раскаленных лавин на южных и юго-восточных склонах лавового купола, на спутниковых снимках отмечалось увеличение размера и температуры термальной аномалии в районе вулкана (рис. 1). Наблюдения свидетельствовали об активном экструзивном процессе, который предшествует сильному эксплозивному извержению вулкана. 14 марта в 17:44 UTC KVERT выпустил сообщение, в котором указывалось: «Активность вулкана постепенно растет. Эксплозивное извержение с выносом пепла до 10-15 км над уровнем моря (н.у.м.) может произойти в течение следующих нескольких дней. Такая деятельность вулкана может быть опасной для международных и местных авиалиний» (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2022-16>). 14-15 марта активность вулкана продолжала усиливаться – непрерывно выжималась свежая лава из кратера вулкана, на склоны лавового купола обрушивались раскаленные лавины, окрестности вулкана покрывались слоем пепла.

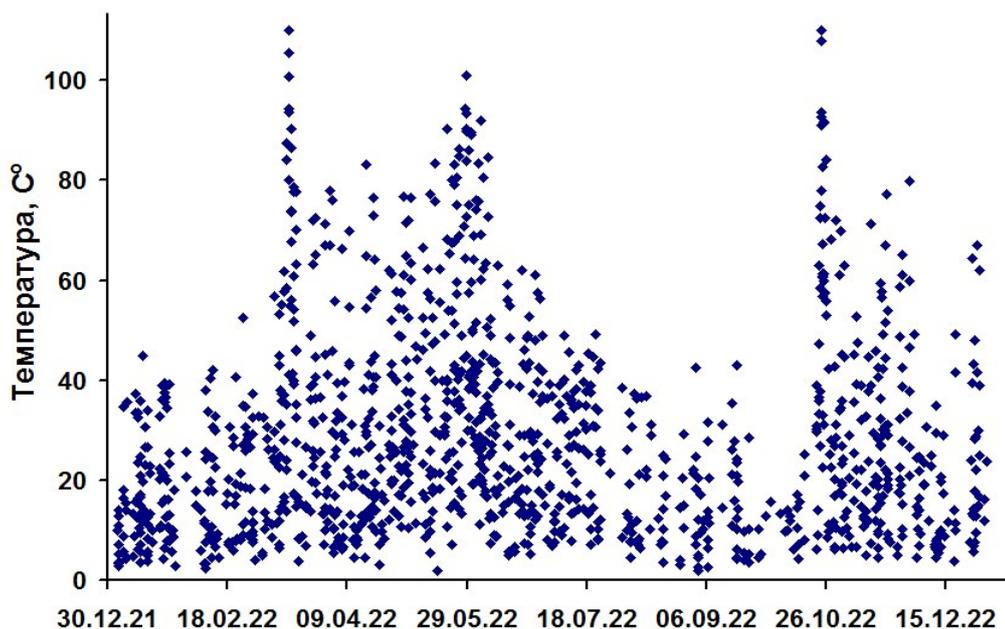


Рис. 1. Разница температур термальной аномалии и фона в районе лавового купола вулкана Безымянный в 2022 г. по спутниковым данным из ИС VolSatView.

Пароксизмальная фаза эксплозивного извержения с выносом пепла до 11 км н.у.м. произошла в 12:53 UTC 15 марта [1]. Спустя 19 ч 10 мин после опубликования сообщения о предстоящем извержении прогноз был реализован. Во время пароксизма в атмосферу поступило наибольшее количество магматического вещества, разница температур аномалии и фона достигала 110 °С. Эруптивный шлейф перемещался до 1310 км на северо-восток от вулкана, общая площадь пеплопадов составила более 374 тыс. км². На северном, западном и южном склонах вулкана были сформированы отложения пирокластических и грязевых потоков. С 15 марта отмечалось выжимание лавовых потоков на южные и юго-западные склоны лавового купола, иногда наблюдались обрушения раскаленных лавин. Величина разности температур термальной аномалии и фона оставалась высокой, например, 16 апреля она была +64.9 °С. Вулканический эксплозивный индекс (VEI – Volcanic Explosivity Index) извержения равнялся 2.

Эксплозивное извержение 28 мая

С 20 мая экструзивно-эффузивное извержение вулкана усилилось: на восточном склоне лавового купола вновь начали отмечаться раскаленные лавины, количество их росло, шла подготовка нового эксплозивного извержения. С 19:00 UTC 26 мая лавины обрушивались с купола почти непрерывно, пепловые облака поднимались до 5 км н.у.м. и протягивались на юго-восток от вулкана. С 20:30 UTC 27 мая мощная эмиссия пепла стала непрерывной. 28 мая в 06:32 UTC KVERT выпустил сообщение, в котором указывалось: «Активность вулкана постепенно растет. Эксплозивное извержение с выносом пепла до 10 км н.у.м. может произойти в любое время. Такая деятельность вулкана может быть опасной для международных и местных авиалиний» (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2022-46>).

Пароксизмальная фаза эксплозивного извержения наблюдалась 28 мая: эксплозии подняли пепел до 12 км н.у.м. в 07:26 UTC (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2022-47>) и до 15 км н.у.м. в 08:15 UTC (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2022-48>) [1]. Пепловый шлейф и затем пепловые облака перемещались до 3040 км на юго-восток от вулкана (рис. 2). Согласно данным с сайта Support to Aviation Control Service (<https://sacs.aeronomie.be>, прибор TROPOMI), в 00:42 UTC 29 мая пепловый шлейф от вулкана Безымянный содержал 6.111 кт SO₂ на площади 247 916 км²; 30 мая в 00:23 UTC содержание SO₂ в облаке составляло 5.416 кт на площади 256 600 км². В долинах Восточная и Южная образовались отложения пирокластических потоков длиной до 7 км. Выжимание лавового потока на юго-восточный склон купола, сопровождавшееся обрушением раскаленных лавин, продолжалось в течение нескольких месяцев. Например, по состоянию на 23 июля 2022 г., согласно спутниковым данным (Sentinel-2A) из ИС VolSatView, его площадь составляла 0.18 км². К концу сентября температура аномалии значительно снизилась. VEI извержения равен 2.

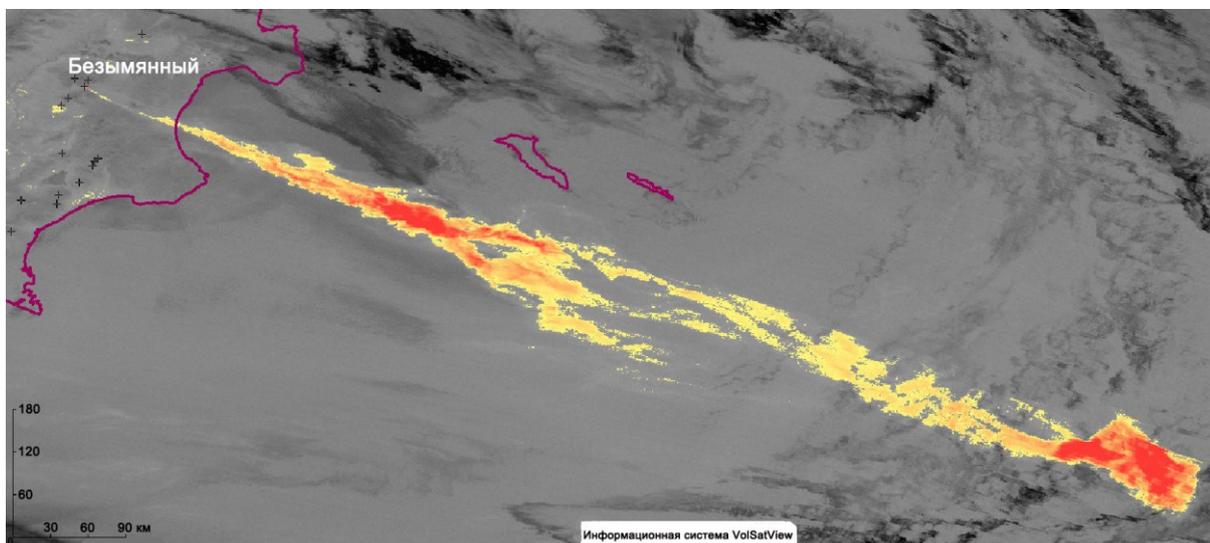


Рис. 2. Пепловый шлейф вулкана Безымянный по состоянию на 15:36 UTC 28 мая 2022 г. на спутниковом снимке JPSS-1 в ИС VolSatView. Протяженность шлейфа составляет 1060 км.

Эксплозивное извержение 23-24 октября

Активность вулкана начала повышаться с 21 октября: температура термальной аномалии в районе вулкана постепенно стала расти, 22 октября над вулканом в течение нескольких часов поднимался до 5 км н.у.м. парогазовый столб. В 03:07 UTC 23 октября KVERT выпустил сообщение, в котором указывалось: «Активность вулкана постепенно растет. Эксплозивное извержение с выносом пепла до 10-15 км н.у.м. может произойти в любое время. Такая деятельность вулкана может быть опасной для международных и местных авиалиний» (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2022-142>).

Спустя 8.5 ч началось пароксизмальное извержение вулкана: в 11:40 UTC 23 октября пепловое облако поднялось до 10 км н.у.м. (<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/van/?n=2022-143>). Пепловый шлейф перемещался 23-24 октября до 1915 км на северо-восток от вулкана. Согласно спутниковым данным из ИС VolSatView, на северном склоне вулкана образовались небольшие отложения пирокластических потоков, в русле р. Сухая Хапица на протяжении более 15 км наблюдались образования грязевых потоков. После окончания эксплозивного извержения на юго-восточный склон купола до конца 2022 г. продолжалось выжимание лавового потока, сопровождавшееся иногда обрушением раскаленных лавин. Температура термальной аномалии в районе вулкана постоянно была высокой (рис. 1). VEI извержения составляет 2.

Заключение

1. В 2022 г. произошло три пароксизмальных извержения вулкана Безымянный: 15 марта, 28 мая и 23 октября с выносом пеплов до 11, 15 и 10 км н.у.м., соответственно. Все извержения вулкана были опасны для международных и местных авиоперевозок.
2. Учеными KVERT были предсказаны эксплозивные извержения: 15 марта за 19 ч до его начала, 23 октября – за 8.5 ч до начала извержения.
3. Общая площадь пеплопадов, связанных с распространением эруптивных облаков Безымянного в 2022 г., составляла более 1135 тыс. км², в т.ч. на суше – более 192 тыс. км².
4. Аэрозольные облака после окончания извержений отмечались на удалении от вулкана: более 1300 км на восток и северо-восток в марте, более 3000 км на юго-восток в мае и более 1900 км на северо-восток в октябре.

Список литературы

1. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Маневич А.Г. и др.* Дистанционный мониторинг эксплозивных извержений вулкана Безымянный в 2022 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Электронный сборник материалов 20-й Международной конференции, 14-18 ноября 2022 г., ИКИ РАН. М.: ИКИ РАН. 2022. С. 264. <https://doi.org/10.21046/20DZZconf-2022a>
2. *Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др.* Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки / Отв. ред. О.А. Гирина. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.
3. *Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.Г. и др.* Анализ событий эксплозивного извержения вулкана Безымянный 21 октября 2020 г. по спутниковым данным // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 297-303. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-297-303>
4. *Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А. и др.* Опыт эксплуатации и развития центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных (ЦКП «ИКИ-Мониторинг») // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 151-170. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-151-170>
5. *Gordeev E.I., Girina O.A.* Volcanoes and their hazard to aviation // Herald of the Russian Academy of Sciences. 2014. V. 84. № 1. P. 1-8. <https://doi.org/10.1134/S1019331614010079>
6. *Lupyan E.A., Milekhin O.E., Antonov V.N. et al.* System of operation of joint information resources based on satellite data in the Planeta Research Centers for Space Hydrometeorology // Russian Meteorology and Hydrology. 2014. V. 39. P. 847-853. <https://doi.org/10.3103/S1068373914120103>
7. *Sorokin A.A., Makogonov S.I., Korolev S.P.* The Information Infrastructure for Collective Scientific Work in the Far East of Russia // Scientific and Technical Information Processing. 2017. V. 4. P. 302-304. <https://doi.org/10.3103/S0147688217040153>

Эксплозивные извержения вулканов Большого Кавказа на рубеже плиоцена и плейстоцена: вулканическая летопись свиты Рухс-Дзуар (Северная Осетия)
*Горбач Н.В.¹, Пономарева В.В.¹, Портнягин М.В.², Данишик М.³, Плечова А.А.⁴,
Рогозин А.Н.¹*

Explosive eruptions in the Greater Caucasus at the Pliocene-Pleistocene boundary: volcanic record of the Rukhs-Dzuar deposits

Gorbach N.V., Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Danišik M., Plechova A.A., Rogozin A.N.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: n_gorbach@mail.ru*

² *GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, г. Киль, Германия*

³ *John de Laeter Centre/School of Earth and Planetary Sciences, Curtin University, г. Перт, Австралия*

⁴ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва*

Исследования пирокластических отложений, захороненных в осадочных отложениях свиты Рухс-Дзуар (Северная Осетия), позволили нам впервые выявить крупные эксплозивные извержения в восточной части Центрального Кавказа (2-3 млн лет назад) и установить региональное распространение пирокластике кальдеры Чегем (2.9 млн лет назад).

Осадочные отложения в северных предгорьях Большого Кавказского хребта хранят свидетельства массового перемещения обломочного материала с воздымающихся гор на равнины. Среди этих отложений встречаются пачки вулканического материала, попавшего сюда как в составе эруптивных туч (тефра и материал пирокластических потоков), так и с помощью обвальных и флювиальных процессов (отложения обломочных лавин и селей). В частности, в предгорьях Северной Осетии, вдоль долин рек Терек, Ардон, Гизельдон и Сунжа, вулканический материал был неоднократно описан в составе грубообломочных отложений свиты Рухс-Дзуар как в естественных обнажениях, так и в скважинах [1-3, 6]. В подавляющем количестве случаев вулканы описывались как переотложенные, и только в одной работе было упомянуто присутствие непереотложенного пирокластического материала [2]. Вулканы-источники этого материала не были установлены. Были предложены варианты как неизвестных вулканов в пределах Большого Кавказского хребта, так и вулканов, погребенных в пределах Осетинской впадины [2, 3].

Реки, транспортирующие обломочный материал, берут начало от ледников Хохского хребта на склонах и вершинах гор Майлихох, Джимара и Тепли, а также от эруптивного центра Казбек. В пределах Хохского хребта В.А. Лебедев описал интрузивные и субвулканические тела нескольких фаз внедрения и заключил, что на рубеже плиоцена и плейстоцена (3.3-1.9 млн лет) здесь имел место интрузивный этап магматизма [4]. Этот магматизм предшествовал образованию Казбекского вулканического центра в юго-восточной части этого же хребта около 0.45 млн лет назад [5].

Наши исследования в районе г. Владикавказ (рис. 1) позволили обнаружить здесь несколько мощных пачек пирокластического материала, а также многочисленные прослой грубообломочных отложений флювиального и, возможно, ледникового происхождения. Примером образования ледово-грязекаменных отложений является печально знаменитое событие 20 сентября 2002 г., когда глыба висячего ледника объемом около 8 млн м³ сорвалась с восточного отрога горы Джимара на высоте 4350 м, что привело к дальнейшему обрушению ледника Колка и образованию ледово-грязекаменного потока, пронесшегося по долинам рек Геналдон и Гизельдон через Кармадонское ущелье на расстояние более 30 км и послужившего причиной гибели более ста человек. Судя по отложениям этой и соседних долин, аналогичные

грязекаменные потоки сходили по ним неоднократно и могли быть вызваны как метеорологическими причинами, так и сейсмической и вулканической активностью.

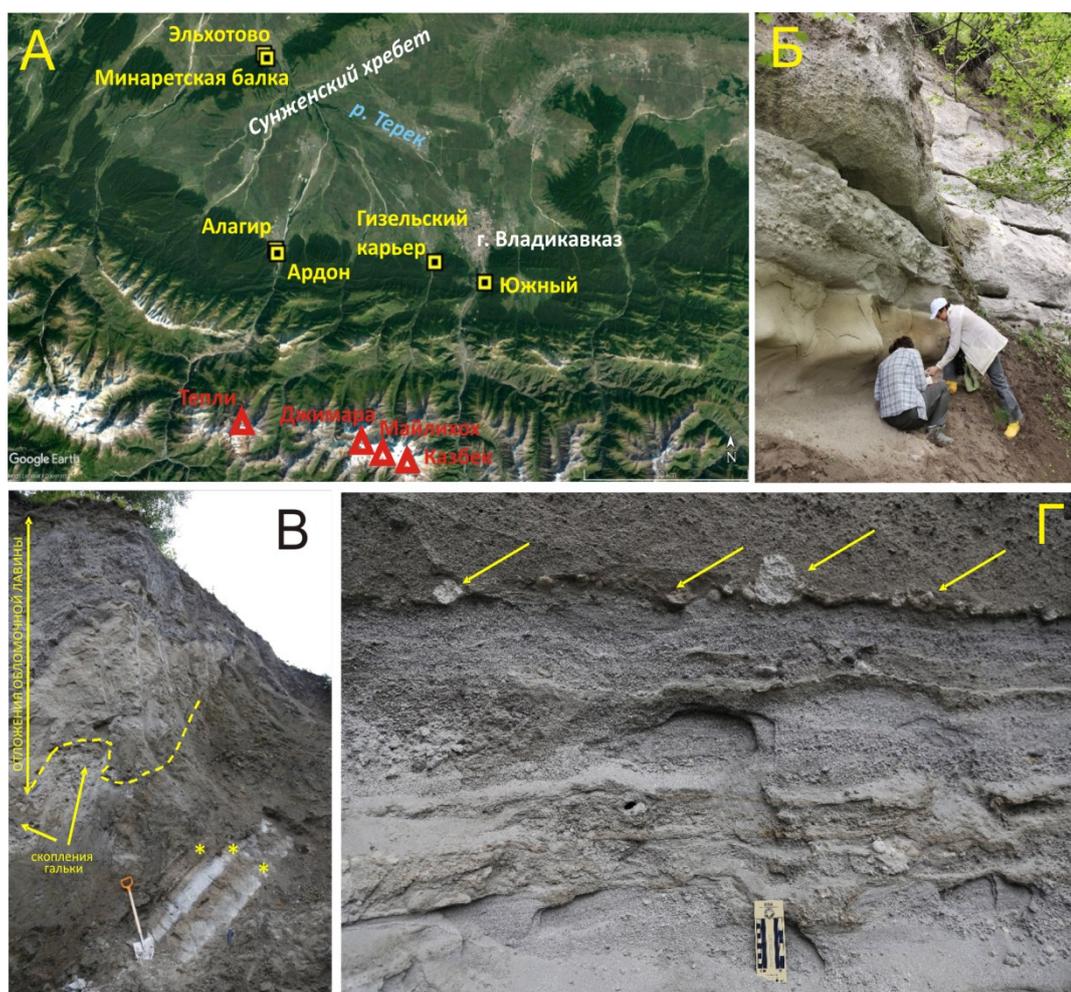


Рис. 1. Положение изученных разрезов (А) и отдельные обнажения отложений свиты Рухс-Дзуар (Б-Г): Б – отложения пирокластического потока, Эльхотовские ворота; В – отложения обломочной лавины, Гизельский карьер; Г – переотложенные пемзы в Гизельском карьере.

Материалы и методы

Мы исследовали вулканический материал из разрезов осадочной толщи Рухс-Дзуар в Гизельском карьере, в балке вблизи пос. Алагир (долина р. Ардон), а также в Сунженском хребте в районе Эльхотовских ворот (рис. 1А). Нами были выполнены описания разрезов отложений, а также отбор образцов пирокластики на геохимический анализ и датирование. Геохимические исследования индивидуальных частиц стекол из пирокластических отложений с определением содержания главных и редких элементов проводились с использованием электронного микрозонда и масс-спектрометрии индукционно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в Гельмгольц Центре исследования океана ГЕОМАР и Университете г. Киль (Германия). Возраст трех пирокластических пачек был определен U/Pb и (U-Th)/He (double zircon dating) методами в Университете Кертина (г. Перт, Австралия).

Результаты и обсуждение

Главным результатом наших исследований стало обнаружение практически во всех разрезах района горизонтов не переотложенных, а первичных отложений тефры и пирокластических потоков (рис. 1Б). Кроме того, во всех разрезах мы обнаружили горизонты однородных по составу пемзовых лапилли и бомб, которые были переотложены водными потоками предположительно синхронно их извержению

(рис. 1Г). В Гизельском карьере обнаружены грубообломочные отложения, связанные с обрушением вулканической постройки (рис. 1В). Эти отложения представлены неокатанными глыбами дацитов до 1.5-2 м в поперечнике, погруженными в песчано-гравийный заполнитель аналогичного состава. Отдельные глыбы эродировали нижележащий аллювиальный галечник и окружены «рубашкой» из галек. Такие особенности отложений могут объясняться транспортировкой обвальной каменной массы по руслу древней реки. Возможно, обрушение вулканической постройки произошло вскоре после извержения ювенильной пироклаستيку, представленной здесь тремя горизонтами пемзовой тефры и переотложенной пемзовой пирокластикой. Однообразие состава и крупность материала обвальных отложений указывают на то, что источником обрушения могла быть единая вулканическая постройка, а присутствие крупных обломков пемзы, отличающейся очень слабой устойчивостью при транспортировке, можно рассматривать как свидетельство относительно близкого расстояния до источника сноса. (U-Th)/He дата ~2 млн лет для нижней из тефр, подстилающих отложения обломочной лавины, позволяет отнести описанную серию извержений к раннему плейстоцену.

Для вулканического стекла из отложений свиты Рухс-Дзуар получено ~500 анализов главных и 120 анализов микроэлементов, ряд валовых химических анализов обломков пород и пемз, а также проведен минералогический анализ образцов тефры, отложений пирокластических потоков и переотложенной пемзы. На основании этих данных вулканы удалось разделить на две группы, различающиеся как по составу стекла, так и по минеральному составу (рис. 2). Первая группа включает преимущественно обогащенные амфиболом дациты (долины рек Гизельдон и Ардон), а вторая группа представлена биотитовыми риодацитами-риолитами (район Эльхотовских ворот, Минаретская балка).

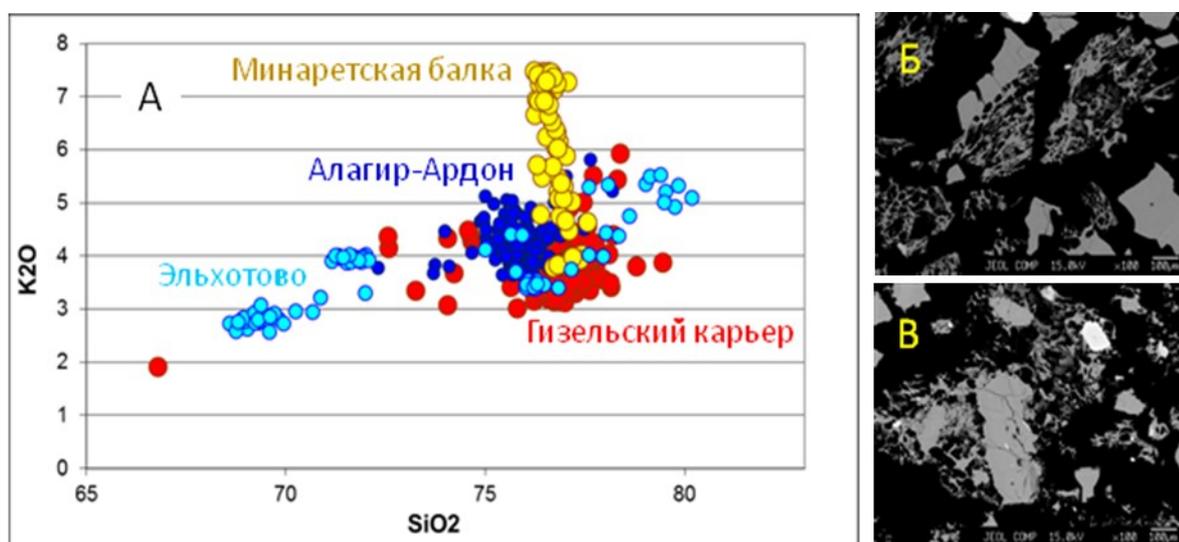


Рис. 2. Составы стекол из изученных отложений пирокластических потоков и тефры (А) и облик частиц пемз в режиме отраженных электронов (Б, В): Б – пемзовые частицы из лапилли в кровле пачки переотложенных пемз в Гизельском карьере; В – из отложений пирокластических потоков.

Основываясь на вариациях состава вулканического стекла и различиях в составе минеральных ассоциаций пемзовых и пепловых отложений, мы предполагаем, что пирокластические отложения могли быть связаны минимум с двумя центрами извержений. Первый из них, по-видимому, был расположен в пределах Хохского хребта на довольно близком (30-40 км) расстоянии от изученных нами разрезов долины р. Ардон и Гизельского карьера. Извержения из этого центра происходили в два этапа между 3 и 2 млн лет назад. Вторым центром эксплозивных извержений, пирокластика

которого обнажается в Минаретской балке, была кальдера Чегем (2.9 млн лет [7]). Это заключение сделано нами на основе сравнения особенностей минерального и химического составов пирокластики и ее сходной возрастной оценки.

Геохимические характеристики и возраста тефр из свиты Рухс-Дзуар исключительно важны для стратиграфии и региональных корреляций отложений трансгрессий Палео-Каспия. Например, в нижней части отложений акчагыльской трансгрессии, обнажающихся на территории Азербайджана и Грузии, описано, но пока не проанализировано не менее 11 горизонтов вулканических пеплов, большая часть из которых укладывается в тот же временной интервал 3-2 млн лет, что и тефры свиты Рухс-Дзуар [8, 9]. Выполненные нами первые геохимические анализы тефр из акчагыльских отложений Дагестана позволяют предположить, что они могут быть аналогами тех же тефр. Получение геохимических характеристик для всех пеплов позволит провести транс-Кавказские корреляции разобренных разрезов наземных и морских отложений и объединить их в единую стратиграфическую последовательность.

Исследования выполнялись при поддержке проекта РФФИ-DFG № 20-55-12011/GA 1960/14-1. Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам Северо-Осетинского Университета Н.И. Гиджрати и М.Н. Кануковой за их гостеприимство и исчерпывающие консультации.

Список литературы

1. *Белуженко Е.В.* Верхнемиоцен-эоплейстоценовые грубообломочные отложения Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. № 19(5). С. 78-95.
2. *Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Докучаев А.Я., Лексин А.Б.* Переотложенные вулканы свиты Рухс-Дзуар: проблема местоположения палеовулканического источника их сноса (Северная Осетия, Кавказ) // Геология и Геофизика Юга России. 2012. № 2(3). С. 21-28.
3. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Строение свиты Рухс-Дзуар и позднеплиоценовый вулканизм Казбекской области Кавказа. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический // 1994. Т. 69. Вып. 5. С. 26-33.
4. *Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др.* Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582-602.
5. *Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашикидзе Г.Т. и др.* Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики лав четвертичного вулкана Казбек (Большой Кавказ) // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 3-33.
6. *Ренгартен В.П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Труды Всесоюзного геолого-разведочного объединения ВСНХ СССР. 1932. Вып. 148. 70 с.
7. *Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.F. et al.* Young silicic magmatism of the greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2021. V. 412. Art. 107173. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107173>
8. *Lazarev S., Kuiper K.F., Oms O. et al.* Five-fold expansion of the Caspian Sea in the late Pliocene: New and revised magnetostratigraphic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the Akchagylian Stage // Global and Planetary Change. 2021. V. 206. Art. 103624. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103624>
9. *vanBaak C.G., Grothe A., Richards K. et al.* Flooding of the Caspian Sea at the intensification of Northern Hemisphere Glaciations // Global and Planetary Change. 2019. V. 174. P. 153-163.

Включение данных о составах пород в геоинформационную систему «Вулканы в криосфере, Курило-Камчатская дуга»

Гордейчик Б.Н.^{1,2}, Чурикова Т.Г.², Марченко Е.С.², Муравьев Я.Д.²

Inclusion of data on rock compositions in the geoinformation system «Volcanoes in Cryosphere, Kuril-Kamchatka arc»

Gordeychik B.N., Churikova T.G., Marchenko E.S., Muravyev Ya.D.

¹ *Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногоровка;*

e-mail: gordei@mail.ru

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

В ИВиС ДВО РАН на базе созданной ранее ГИС «Вулканоопасность» с 2019 года формируется интерактивная ГИС «Вулканы в криосфере. Курило-Камчатская дуга». В настоящее время в систему включаются данные о составах пород Камчатки. В результате для пользователей системы будут доступны для рассмотрения вариации составов пород по пространству, возрасту и другим параметрам.

Одним из направлений деятельности Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН в последние годы являлось создание разветвленной геоинформационной системы (ГИС) «Вулканоопасность» [4]. Районы современного вулканизма – регионы с активной геодинамикой и интенсивной сейсмической деятельностью. Извержения вулканов, а также сопровождающие их события (эксплозии, пирокластические потоки, цунами, движения и таяния ледников), могут создавать угрозы для находящихся на Камчатском полуострове людей. При создании ГИС «Вулканоопасность» усиленное внимание было обращено на оценку территориального сочетания экстремальных природных процессов с развитым современным оледенением и, в частности, георисков, возникающих при развитии катастрофических вулcano-гляциальных процессов. В результате этих работ была создана интерактивная ГИС «Вулканы в криосфере. Курило-Камчатская дуга» [3]. Система имеет развитый интерфейс и детальную топографическую основу в сочетании с космоснимками высокого разрешения.

Другим направлением деятельности ИВиС ДВО РАН является сбор сведений о составах изверженных пород для разработки моделей магмообразования на Камчатке. В настоящей работе мы попытались включить существующие разрозненные сведения о составах пород в ГИС «Вулканы в криосфере. Курило-Камчатская дуга». Описание составов пород в геоинформационной системе требует размещения сведений о макроскопическом, минералогическом, геохимическом и изотопном составе упоминаемых объектов. Кроме этого, необходимо иметь в распоряжении возраст изверженных пород, полученный различными методами абсолютного и относительного датирования.

Существует несколько причин для наполнения ГИС «Вулканы в криосфере. Курило-Камчатская дуга» петролого-геохимической информацией. Во-первых, существовавшие специализированные базы данных с такой информацией в последнее время серьезно пострадали, поскольку они были построены на первоначально бесплатном математическом обеспечении (Google Fusion Tables). Поскольку корпорация Google отменила бесплатность этих информационных сервисов и начала требовать за их использование регулярные платежи, большинство петролого-геохимических баз данных просто прекратили свое существование (например, <http://andes.gzg.geo.uni-goettingen.de/kamchatka/>). Во-вторых, заметный объем петролого-геохимической и возрастной информации содержится исключительно в русскоязычной литературе и не может попасть в зарубежные базы данных. В-третьих, складывающаяся в настоящее время геополитическая обстановка понуждает российских исследователей иметь и развивать собственные, независимые от политической конъюнктуры, геоинформационные ресурсы. Наконец, ГИС «Вулканы в

криосфере. Курило-Камчатская дуга» устроена так, что уже имеет в своем составе чрезвычайно разнородную по структурам и форматам информацию, и подключение к ней еще одного блока данных не должно вызвать неразрешимых технических проблем. Не последним моментом работы является восстановление открытого доступа к петролого-геохимическим данным, который был фактически ликвидирован неуклюжими корыстными действиями корпорации Google. Таким образом, в настоящее время остро встает вопрос о формировании многоуровневых баз данных на российской платформе, и, в частности, о включении геохимических данных в геоинформационные системы, рассматривающие различные аспекты вулканизма, в том числе такие, как опасность, исходящую от вулканических объектов.

ГИС «Вулканы в криосфере. Курило-Камчатская дуга» (https://elenamarch.github.io/SredinniyRidge_Kamchatka/) разработана на языке JavaScript с помощью открытой и полностью бесплатной библиотеки функций для веб-картографирования Leaflet (<https://leaflet.org/>). Она поддерживает базовые функции ГИС-программ, такие как измерение расстояний, рисование объектов, скачивание и загрузка собственных данных, но не требует наличия никакого специального программного обеспечения со стороны пользователя, кроме произвольного веб-браузера. Базовые слои карты включают топографическую основу, а также мозаику космических снимков сверхвысокого разрешения (до 0.5 м) ESRI FireFly Imagery, доступных на всю территорию Камчатки и Курильских островов (данные свободно доступны для некоммерческого использования в соответствии с планом ESRI Essentials Developer Plan). Тематические слои предоставляют информацию о вулканической активности, извержениях, а также об оледенении и снежности территории (рисунок).

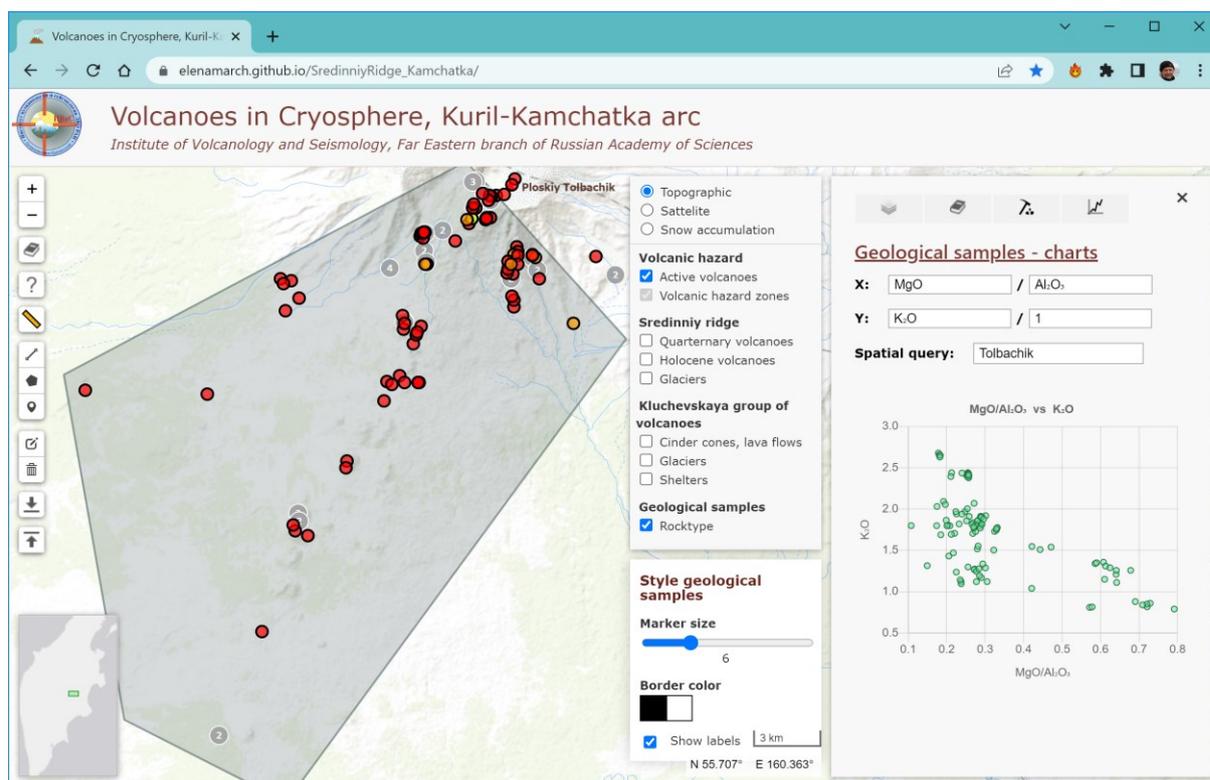


Рисунок. Экран ГИС с панелями управления и выделенной ЮЗ ветвью Толбачинской зоны конусов. Для образцов, попавших в область выделения, на вкладке строится диаграмма отношения K_2O к MgO/Al_2O_3 .

Основой включенных петролого-геохимических данных явились пересечения Камчатского полуострова (пересечение вкрест простираения Камчатской дуги [14, 18, 23] и продольное пересечение Срединного хребта [25]); исследования отдельных вулканических объектов Центральной Камчатской депрессии, таких как Бакенинг [19],

кирганикская свита [5], Кизимен [10, 17], Толбачик [16, 20, 22], Камень и Безымянный [9, 15], Зимины сопки [7], Восточные конусы [24], Плоские сопки [6, 11], Шивелуч [8, 13], Шишейский комплекс [12], а также региональные работы [1, 2, 21]. Эта начальная информация к настоящему времени значительно дополнена исследованиями многочисленных авторов, изучавших породы Камчатки, причем особое внимание уделялось исследованиям Срединного хребта и Толбачинского вулканического массива. В настоящее время в ГИС содержится более 4000 проанализированных составов из 111 работ. Разумеется, перечисленные данные не представляют весь обширный вулканизм Камчатки: как минимум, требуют рассмотрения и монтирования в общую «мозаику» такие наборы объектов, как практически весь Восточный вулканический фронт, Северная группа вулканов, наиболее северные объекты ЦКД, современные извержения и т.д., а также распределенные по всему полуострову комплексы морфологически сходных объектов, таких как многочисленные зоны моногенных конусов, маары, экструзии и т.п. В рамках построенной ГИС упомянутые пересечения могут быть легко расширены включением новых объектов, или же новые пересечения могут быть построены для других районов Камчатки.

Пользователю ГИС предоставляется возможность визуализации петролого-геохимических данных. Для примера, на рисунке показан экран ГИС с выделенной ЮЗ ветвью Толбачинской зоны моногенных конусов. Для образцов, попавших в область выделения, на вкладке строится классификационная диаграмма отношения K_2O к MgO/Al_2O_3 .

Работа выполнена в рамках тем НИР ИЭМ РАН № FMUF-2022-0004 и ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004.

Список литературы

1. *Волынец О.Н., Колосков А.В., Селиверстов Н.И. и др.* Новые данные по вулканизму тыловой зоны Восточных Алеут // *Вулканология и сейсмология*. 1993. № 4. С. 54-78.
2. *Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. и др.* Калиевые вулканы центральной Камчатки в составе верхнемеловой-палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // *Петрология*. 1999. Т. 7. № 5. С. 559-576.
3. *Муравьев Я.Д., Клименко Е.С.* Вулкано-гляциальное взаимодействие: ГИС-приложения к оценке лахароопасности (на примере Камчатки) // *Лед и снег*. 2014. Т. 128. № 4. С. 32-42.
4. *Муравьев Я.Д., Клименко Е.С., Дмитриева Ю.А.* К созданию ГИС «Вулканоопасность» // *ArgReview*. 2010. Т. 53. № 2. С. 12-13.
5. *Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г.* Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 2. С. 189-208.
6. *Флеров Г.Б., Чурикова Т.Г., Ананьев В.В.* Вулканический массив Плоских Сопок: геология, петрохимия, минералогия и петрогенезис пород (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // *Вулканология и сейсмология*. 2017. № 4. С. 30-47. <https://doi.org/10.7868/S0203030617040022>
7. *Флеров Г.Б., Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Ананьев В.В.* Вулканический массив Зиминых сопки: геология и минералогия пород (Ключевская группа вулканов, Камчатка) // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2019. Т. 44. № 4. С. 19-34. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2019-4-44-19-34>
8. *Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Белоусов А.Б., Бабанский А.Д.* Находка центра извержения базальтов на вулкане Шивелуч // *Материалы Всероссийской конференции, посвященной 75-летию Камчатской вулканологической станции*. Петропавловск-Камчатский, 9-15 сентября 2010 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010.
9. *Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Иванов Б.В.* Петрохимия пород вулкана Камень: сравнение с соседними вулканами Ключевской группы // *Вулканология и сейсмология*. 2012. № 3. С. 23-45.
10. *Чурикова Т.Г., Иванов Б.В., Айкельбергер Д. и др.* Зональность по макро- и микроэлементам в плагиоклазе вулкана Кизимен (Камчатка) применительно к процессам в магматическом

- очаге // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 27-47. <https://doi.org/10.7868/S0203030613020028>
11. Чурикова Т.Г., Соколов С.Ю. Магматическая эволюция вулкана Плоские Сопки, Камчатка (анализ изотопной геохимии стронция) // Геохимия. 1993. № 10. С. 1439-1448.
 12. Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. High-Mg# andesitic lavas of the Shisheisky Complex, Northern Kamchatka: implications for primitive calc-alkaline magmatism // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2011. V. 161. № 5. P. 791-810. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0565-4>
 13. Bryant J.A., Yogodzinski G.M., Churikova T.G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007. V. 8. № 4. Art. Q04007. P. 1-24. <https://doi.org/10.1029/2006GC001443>
 14. Churikova T.G., Dorendorf F., Wörner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.8.1567>
 15. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ivanov B.V., Wörner G. Relationship between Kamen Volcano and the Klyuchevskaya group of volcanoes (Kamchatka) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2013. V. 263. P. 3-21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.01.019>
 16. Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2015. V. 307. P. 156-181. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.026>
 17. Churikova T.G., Wörner G., Eichelberger J., Ivanov B. Minor- and trace element zoning in plagioclase from Kizimen Volcano, Kamchatka: Insights on the magma chamber processes // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. V. 172. Washington, DC: American Geophysical Union, 2007. P. 303-323. <http://doi.org/10.1029/172GM22>
 18. Churikova T.G., Wörner G., Mironov N., Kronz A. Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2007. V. 154. № 2. P. 217-239. <http://doi.org/10.1007/s00410-007-0190-z>
 19. Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A., Wörner G. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 104. № 1. P. 131-151. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00203-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00203-1)
 20. Iveson A.A., Humphreys M.C., Jenner F.E. et al. Tracing volatiles, halogens, and chalcophile metals during melt evolution at monogenetic cones of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka // Journal of Petrology. 2022. V. 63. № 9. Art. egac087. P. 1-22. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac087>
 21. Iveson A.A., Humphreys M.C., Savov I.P. et al. Deciphering variable mantle sources and hydrous inputs to arc magmas in Kamchatka // Earth and Planetary Science Letters. 2021. V. 562. Art. 116848. P. 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116848>
 22. Kamenetsky V.S., Zelenski M., Gurenko A. et al. Silicate-sulfide liquid immiscibility in modern arc basalt (Tolbachik volcano, Kamchatka): Part II. Composition, liquidus assemblage and fractionation of the silicate melt // Chemical Geology. 2017. V. 471. P. 92-110. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.09.019>
 23. Münker C., Wörner G., Yogodzinski G., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka–Aleutian arc lavas // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 224. № 3–4. P. 275-293. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.030>
 24. Nishizawa T., Nakamura H., Churikova T. et al. Genesis of ultra-high-Ni olivine in high-Mg andesite lava triggered by seamount subduction // Scientific Reports. 2017. V. 7. № 1. Art. 11515. P. 1-11. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-10276-3>
 25. Volynets A.O., Churikova T.G., Wörner G. et al. Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific–Aleutian junction // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 159. № 5. P. 659-687. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0447-9>

Частотно-магнитудное распределение взрывных извержений вулканов Камчатки за последние 40 000 лет и прогнозные оценки их повторяемости

Иванов В.В., Дирксен О.В.

Frequency-magnitude distribution of explosive volcanic eruptions in Kamchatka over the last 40 000 years and prediction of their recurrence

Ivanov V.V., Dirksen O.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: victorvasilievich53@gmail.com

Приводятся величины средних интервалов повторяемости извержений вулканов Камчатки за последние 40 000 лет в 9 диапазонах объемов тефры, охватывающих интервал от 0.01 до 316 км³. Средний расход пирокластики, выбрасываемой на Камчатке за последние 40 тысяч лет, оценивается примерно в 20 км³/1000 лет.

Введение

Знание магнитудного распределения извержений вулканов важно как для решения ряда фундаментальных вопросов, так и для практики. Вопрос о магнитудах в вулканологии обсуждается в работе [5]. В отличие от сейсмологии, где магнитуды землетрясений определяются инструментальным путем, расчет объемов изверженных продуктов требует огромной полевой работы, поэтому нужное количество данных было накоплено только спустя полвека с начала детальных тефрохронологических исследований. Здесь под *взрывной магнитудой извержения* (M_{ex}) понимается десятичный логарифм объема выброшенной во время извержения *пирокластики* в км³ (V_T)

$$M_{ex} = \log_{10}(V_T, \text{ км}^3) \quad (1)$$

Для краткости, вместо термина *пирокластика* мы используем термин *тефра*. В работе [6] исследовалось распределение взрывных магнитуд извержений вулканов Камчатки за последние 10 000 лет. В данной работе временной диапазон анализа расширен до 40 000 лет, что дает статистически более корректные оценки интервалов повторяемости извержений с большими взрывными магнитудами.

Исходные данные

Большинство работ, посвященных исследованию частотных распределений извержений, базируется на анализе вулканических взрывных индексов (*VEI*) из базы данных Global Volcanism Program [9]. *VEI* – это полуколичественная взрывная магнитуда, которая оценивается по восьми параметрам, среди которых наибольший рейтинг имеет объем выброшенной тефры, если данные о нем имеются [12]. За неимением других данных, взрывную магнитуду (M_{ex}) исторических извержений нам пришлось оценивать по формуле, которая следует из Таблицы 1 в [12]:

$$M_{ex} = VEI - 4.5 \quad (2)$$

На Камчатке за последние 50 лет были получены данные по возрастам и объемам тефры для извержений, произошедших от 40 000 лет назад и до настоящего времени, а также для ряда более древних извержений. В нашей работе мы использовали данные об объемах тефры по датированным 49 голоценовым и 13 позднеплейстоценовым извержениям (от 40 тысяч лет назад и до настоящего времени), опубликованные в [1-4, 7, 8, 10, 13-16]. Для построения кумулятивного графика тефры с 220 тысяч лет назад и до настоящего времени использовались данные по датированным 49 голоценовым и 37 позднеплейстоценовым извержениям. Для отдельных извержений, данные по объемам которых не публиковались, нами использовался метод расчета минимального объема по одной изопаките [11].

Методика анализа данных

Весь диапазон эксплозивных магнитуд M_{ex} (от -2 до 2.2) был разбит на 7 интервалов. Левые два интервала имели единичную длину, и в них накапливались данные об исторических извержениях с магнитудами, оцененными по VEI . Остальные пять интервалов имели длину, равную 0.48, в них накапливались тефрохронологические данные. Для каждого диапазона магнитуд в каталоге анализировались кумулятивные графики чисел извержений, на основе чего выявлялись представительные временные интервалы. В этих интервалах подсчитывались количества извержений, которые затем нормировались на единый 1000-летний интервал и на единичный интервал магнитуды (M_{ex}). Строились дифференциальные графики повторяемости M_{ex} в логарифмическом масштабе по оси OY , которые аппроксимировались прямыми линиями по методу наименьших квадратов. По этим данным оценивались средние интервалы повторяемости извержений в магнитудных интервалах с шириной, равной 0.5, в диапазоне объемов тефры от 0.01 до 316 км³.

Эволюция эксплозивного вулканизма на Камчатке в верхнем плейстоцене

На рис. 1 показан кумулятивный график объемов тефры, выброшенной вулканами полуострова, начиная от 220 тысяч лет назад и до настоящего времени. По интенсивности выноса тефры на поверхность земли график разбивается на три характерных временных отрезка. На первом этапе (от 220 до 75 тысяч лет назад) наблюдается относительно малый средний вынос тефры, равный примерно 1.4 км³ за 1000 лет. Начиная с 75 и до 40 тысяч лет назад, имела место пауза в извержениях длительностью примерно 35 тысяч лет. Третий, необычайно активный этап начался примерно 40 тысяч лет назад и продолжается в настоящее время. Средняя продуктивность на этом этапе примерно в 15 раз превышала таковую для первого этапа и составила около 20 км³ тефры за 1000 лет. Анализ этого этапа и посвящена данная статья.

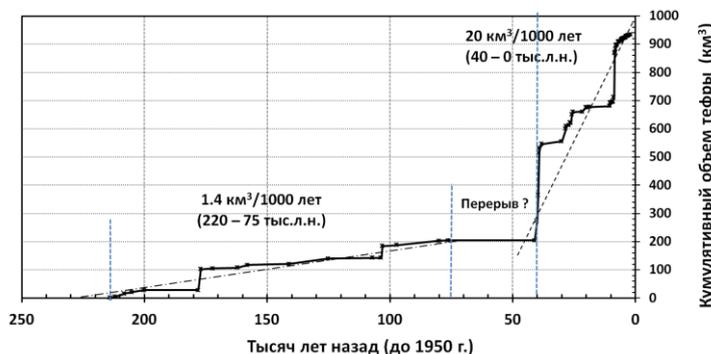


Рис. 1. Кумулятивный график объемов тефры, выброшенной всеми вулканами Камчатки, начиная с 220 тысяч лет назад и до 1950 г.

Частотно-магнитудное распределение эксплозивных извержений вулканов Камчатки за последние 40 000 лет

На рис. 2 показан сводный график повторяемости эксплозивной магнитуды (M_{ex}) извержений Камчатки за последние 40 тысяч лет. Он составлен как для исторических извержений по данным об их индексах VEI (M_{ex} от -2 до 0, левые два столбца), так и для более крупных извержений за последние 40 000 лет (M_{ex} от 0 до 2.2, правые пять столбцов). Экспериментальные частоты повторяемости эксплозивной магнитуды извержений аппроксимируются следующей прямолинейной зависимостью:

$$\log_{10} \tilde{N} = \log_{10} N_0 - b_{diff} M_{ex} = \log_{10} N_0 - \log_{10} (V_T, \text{км}^3) \quad (3)$$

или в степенной форме:

$$\tilde{N} = N_0 (V_T, \text{м}^3)^{-b_{diff}}, \quad (4)$$

где \tilde{N} – прогнозируемое количество извержений в единичном интервале эксплозивных магнитуд за 1000 лет, ($V_T, \text{км}^3$) – объем тефры в км³ в этом интервале, N_0 – начальное

значение, b_{diff} – коэффициент регрессии (тангенс угла наклона аппроксимирующей прямой). $b_{diff\text{ общ}}=1.1$ и $b_{diff\text{ ТХ}}=0.87$ для всех извержений и извержений, определенных только по тефрохронологии, соответственно (рис. 2).

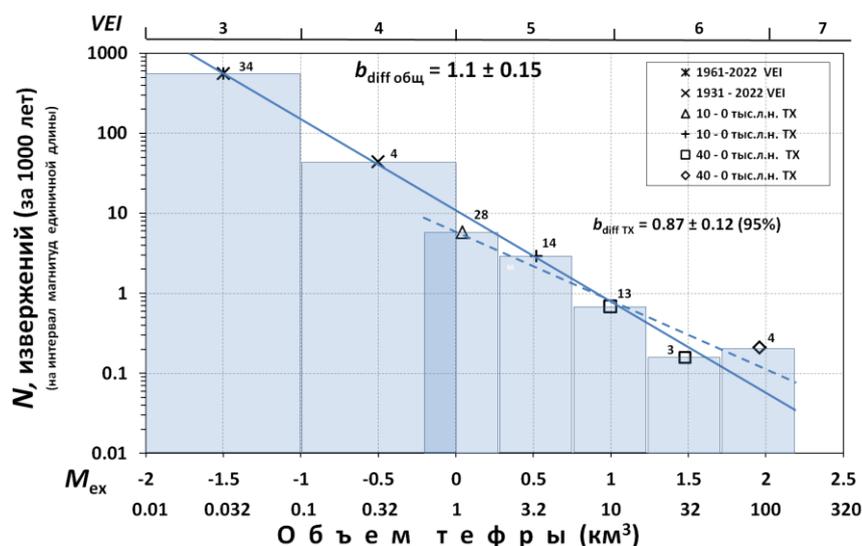


Рис. 2. Сводный дифференциальный график частотных распределений эксплозивной магнитуды (M_{ex}) извержений Камчатки по всем и только по тефрохронологическим данным (сплошная и пунктирная аппроксимирующие прямые, соответственно). Данные за 40 000 лет.

Полученные результаты

В таблице даны средние интервалы времени между извержениями Камчатки за последние 40 000 лет в магнитудных интервалах длины $\frac{1}{2}$ в диапазоне объемов тefры от 0.01 до 316 км³.

Таблица. Средние интервалы времени между крупнейшими извержениями Камчатки за последние 40 000 лет в магнитудных интервалах длины $\frac{1}{2}$

Диапазон объемов тefры (км ³)	Количество извержений за 1000 лет в диапазоне (аппроксимация)	Средний интервал между извержениями (лет)	Примеры извержений, вулканы (ВР – количество лет до 1950 г.)
0.01-0.03	380	3	Безымянный 2006-2013 гг.
0.03-0.1	110	9	Авачинский 1991 г.; ТТИ-50
0.10-0.32	33	30	Шивелуч 2001-2003 гг.
0.32-1.0	10	100	Шивелуч 1964 г.; Шивелуч 1854 г.; Ксудач, конус Штгобеля 861 ВР; Авачинский 4481 ВР
1.0-3.2	1.8	540	Безымянный 1956 г.; Ходутка 2589 ВР; Ильинский 5574 ВР
3.2-10	0.68	1500	Опала, кратер Бараний Амфитеатр 1412 ВР; Кизимен 8124 ВР
10-32	0.25	4000	Ксудач 1686 ВР; Хангар 7846 ВР; кальдера Карымская 8771 ВР; Плоская 10199 ВР
32-100	0.092	11000	Кальдеры вулканов Горелый (28000 ВР), Крашенинникова (40000 ВР), и Большой Семячик
100-316	0.034 (экстраполяция)	30000 (экстраполяция)	Кальдеры вулканов Опала (39000 ВР) и Узон (39000 ВР); кальдера Курильского озера 8411 ВР

Из таблицы следует, что с увеличением размеров извержений на 4 порядка от (0.01-0.03) км³ до (100-316) км³ средний интервал времени между ними также увеличивается на 4 порядка (от 3 до 30 000 лет). Однако следует учесть, что в первом приближении распределение вероятности этих интервалов подчиняется широкому Пуассоновскому закону. Оно имеет максимум на величине среднего интервала повторяемости и медленно спадает в области малых интервалов. Поэтому, большие

средние интервалы в сотни или даже в 1 000 лет не гарантируют, что извержение не может произойти в ближайшие десятилетия. С другой стороны, извержение может произойти и через бóльший интервал времени, чем средний интервал.

Список литературы

1. Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. Вулканические катастрофы позднего плейстоцена – голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений – главных компонентов вулканического катастрофизма // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 3-21.
2. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975-1976 / Отв. ред. С.А. Федотов. М.: Наука, 1984. 637 с.
3. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. Новейший (N^2-Q_4) вулканизм Камчатки. В кн.: Новейший и современный вулканизм на территории России / Отв. ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 2005. С. 107-232.
4. Дирксен О.В., Мелекесцев И.В. Хронология, динамика формирования и морфология эруптивных центров голоценового этапа ареального вулканизма бассейна р. Авача (Камчатка, Россия) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 3-20.
5. Иванов В.В. Магнитуды, степенные распределения вероятностей и их применение в вулканологии // Транспорт и хранение нефтепродуктов и углеводородного сырья. 2022. № 1-2. С. 85-95. <https://doi.org/10.24412/0131-4270-2022-1-2-00-00>
6. Иванов В.В., Дирксен О.В. Распределение извержений вулканов на Камчатке по магнитудам в голоцене: геологический эффект эксплозивного вулканизма и прогнозные оценки // Материалы XXII Всероссийской научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 78-81.
7. Мелекесцев И.В., Пономарева В.В., Вольнец О.Н. Вулкан Кизимен (Камчатка) – будущий Сент-Хеленс? // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С. 30-32.
8. Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В. и др. Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки. В кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Том II. Новейший вулканизм северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 19-40.
9. Global Volcanism Program – Volcanoes of the World 5.0.2. Режим доступа: <https://volcano.si.edu>.
10. Derkachev A.N., Gorbarenko S.A., Ponomareva V.V. et al. Middle to Late Pleistocene record of explosive volcanic eruptions in marine sediments offshore Kamchatka (Meiji Rise, NW Pacific) // Journal Quaternary Science. 2020. V. 35. P. 362-379.
11. Legros F. Minimum volume of a tephra fallout deposit estimated from a single isopach // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 96. № 1-2. P. 25-32.
12. Newhall C.A., Self S. The volcanic explosivity index (VEI): an estimate of the explosive magnitude for historical volcanism // Journal of Geophysical Research. 1982. V. 87. № C2. P. 1231-1238.
13. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // International Journal of Earth Sciences. 2013. V. 102. № 6. P. 1673-1699.
14. Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104/5. P. 1459-1482.
15. Ponomareva V., Bubenshchikova N., Portnyagin M. et al. Large-magnitude Pauzhetka caldera-forming eruption in Kamchatka: Astrochronologic age, composition and tephra dispersal // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 366. P. 1-12.
16. Ponomareva V., Pendea I.F., Zelenin E. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications // Quaternary Science Reviews. 2021. V. 257. Art. 106838.

Динамика вод кратерного озера вулкана Малый Семячик за период 1999-2021 гг. по данным дистанционного зондирования

Мельников Д.В., Калачева Е.Г.

Dynamics of waters in the crater lake of Maly Semyachik volcano in 1999-2021 by remote sensing data

Melnikov D.V., Kalacheva E.G.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: dvm@kscnet.ru

На основе данных дистанционного зондирования за период с 1999 по 2021 гг. определены этапы изменения активности кратерного озера вулкана Малый Семячик. Показано, что изменение цветовой палитры поверхности озера является следствием изменения химического состава воды.

Вулкан Малый Семячик, входящий в Карымский вулканический центр Восточного вулканического пояса Камчатки, расположен в северной части ранее образованной кальдеры обрушения диаметром 7 км [6]. Это вулканический массив протяженностью ~3 км, вытянутый вдоль зоны разрывов северо-восточного простирания и состоящий из трех слившихся разновозрастных построек, последовательное формирование которых связано с миграцией центров извержений с северо-востока на юго-запад, к центру кальдеры [1]. Последнее крупное извержение Малого Семячика произошло ~400 лет назад и носило эксплозивный характер. В результате взрыва образовался кратер, названный впоследствии [2] кратером Троицкого. Исторические извержения приурочены к этому кратеру и происходили в 1851, 1852, 1945-1946 гг. и, возможно, в 1952 г. [3]. Судя по повсеместной гидротермальной проработке стенок кратера, в межэруптивные периоды в нем была проявлена фумарольная деятельность. Озеро в кратере Троицкого сформировалось после извержения 1945-1946 гг. [2]. Разгрузка озера происходит преимущественно за счет скрытого стока и частично за счет испарения с поверхности воды.

Гидрологический и гидрохимический режим озера зависит от состояния вулкана. За весь период наблюдения выделяются три основных этапа, связанных с изменением активности Малого Семячика, во время которых наблюдалось колебание объема и уровня озера, изменение температурного режима и химического состава воды [10]. Первый этап длился с начала наблюдений до середины 1980-х гг. и соответствовал максимальной активности вулкана, сопровождавшейся разгрузкой гидротермального газонасыщенного флюида на дне озера. Второй этап, длившийся до середины 2000-х гг., был периодом относительного покоя. В это время происходило постепенное разбавление озерной воды за счет поверхностного стока. Третий этап ассоциирован с новым периодом активности вулкана и увеличением гидротермальной подпитки озера. В целом выявлено, что, по сравнению с 1971 г., уровень водного зеркала поднялся на 43 м, и по состоянию на октябрь 2020 г. абсолютная высота береговой линии была на отметке 1195.2 м. Объем водных масс за этот период увеличился более чем в 2 раза и составил 0.0207 м^3 , площадь водного зеркала озера за последние 50 лет увеличилась на $71\,970 \text{ м}^2$ и достигла $304\,825 \text{ м}^2$ [10].

Методы исследования

Удаленность вулкана Малый Семячик не позволяет проводить частые полевые исследования. Для восполнения данных о динамике изменений озера в кратере Троицкого были использованы различные методы реанализа спутниковых снимков. Одним из методов исследований являлось определение цветовой палитры поверхности озера. Изменение цвета воды свидетельствует о протекающих химических процессах. При первом посещении кратера Троицкого цвет воды описывался в густых зеленых и зелено-желтых тонах [2]. В период 1984-1986 гг. озеро характеризуется в серо-голубых

или бирюзовых тонах, отмечается его непрозрачность (молочность) [4]. Изучение изменения цветовой гаммы озера в период с 1999 по 2021 гг. проводилось на основании анализа спутниковых снимков Landsat (NASA, USGS) по методике, подробно изложенной в [7, 9]. Всего было обработано 305 космических снимков, на которых есть четкое отображение озера. Для доступа к архиву спутниковых данных Landsat использовался сервис Google Earth Engine (GEE) [8]. Цвет озера определялся как характер отражательной способности.

Коэффициент отражения поверхности извлекался из спектральных каналов – красного, зеленого и синего цветов, что позволяет определить цвет озера в цветовом пространстве RGB. Кроме этого, определялась другая цветовая модель – HSV (Hue, Saturation, Value), которая является нелинейным преобразованием модели RGB. Эта модель более четко связывает цвет объекта с его физическими свойствами. Hue – определяет доминирующий цвет (красный, зеленый, синий, желтый и т.д.), варьирует в пределах 0-360°, однако иногда приводится к диапазону 0-100 или 0-1. Saturation описывает силу этого доминирования, варьирует в пределах 0-100 или 0-1. Чем больше этот параметр, тем «чище» цвет, поэтому этот параметр иногда называют чистотой цвета. А чем ближе этот параметр к нулю, тем ближе цвет к нейтральному серому. Value (значение цвета) – это максимальная отражательная способность в красной, зеленой или синей полосе, также задается в пределах 0-100 или 0-1.

Также для обработки спутниковых снимков применялся метод «hue stretch» [9], который оставляет неизменным hue, но выводит в максимальные значения saturation и value. Этот метод не показывает цвет объекта, наблюдаемый невооруженным взглядом. Однако он подчеркивает доминирующий оттенок, чтобы его можно было легче интерпретировать визуально.

Температура озера определялась по инфракрасным спектральным каналам Landsat. Значение температуры определялось как разница максимальной температуры на поверхности озера и температуры фона (которая определялась по береговой линии озера).

Результаты исследования

По состоянию на период 1999-2007 гг. цвет озера был стабилен, на снимках наблюдаются высокие значения «saturation», что соответствует «чистоте» цвета. Физически цвет представлен голубоватым или бирюзовым оттенком (рис. 1).

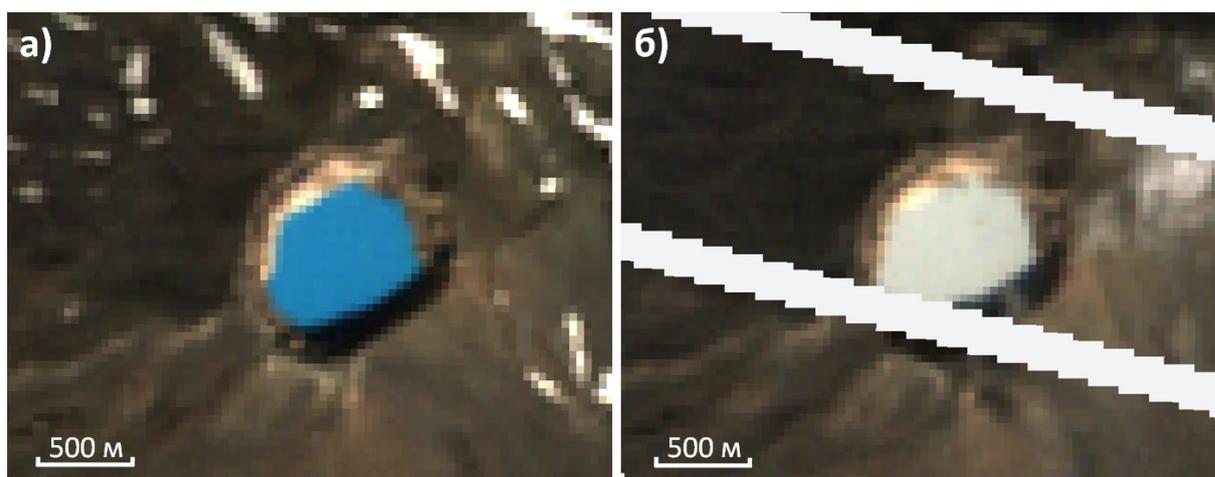


Рис. 1. Спутниковые снимки озера в кратере Троицкого, вулкан Малый Семячик: а – 08.09.2001 г. и б – 08.09.2009 г.

Выявлена некоторая сезонность в этот период. Сразу после таяния льда (июнь), «saturation» имеет более высокие значения, а ближе к осени – более низкие. Это свидетельствует о колебании отражательной способности водной поверхности за счет

изменения объемов поступающих атмосферных вод в течение теплого периода года. Зимой с 2007 по 2008 гг. озеро не замерзло. В июле 2008 г. наблюдается резкая смена цвета озера с бирюзового на серый (рис. 2).

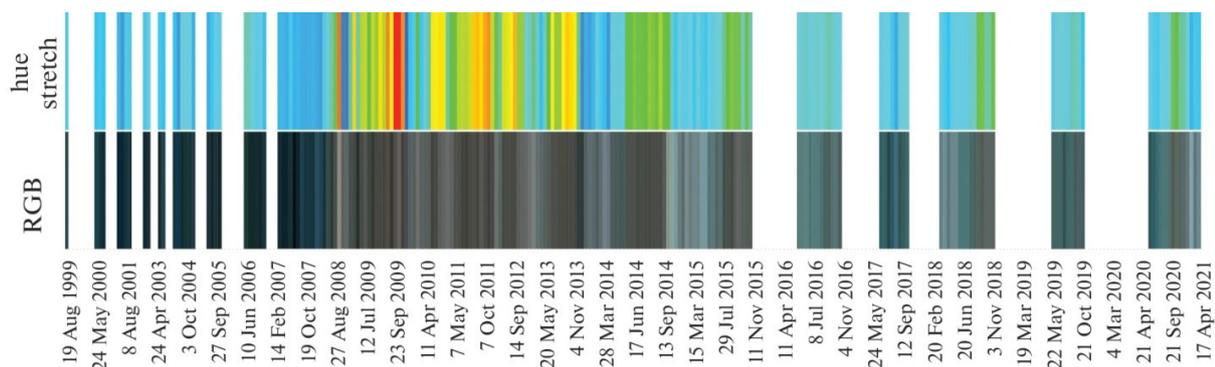


Рис. 2. Изменение цветового диапазона поверхности озера с 1999 по 2021 гг. Сверху: цвет озера в цветовой модели HSV, полученный с использованием метода растяжения оттенка [9]. Пробелы в данных (белые области) относятся к периодам, когда озеро было покрыто льдом. Внизу: цветовой диапазон (цветовое пространство RGB) озера в видимом диапазоне по данным спутника Landsat.

Также увеличивается и температура озера (рис. 3). Данная цветовая гамма сохранялась вплоть до 2015 г., затем вернулась к прежнему молочно-голубоватому оттенку, который сохраняется до настоящего времени. Зимой с 2015 по 2016 гг. озеро замерзло. Также оно замерзло зимой с 2016 по 2017 и с 2017 по 2018 гг. В марте 2018 г. произошло резкое увеличение температуры озера, что привело к таянию льда всего за несколько дней. Затем озеро замерзло зимой с 2018 по 2019 и с 2019 по 2020 гг. Осенью 2020 г. температура озера увеличилась, в результате этого озеро не замерзло зимой с 2020 по 2021 гг.

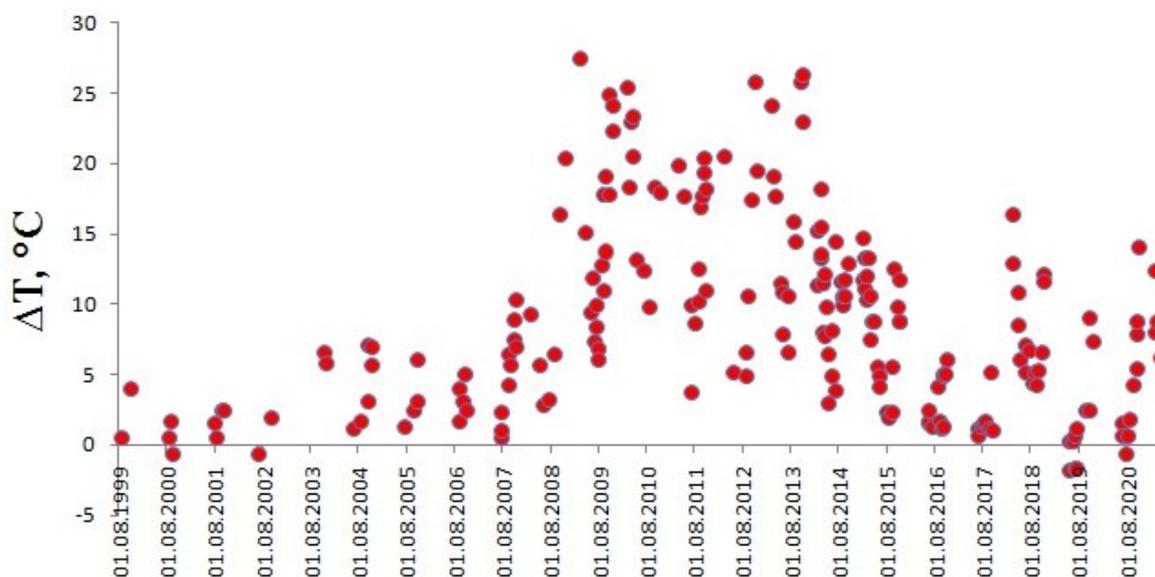


Рис. 3. Изменение температуры озера в кратере Троицкого за период с 1999 по 2021 гг. по данным спутника Landsat. Значение температуры определялось как разница максимальной температуры на поверхности озера и температуры фона (определялась по береговой линии озера).

Результаты

Таким образом, результаты анализа спутниковых снимков подтверждают, что во второй половине 2000-х гг. начался новый этап активизации вулкана, выразившийся в увеличении объема водных масс за счет поступления глубинного флюида [10].

Косвенным проявлением изменившихся условий стала и резкая смена цвета озера на свинцово-серый в 2008 г., что, вероятно, было связано с повышением содержания сероводорода в поступающем флюиде и формировании в воде сульфидных соединений, характерных для гидротермальных озера и придающих соответствующий цвет воде. В результате этого, в 2018 и 2020 гг. наблюдается повышение концентраций отдельных макрокомпонентов и минерализации в целом, а также уменьшение pH. Практически в 3 раза по сравнению с 2002-2003 гг. увеличилось содержание Cl^- и SO_4^{2-} [5].

В настоящее время происходит очередной всплеск гидротермальной активности вулкана, выражающийся в повышении содержания отдельных макрокомпонентов и минерализации в целом на фоне значительно увеличившегося объема воды в озере. По косвенным данным, включая резкое изменение цветовой палитры воды и отсутствие ледового покрова в зимнее время, новый этап в деятельности вулкана начался во второй половине 2008 г.

Вулкан Малый Семячик и его кратерное озеро требует пристального внимания и дополнительного комплексного изучения. Постоянно увеличивающийся объем воды, выявленный в работе [10], может в итоге спровоцировать обрушение внешней стенки вулкана. В результате этого более 20 миллионов литров ультракислого агрессивного раствора попадут в водосборную площадь реки Карымская, одной из нерестовых рек Камчатки.

Список литературы

1. *Брайцева О.А., Егорова И.А., Несмачный И.А., Сулержский Л.Д.* Вулкан Малый Семячик // Вулканический центр: строение, динамика, вещество. М: Наука, 1980. С. 198-235.
2. *Влодавец В.И., Морозов А.И., Троцкий В.Д.* Вулкан Малый Семячик // Бюллетень вулканологической станции. 1948. № 15. С. 17-27.
3. *Влодавец В.И., Пийп Б.И.* Каталог действующих вулканов Камчатки // Бюллетень вулканологической станции. 1957. № 25. С. 5-95.
4. *Двигало В.Н., Андреев В.И., Гавриленко Г.М. и др.* Деятельность вулканов Юго-Восточной Камчатки и Северных Курил в 1985-1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 13-21.
5. *Калачева Е.Г., Мельников Д.В., Волошина Е.В., Карпов Г.А.* Геохимия вод кратерного озера вулкана Малый Семячик // Вулканология и сейсмология. 2022. № 3. С. 28-42. <https://doi.org/10.31857/S0203030622030026>
6. *Селянгин О.Б.* Эволюция кальдерного комплекса, ритмичность и направленность вулканического процесса в Карымской группе вулканов: Камчатка // Вулканизм и геодинамика. М: Наука, 1977. 187-201 с.
7. *Caudron C., Bernard A., Murphy S. et al.* Volcano-hydrothermal system and activity of Sirung volcano (Pantar Island, Indonesia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 357. P. 186-199.
8. *Gorelick N., Hancher M., Dixon M. et al.* Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 202. P. 18-27.
9. *Murphy S., Wright R., Rouwet D.* Color and temperature of the crater lakes at Kelimutu volcano through time // Bulletin of Volcanology. 2018. V. 80. Art. 2. <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1172-2>
10. *Taran Y., Kalacheva E., Dvigalo V. et al.* Evolution of the crater lake of Maly Semyachik volcano, Kamchatka (1965-2020) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2021. V. 418. Art. 107351. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107351>

Минералого-геохимические особенности тефры островного внутриплитно-океанического вулкана Кумбре-Вьеха (извержение 2021-2022 гг.)

Силаев В.И.¹, Карпов Г.А.², Хазов А.Ф.¹, Игнатьев Г.В.¹, Шанина С.Н.¹, Макеев Б.А.¹, Смолева И.В.¹

Mineralogical and geochemical features of tephra of intraplate oceanic Cumbre Vieja volcano (2021-2022 eruption)

Silaev V.I., Karpov G.A., Khazov A.F., Ignatiev G.V., Shanina S.N., Makeev B.A., Smoleva I.V.

¹ Институт геологии Коми НЦУрО РАН, г. Сыктывкар;

e-mail: silaev@geo.komisc.ru

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Изучена тефра вулкана Кумбре-Вьеха. Данные минералого-геохимических исследований позволяют отнести извержение к типу эксплозивно-эффузивного проявления внутриплитно-океанического плюмового вулканизма.

Извержения вулкана Кумбре-Вьеха на острове Ла Пальма (Испания) в Атлантическом океане (рис. 1а) регистрировались, начиная с XV века, и происходили с периодичностью в 31-237 лет. Активизация вулкана 19 сентября 2021 г. началась с мощных эксплозий пеплов, с последующим излиянием лав (рис. 1б). Это извержение длилось 85 дней и стало рекордным по объему выброса эксплозивного материала и катастрофичным экологическим последствиям – было уничтожено до 3000 построек, осуществлялась массовая эвакуация населения [3]. Выделены три стадии извержения [4]: начальная – предколлапсная, кульминационная – синколлапсная, и постепенного затухания – постколлапсная (рис. 1в).

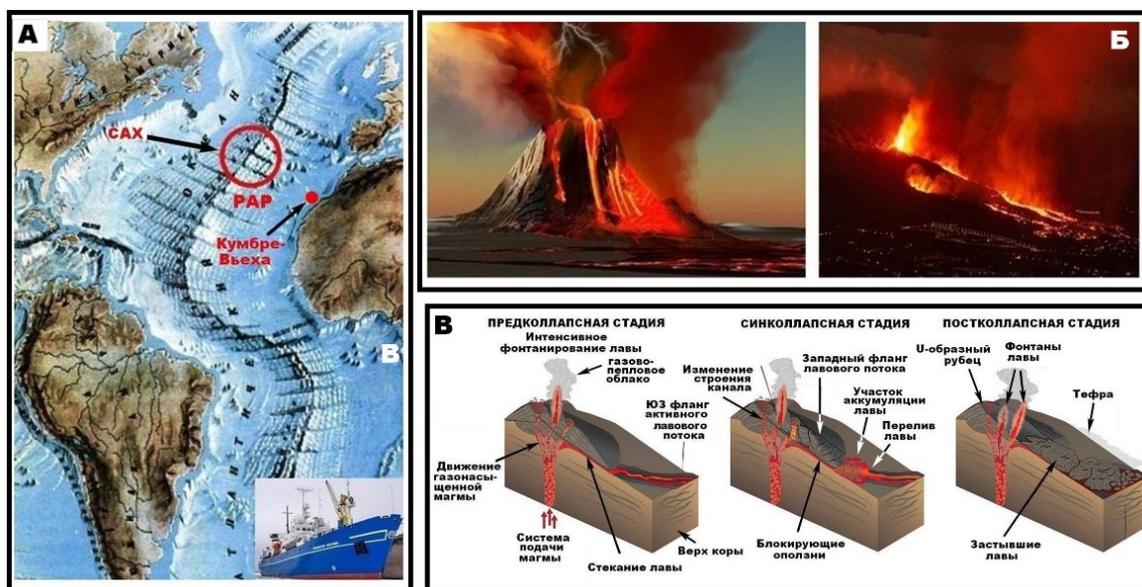


Рис. 1. Вулкан Кумбре-Вьеха: геодинамическая позиция (а), (САХ – Срединно-Атлантический хребет; РАР – Российский разведывательный район в рифтовой зоне САХ), извержение в 2021 г. (б) и модель его стадийности (в) по [4].

Проба тефры была отобрана на начальной стадии извержения немецкими вулканологами (Потсдамский центр имени Гельмгольца – GFZ) и сотрудницей ИВиС ДВО РАН А.В. Шевченко 10.10.2021 г. из горизонта глубиной 7 см.

Материал пробы гранулометрически сильно неоднороден (рис. 2): 1) гравий +3 мм – 12.51 %; 2) гравий -3+2 мм – 7.52 %; 3) песок грубозернистый -2+1 мм – 21.44 %; 4) песок крупнозернистый -1+0.5 мм – 33.74 %; 5) песок среднезернистый -0.5+0.25 мм – 2.44 %; 6) песок мелкозернистый -0.25 мм – 4.35 %. Важная особенность

исследуемых частиц пеплов – высокая степень их везикулярности (рис. 2), что свидетельствует о повышенной газонасыщенности.

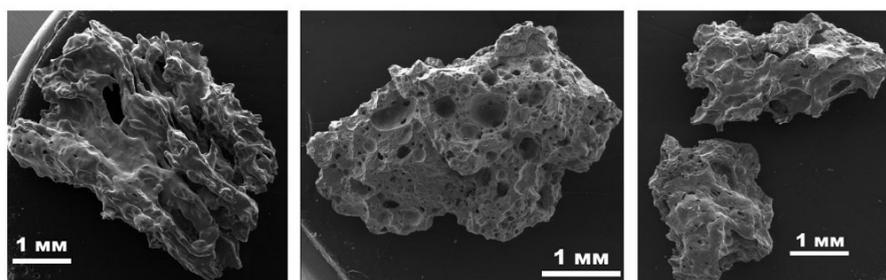


Рис. 2. Типичные частицы гравийных фракций

Химический состав

Тефра с Кумбре-Вьехи имеет следующий химический состав (масс. %): SiO_2 44.22 ± 0.53 ; TiO_2 2.17 ± 0.08 ; ZrO_2 1.57 ± 3.64 ; Al_2O_3 12.28 ± 4.11 ; Fe_2O_3 13.19 ± 0.43 ; Cr_2O_3 0.06 ± 0.014 ; NiO 1.52 ± 3.68 ; CuO 0.03 ± 0.02 ; ZnO 0.03 ± 0.01 ; MnO 0.16 ± 0.01 ; MgO 7.34 ± 0.8 ; CaO 11.32 ± 0.25 ; SrO 0.16 ± 0.01 ; Na_2O 3.87 ± 0.16 ; K_2O 2.1 ± 0.14 ; P_2O_5 0.89 ± 0.08 ; SO_3 0.26 ± 0.14 ; Cl 0.14 ± 0.04 , что соответствует переходу от щелочных пикробазальтов к щелочным базальтам (базанитам). При этом стеклофаза в ней соответствует только щелочным базальтам. В целом же полученные нами по тефре данные достаточно близки к типичному составу лав и шлаков Кумбре-Вьехи, отмеченному итальянскими и испанскими вулканологами [4]. Выявленные особенности химизма исследованных продуктов извержения (пикробазальтов и базальтов) – обогащение магнием и щелочами – типоморфны именно для плюмовых вулканов [1]. По общему химизму они близки к океаническим вулканитам рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от них лишь сильно повышенной (в 2-3 раза) щелочностью. Наряду с этим, тефра и лавы с Кумбре-Вьехи по химизму принципиально отличаются от тефры и лав островодужных камчатских вулканов, для которых характерны трахи- и нормально-низкощелочные базальты, андезибазальты и андезиты. Таким образом, на диаграмме TAS (рис. 3) можно выделить три основных петрохимических типа: 1) продукты извержения плюмовых вулканов (представители – вулканы Кумбре-Вьеха и Этна); 2) близкие к плюмовым по общему химизму пикробазальты САХ; 3) принципиально отличные от плюмовых и САХ-рифтовых вулканитов продукты извержения островодужных вулканов.

Микроэлементы

В составе исследованной пробы тефры обнаружено 45 микроэлементов, валовое содержание которых достигает 23 333 г/т, что заметно превышает таковое в тефрах островодужных вулканов. По соотношению Nb/La и La/Yb и Th/Yb-Ta/Yb и Hf/3-Th-Ta исследованная нами тефра соответствует средним показателям для вулканитов внутриплитных океанических островов (ОИВ). На треугольной диаграмме Y/15-La/10-Nb/8 она попадает в поле плюмовых вулканов [2].

Индикационной является также лантаноидная геохимия. Тефра Кумбре-Вьехи, по сравнению с пеплами островодужных вулканов, во-первых, характеризуется многократно большей суммарной концентрацией элементов, что типично именно для плюмовых вулканов. А во-вторых, в ней лантаноиды демонстрируют тренд последовательного сокращения хондритнормированных концентраций в направлении от элементов цериевой подгруппы к элементам иттриевой подгруппы (рис. 4), что отражается величиной отношения $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 21.8-22.7$. В тефрах островодужных вулканов реализуется субгоризонтальный тренд таких концентраций с $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 3-4$.

Особый интерес вызывает факт аномального обогащения исследуемой тефры благородными и платиноидными элементами (преимущественно Pd). Сумма их

валовых содержаний достигает 9.5 г/т, снижаясь в направлении от 10 г/т в гравийных фракциях до 5 г/т в мелкозернистых песках. В части Au валовое содержание изменяется в ряду гранулометрических фракций от 5 до 0.3 г/т, из чего следует, что золото в тefре Кумбре-Вьеха в основном присутствует в фазово-гетерогенной форме, что вполне сопоставимо с соответствующими оруденениями.

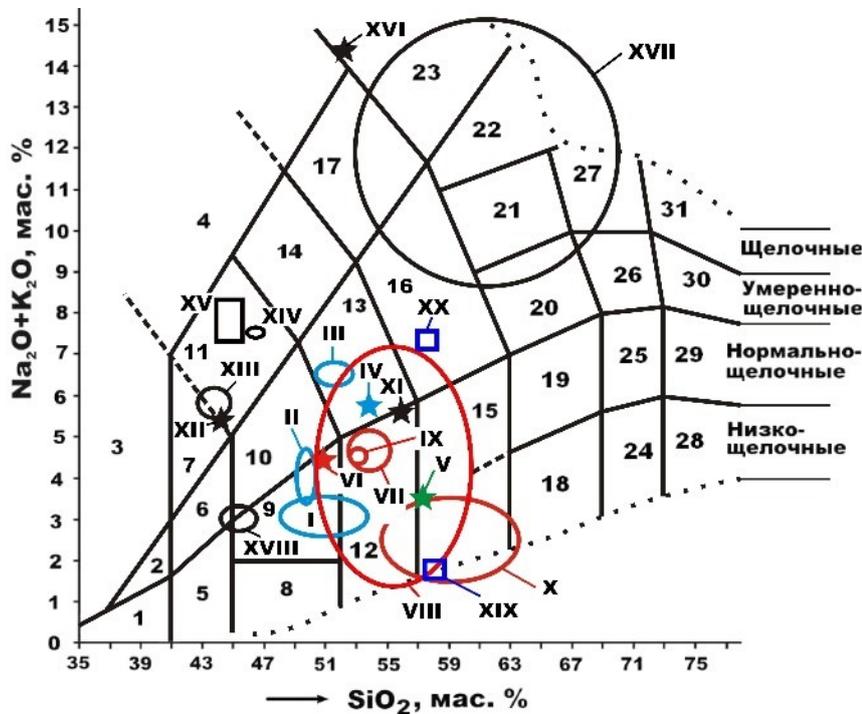


Рис. 3. Диаграмма TAS, иллюстрирующая химизм исследованных пеплов. Поля на диаграмме: от пикритов (1) до риолитов (31). Объекты исследований: I – Толбачик, БТТИ (1975-1976 гг.), лавы; II – Толбачик, БТТИ, алмазосодержащая тefра; III – Толбачик, ТТИ-50 (2012-2013 гг.), лавы; IV – Толбачик, ТТИ-50, алмазосодержащая тefра; V – Корякский (2008-2009 гг.), алмазосодержащая тefра; VI – Ключевской (2009 г.), алмазосодержащая тefра; VII – Ключевской (кратерное извержение, 2020-2021 гг.), тefра; VIII – Ключевской (кратерное извержение, 2020-2021 гг.), стеклофаза в тefре; IX – Ключевской, прорыв Горшкова (2021 г.), лава, шлаки, бомба, тefра; X – Ключевской, прорыв Горшкова (2021 г.), стеклофаза в лаве, шлаках, бомбе, тefре; XI – Эйяфьядлайёкюдль, Исландия (2010 г.), тefра; XII – Этна, Сицилия (1669 г.), тefра; XIII – Кумбре-Вьеха (2021 г.), тefра; XIV – Кумбре-Вьеха (2021 г.), стеклофаза в тefре; XV – Кумбре-Вьеха (2021 г.), шлаки и лава (данные по [4]); XVI – Эребус, Антарктида (2000 г.), тefра; XVII – Эребус, Антарктида (2000 г.), стеклофаза в тefре; XVIII – Российский разведочный район в зоне Срединно-Атлантического хребта (отбор в 2019-2020 гг.), лавы, шлаки; XIX, XX – средние составы вулканической стеклофазы, соответственно в фумароле Ядовитой (БТТИ) и из газоконденсатов с прорыва Горшкова.

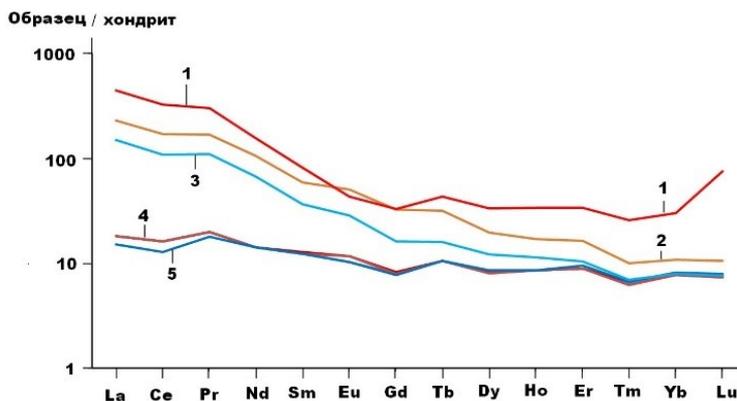


Рис. 4. Хондритнормированные концентрации лантаноидов в вулканических пеплах и тefрах: 1 – Эребус (2002 г.), 2 – Кумбре-Вьеха (2021 г.), 3 – Этна (1645 г.), 4 – Ключевской (кратерное извержение, 2020-2021 гг.), 5 – Ключевской (прорыв Горшкова, 2021 г.).

Литогенная газовая фаза

Анализ состава литогенной газовой фазы, выделенной нагреванием из исследуемой тефры, привел к следующему результату (мкг/г): H₂ 0.25; CO 9.76; CO₂ 88.95; H₂O 120; CH₄ 0.80; C₂H₄ 21.37; C₂H₆ 0.32; (C₃H₆+C₃H₈) 1.55. Отсюда следует, что состав неорганических компонентов в газовой фазе в целом соответствует пограничной области между коровыми и мантийно-коровыми производными, но при этом характеризуется относительно низким содержанием воды. Состав органических газов отличается преобладанием углеводородов C₂ над суммой C₁+C₃ (ранее еще не отмечавшимся в минералах вулканитов).

Микролиты

В составе тефры диагностированы следующие минералы – *оливин* (преимущественно форстерит), *клинопироксен* (преимущественно диопсид), *амфибол* (актинолит), *плаггиоклазы*, *кварц*, *титаномагнетит*, *хромшпинелид*. Титаномагнетит представляет собой фазово-гомогенные твердые растворы ильменита в магнетите с брутто-формулой $(0.72 \pm 0.09) (\text{Fe}_{0.39-0.96} \text{Mg}_{0.02-0.61} \text{Mn}_{0-0.04} \text{Ni}_{0-0.61}) (\text{Fe}_{0.49-1.68} \text{Al}_{0.16-0.86} \text{Cr}_{0-0.65} \text{V}_{0-0.03})_2 \text{O}_4 + (0.28 \pm 0.09) \text{FeTiO}_3$. Именно такие твердые растворы и характерны для плюмовых вулканов. В частицах тефры обнаружены единичные зерна фазы *никель-медистого самородного железа* $\text{Fe}_{0.63-0.92} \text{Ni}_{0.04-0.05} \text{Cu}_{0.03-0.33}$, *гидроксил-хлориды* состава $(\text{Na}_{0.91-0.96} \text{K}_{0-0.01} \text{Ca}_{0.02-0.04} \text{Fe}_{0.01-0.04}) \text{Cl}_{0.67-0.82} (\text{OH})_{0.26-0.36}$, а также галита и кварца.

Углеродистое вещество

В исследованной тефре установлено дисперсно-рассеянное углеродное вещество (C_{орг} в пределах 0.05-0.1 мас. %). Изотопный состав углерода в этом веществе варьирует в пределах ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ‰) от -30 до -24 ‰, имея тенденцию к облегчению в направлении от гравийной фракции к песчано-мелкозернистой.

Особенность вулкана Кумбре-Вьеха состоит в том, что он является ярким примером вулканов, функционирующих, в отличие от островодужных вулканов, на субстрате не континентальной, как, например, Камчатка, а океанической коры в результате прорыва к поверхности глубинного вещества мантийного плюма [1]. Данные минералого-геохимических исследований характеризует вулкан Кумбре-Вьеха как типичного представителя внутриплитно-океанических плюмовых вулканов.

Авторы глубоко признательны Алине Викторовне Шевченко (GFZ, ФРГ; ИВиС ДВО РАН) и ее коллегам в Потсдамском центре имени Гельмгольца, ФРГ за пробу тефры, отобранную на вулкане Кумбре-Вьеха и переданную для исследования в Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Список литературы

1. *Грачев А.Ф.* Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 6. С. 618-654.
2. *Cabanis B., Lecolle M.* Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination on crustale // *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Series II*. 1989. V. 309. P. 2023-2029.
3. *Civico R., Ricci T., Scarlato P. et al.* High-resolution digital surface model of the 2021 eruption deposit of Cumbre Vieja volcano, La Palma, Spain // *Scientific Data*. 2022. № 9. Art. 435. <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01551-8>
4. *Romero J., Burton M., Cáceres F. et al.* The initial phase of the 2021 Cumbre Vieja ridge eruption (Canary Islands): Products and dynamics controlling edifice growth and collapse // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2022. V. 431. P. 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107642>

Диффузионный поток CO₂ на озере Кипящем в кальдере Головнина (о. Кунашир)

Тарасов К.В.

CO₂ flux from Kipyashee Lake in the Golovnina caldera (Kunashir Island)

Tarasov K. V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: belfast@kscnet.ru

В работе приведены результаты съемки потока CO₂ с водной поверхности и прибрежной зоны озера Кипящего в кальдере вулкана Головнина на острове Кунашир.

Введение

Углекислый газ – самое распространенное вулканогенное газообразное соединение после водяного пара. Вулканические газы в горячих озерах выделяются через испарение и бурление. Кроме того, CO₂ выходит на поверхность посредством диффузии. Кратерные озера могут быть значительным источником CO₂, сравнимым с дегазацией активных вулканов [7, 8].

Первое измерение диффузионной дегазации с поверхности озера методом плавучей накопительной камеры было выполнено Клингом и др. [4] для изучения биогенного CO₂ в арктическом озере. Первые подобные измерения на кратерных озерах были выполнены на вулкане Санта-Ана в Сальвадоре [1], Келуд в Индонезии [2] и Эль-Чичон в Мексике [6]. Измерение потока CO₂ на озере Кипящем произведено впервые.

Чтобы полностью оценить количество CO₂, поступающего в атмосферу в областях активного вулканизма, необходимо учитывать не только объем газа, выделяемого фумаролами из кратеров активных вулканов, но и диффузионный поток со всей площади вулканических и гидротермальных систем.

Целью работы было измерить диффузионный поток CO₂ на озере Кипящем и рассчитать объем поступающего в атмосферу углекислого газа. Для сравнения данных измерения также выполнены на объекте, не связанном с вулканизмом.

Методика

Замеры грунтового потока CO₂ производились методом накопительной камеры [3] с помощью прибора LI-CORLI-8100 (США), состоящего из накопительной камеры, инфракрасного газоанализатора и карманного компьютера (КПК). Камера плотно устанавливается на ровную поверхность, чтобы исключить поступление атмосферного газа. Для работы на поверхности воды камера помещается на плавучую платформу. Грунтовой газ прокачивается из камеры в анализатор и обратно через пластиковые трубки с помощью воздушного насоса. Поток измеряется в течение двухминутного цикла расчетом разницы концентрации CO₂ в камере в начале и в конце измерения. Расчет производится на месте с помощью КПК, подключенного к прибору по беспроводной связи. Измерения производятся в сухих и стабильных метеорологических условиях.

Озеро Кипящее, кальдера Головнина, о. Кунашир

Озеро Кипящее расположено в центральной части кальдеры вулкана Головнина. Вода озера заполняет депрессию с южной стороны Центрального восточного купола. Озеро имеет площадь 45600 м² при максимальном диаметре 300 метров.

Съемка грунтового потока CO₂ прибрежной зоны озера Кипящего произведена в сентябре 2020 г., съемка на поверхности воды озера – в июле 2021 г.

Измерения вдоль береговой линии выполнялись на лишенных растительности участках, сложенных озерными и гидротермальными отложениями. Было сделано 31 измерение на расстоянии не более 10 метров от кромки водной поверхности озера. Здесь показания варьируют от 0.5 до 11 г/м²/сутки при среднем значении 4.6 г/м²/сутки (табл. 1).

Таблица 1. Значения потока CO_2 береговой линии озера Кипящего

№	г/м ² /сутки	№	г/м ² /сутки	№	г/м ² /сутки	№	г/м ² /сутки
1	1.06	9	3.46	17	2.74	25	9.73
2	3.76	10	5.74	18	6.69	26	9.39
3	6.58	11	4.64	19	6.31	27	2.62
4	2.40	12	3.27	20	2.36	28	3.19
5	5.59	13	1.48	21	9.20	29	10.45
6	2.05	14	2.78	22	5.89	30	8.36
7	0.61	15	2.81	23	3.88	31	3.88
8	2.01	16	11.51	24	0.68		

На водной поверхности озера было выполнено 10 измерений. Поток CO_2 варьирует от 60 до 270 г/м²/сутки и в среднем составляет 114 г/м²/сутки (табл. 2). Наиболее интенсивный поток измерен в северо-восточной части озера (рис. 1).

Таблица 2. Значения потока CO_2 с поверхности воды озера Кипящего

№	г/м ² /сутки	№	г/м ² /сутки
1	73.18	6	62.30
2	107.77	7	149.40
3	134.23	8	84.50
4	60.97	9	276.60
5	76.71	10	116.21

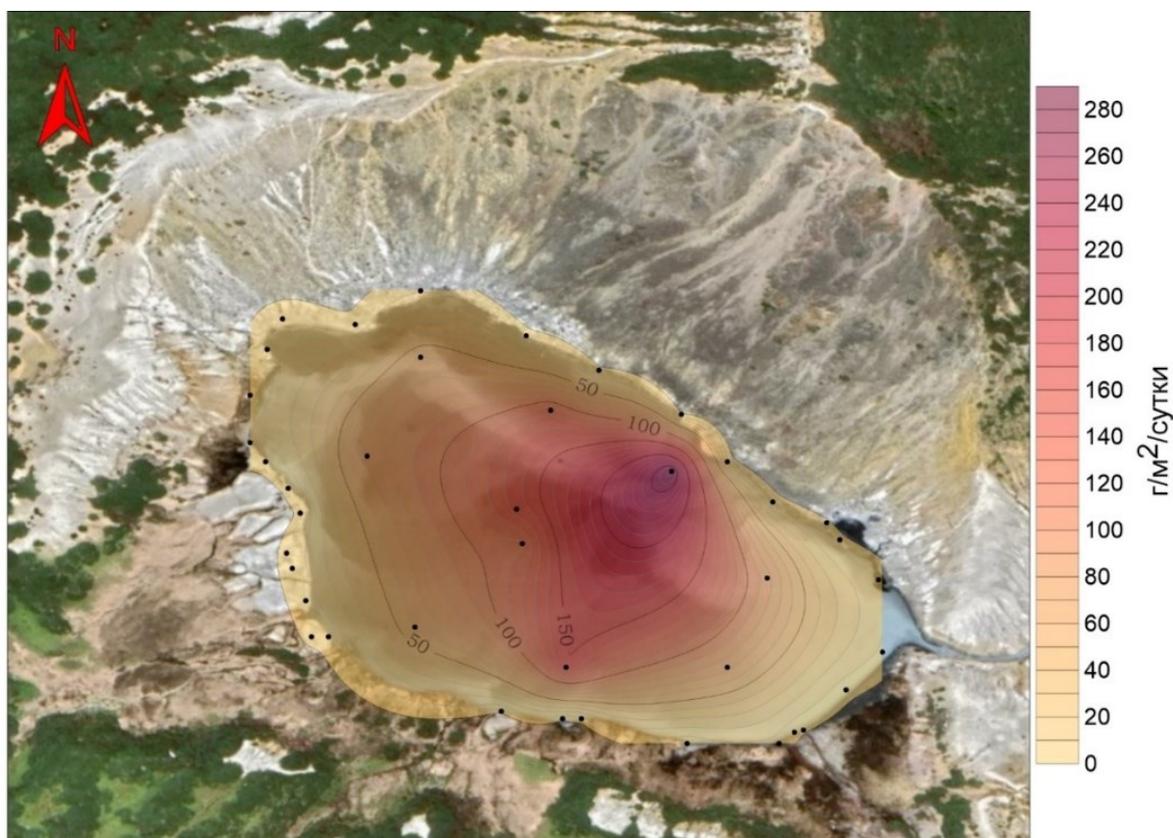


Рис. 1. Схема потока CO_2 озера Кипящего, наложенная на спутниковый снимок.

Проведенные измерения показали, что общий диффузионный поток с поверхности воды озера Кипящего составляет не менее 5230 кг/сутки и более 5400 кг/сутки с учетом потока с прибрежной зоны.

Поток с поверхности воды озера в среднем на два порядка превышает поток на прилегающих термальных полях. В зависимости от pH, большое количество CO_2 может вступать в реакцию с водой, образуя другие соединения, такие как HCO_3^- . В кислой воде ($\text{pH} < 4$) CO_2 не вступает в реакции, и поток газа из кратерного озера в атмосферу увеличивается. Также, CO_2 хуже растворяется в горячей воде. Таким образом, объем потока CO_2 зависит от количества газа, поглощенного водой [5].

На момент измерения температура воды на поверхности озера составляла 39°C , а pH был равен 2.2. Учитывая эти факторы, можно считать, что с водной поверхности в атмосферу поступает практически весь объем CO_2 , выделяющийся со дна озера. Большая интенсивность потока может говорить о высокой проницаемости пород, слагающих дно озера Кипящего. Низкие показания потока CO_2 на прибрежных термальных полях, по-видимому, связаны с тем, что здесь хорошо развиты плотные серные отложения, препятствующие выходу газов.

Бульвар им. Б.И. Пийпа, г. Петропавловск-Камчатский

Для сравнения грунтовых потоков CO_2 в областях с активной вулканической деятельностью с областями, в которых отсутствует вулканическая и гидротермальная деятельность, в июле-октябре 2022 г. была выполнена съемка в черте города Петропавловск-Камчатский. Измерения выполнялись на сухой почве при средней влажности воздуха. На площади около 20270 м^2 было выполнено 413 измерений. Показания скорости потока CO_2 редко превышают значение $50\text{ г/м}^2/\text{сутки}$ и напрямую зависят от густоты растительности (рис. 2). Так как на бульваре отсутствуют признаки вулканической деятельности, то можно с уверенностью сказать, что весь выделяющийся здесь диоксид углерода имеет биогенное происхождение, то есть источником служат жизнедеятельность бактерий, разложение органического материала и респирация корней растений. При среднем значении потока $29.64\text{ г/м}^2/\text{сутки}$, общий поток CO_2 с площади бульвара составляет около 600 кг/сутки в период максимального уровня жизнедеятельности растительности и обитающих в почве организмов.

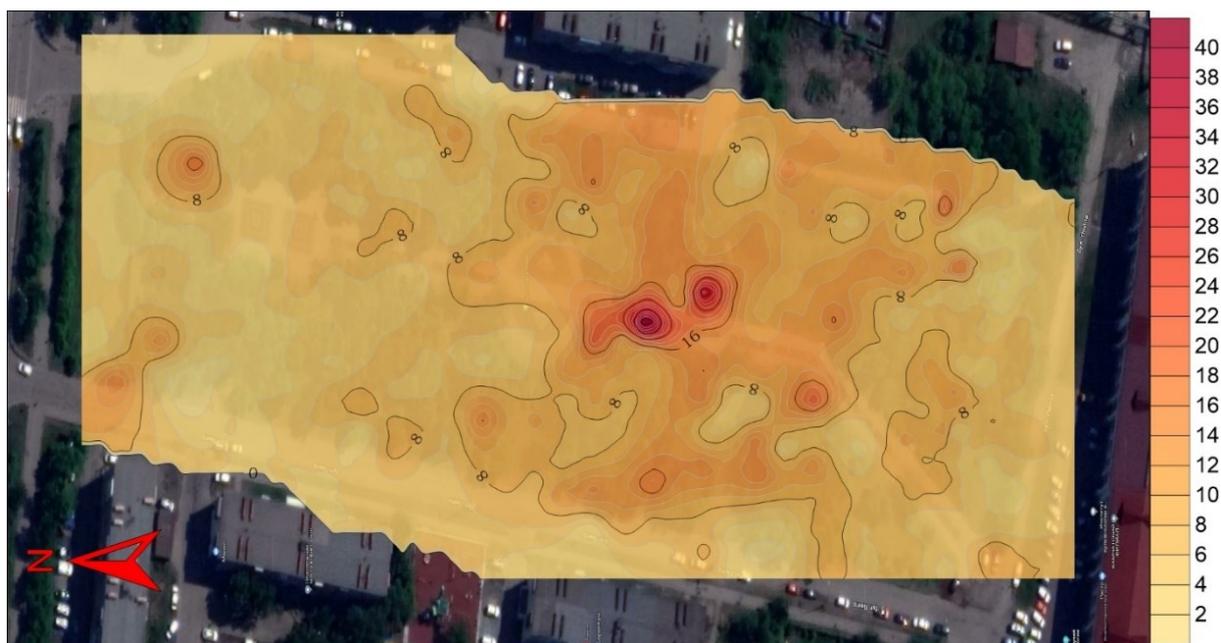


Рис. 2. Схема грунтового потока CO_2 на бульваре им. Б.И. Пийпа, наложенная на спутниковый снимок.

Проведенная работа показала, что диффузионный поток CO₂ с водной поверхности кальдерного озера значительно превышает как поток с близлежащих термальных полей, так и поток CO₂ с площади, не связанной с вулканической деятельностью.

Работа проводилась при поддержке гранта РФФИ № 20-17-00016.

Список литературы

1. *Bernard A., Escobar C.D., Mazot A., Gutiérrez R.E.* The acid crater lake of Santa Ana volcano, El Salvador // *Geological Society of America Special Paper*. 2004. V. 375. P. 121-133.
2. *Bernard A., Mazot A.* Geochemical evolution of the young crater lake of Kelud volcano in Indonesia // In: *Proceedings of the 11th international symposium on water-rock interaction, Saratoga Springs, New York, USA*. 2004. P. 87-90.
3. *Chiodini G., Cioni R., Guidi M. et al.* Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas // *Applied Geochemistry*. 1998. V. 13. № 5. P. 543-552.
4. *Kling G.W., Kipphut G.W., Miller M.C.* Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets // *Science*. 1991. V. 251. P. 298-301. <https://doi.org/10.1126/science.251.4991.298>
5. *Mazot A., Bernard A.* CO₂ degassing from volcanic lakes. In: *Volcanic lakes / Eds. Rouwet D., Christenson B., Tassi F., Vandemeulebrouck J.* Berlin: Springer-Verlag, 2015. P. 341-354. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_15
6. *Mazot A., Taran Y.* CO₂ flux from the volcanic lake of El Chichón (Mexico) // *Geofisica Internacional*. 2009. V. 48. P. 73-83. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2009.48.1.100>
7. *Werner C., Christenson B.W., Hagerty M., Britten K.* Variability of volcanic gas emissions during a crater lake heating cycle at Ruapehu Volcano, New Zealand // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2006. V. 154. P. 291-302. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.017>
8. *Werner C., Hurst T., Scott B. et al.* Variability of passive gas emissions, seismicity, and deformation during crater lake growth at White Island Volcano, New Zealand, 2002-2006 // *Journal of Geophysical Research*. 2008. V. 113. Art. B01204. <https://doi.org/10.1029/2007JB005094>

Первые данные по составу минералов и условиям кристаллизации магм Кронцокого вулкана (Восточный вулканический пояс Камчатки)

Тобелко Д.П.¹, Горбач Н.В.², Портнягин М.В.³, Щербаков В.Д.⁴, Rogozin A.N.²

First data on the composition of minerals and crystallization conditions of Kronotsky volcano magmas (Eastern volcanic belt of Kamchatka)

Tobelko D.P., Gorbach N.V., Portnyagin M.V., Scherbakov V.D., Rogozin A.N.

¹ *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва; e-mail: dariatobelko@gmail.com*

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

³ *GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany*

⁴ *Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

Приведены первые данные по составу оливина и включений шпинели в нем из пород Кронцокого вулкана. По предварительным оценкам, исходные магмы Кронцокого вулкана, равновесные с оливином Fo_{85} , могли кристаллизоваться при температуре 1108 ± 17 °C (1σ), фугитивности кислорода $QFM + 2.2 \pm 0.1$ (1σ), и содержали ~ 2.9 масс. % H_2O .

Введение

Кронцокий вулкан ($54^{\circ}45'11''$ с.ш. $160^{\circ}31'58''$ в.д., высота 3528 м н.у.м) – один из крупнейших стратовулканов Камчатки, расположенный во фронтальной зоне Восточного вулканического пояса (рис. 1). Породы вулкана, по данным работы [1], представлены низко-К высоко-Fe толеитовыми базальтами, реже – андезибазальтами ($SiO_2 = 47.8-53.4$ масс. %; $K_2O = 0.24-0.58$ масс. %; $FeO^*/MgO = 1.2-2.89$). Базальты и андезибазальты петрографически однообразны и сложены оливин-плагиоклазовой ассоциацией вкрапленников. Образцы лав и шлаков отличаются между собой только текстурными особенностями (пористые и плотные) и переменным соотношением минеральных фаз (оливин – от $\sim 3-5$ до 12-15 об. %, плагиоклаз – от ~ 10 до 25 об. %). Небольшое количество вкрапленников пироксенов (до 3 об. %) отмечается только в хорошо раскристаллизованных разностях пород.

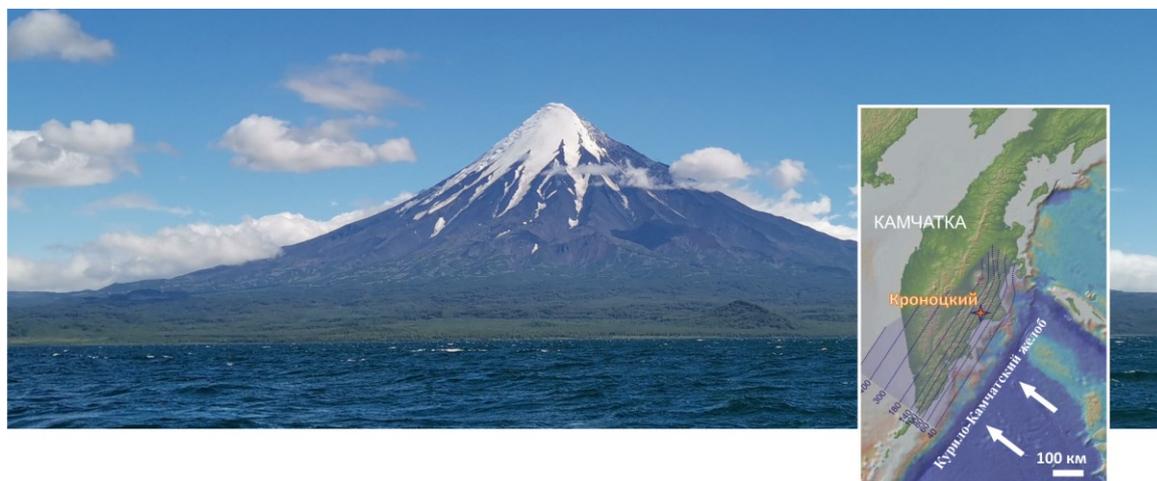


Рис. 1. Вид на вулкан Кронцокий с запада. На врезке показана позиция вулкана во фронтальной зоне Восточного вулканического пояса Камчатки.

В этой работе мы представляем первые данные по составу оливина и включений шпинели в нем из пяти образцов базальтов Кронцокого вулкана. Выборка включает три образца лав из различных гипсометрических уровней постройки (~ 900 , 1600 и 2300 м н.у.м), образец шлаков из фрагмента лавово-пирокластического разреза и образец тефры, отобранный на удалении от вулкана, в разрезе позднеплейстоценовых пирокластических отложений на берегу Кронцокого озера. Определения состава

оливина и шпинели были выполнены при помощи электронного зонда JEOL JXA8900 (Геологический факультет МГУ).

Результаты и обсуждение

Зерна оливина имеют интервал составов от Fo₇₀ до Fo_{88.5} и следующие вариации содержания оксидов (в масс. %): SiO₂ = 37.7-40.6, MnO = 0.18-0.43, CaO = 0.13-0.29, NiO = 0.02-0.31, Al₂O₃ = 0.014-0.046, Cr₂O₃ = 0-0.05. С понижением магнезиальности оливина содержания SiO₂, NiO и Cr₂O₃ снижаются, содержания MnO увеличиваются. Составы оливина в лавах и шлаках Кроноцкого вулкана в целом типичны для Восточного вулканического пояса Камчатки (рис. 2).

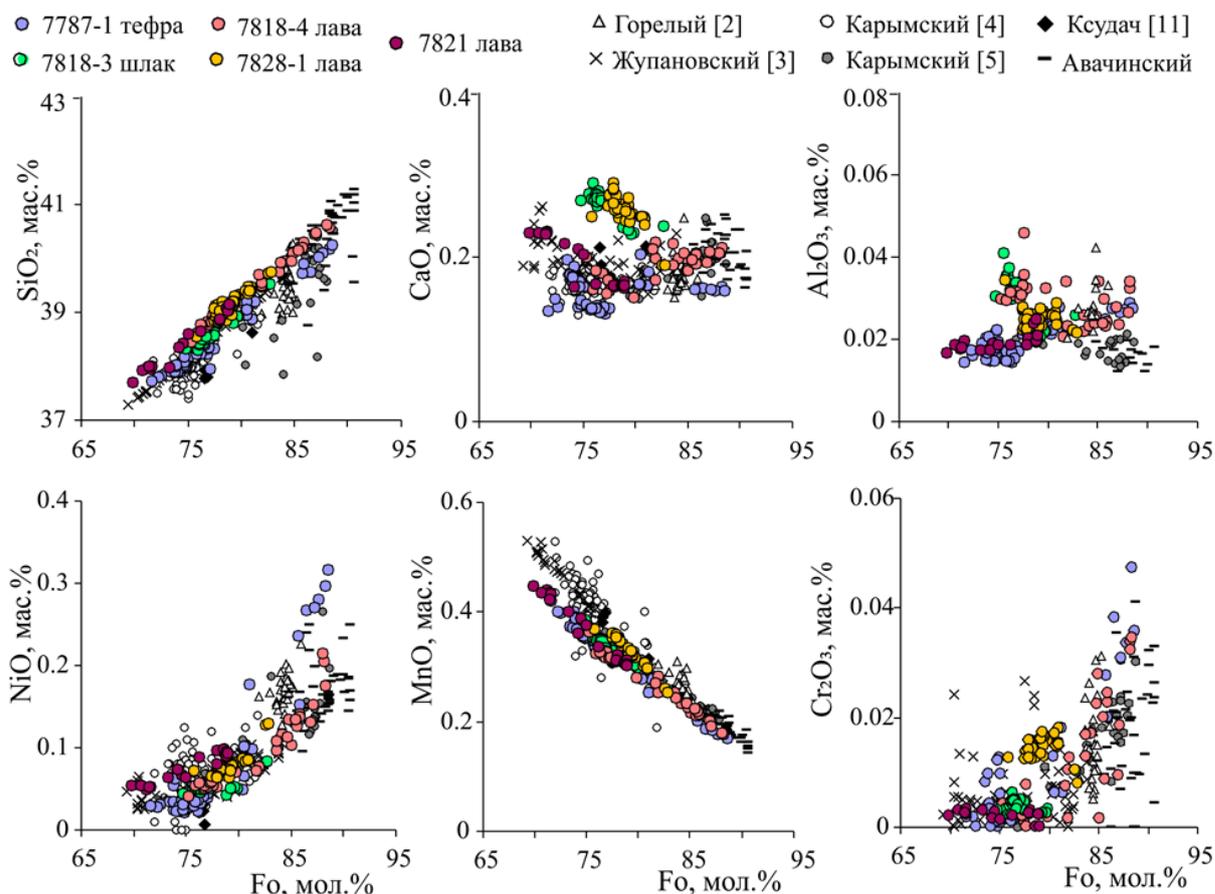


Рис. 2. Состав оливина из базальтов Кроноцкого вулкана. Для сравнения показаны данные по составу оливина из базальтов других вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки [2-5, 11].

Включения шпинели были проанализированы во вкрапленниках оливина из образцов 7787-1 и 7818-4. На рис. 3 показаны все полученные составы шпинели, однако для наших целей термо- и оксидометрии из рассмотрения были исключены шпинели с FeO > 50 масс. % [10]. Хромистые шпинели из оливинов Кроноцкого вулкана близки по составу шпинели в оливине вулкана Горелый [10].

Летучесть кислорода при кристаллизации магм Кроноцкого вулкана, оцененная с помощью оливин-шпинелевого оксидометра [7] составляет $\Delta QFM = +1.6 (\pm 0.5, 1\sigma)$ для образца тефры 7787-1 и $\Delta QFM = +2.2 (\pm 0.1, 1\sigma)$ для образца лавы 7818-4.

Для оценки температур кристаллизации магм Кроноцкого вулкана был использован оливин-шпинелевый Al геотермометр, основанный на температурной зависимости распределения Al между оливином и Cr-шпинелью [8]. Предварительная оценка температур кристаллизации магм Кроноцкого (использован образец лавы 7818-4) вулкана составляет $1108 \pm 17 \text{ }^\circ\text{C} (1\sigma)$.

«Сухие» (псевдоликвидусные) температуры кристаллизации [9] были рассчитаны по составу породы (при моделировании в программе Petrolog состав породы соответствует оливину Fo₈₅). Расчетные псевдоликвидусные температуры кристаллизации составили 1195 °С. Разница между реальными и «сухими» температурами кристаллизации (ΔT) составила ~86 °С, что соответствует ~2.9 масс. % H₂O по модели [6] ($H_2O = (\Delta T/39.69)^{1.37}$).

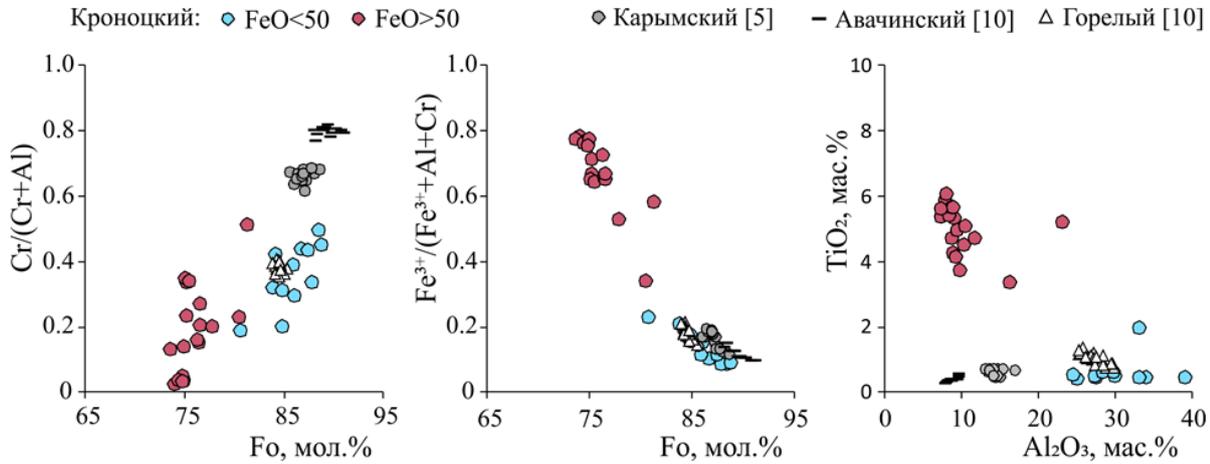


Рис. 3. Состав хромистой шпинели в оливине из пород Кроноцкого вулкана. Для сравнения нанесены составы этих минералов из пород вулканов Карымский [5], Авачинский и Горелый [10].

Для проверки возможного вклада пироксенитового источника в образование магм Кроноцкого вулкана мы использовали критерий из работы [12], основанный на анализе содержания микроэлементов в высокомагнезиальном оливине в вулканических породах различных геодинамических обстановок. Как показано на рис. 4, отношения Ni/(Mg/Fe) и Mn/Fe в оливине соответствуют типичным характеристикам магм из перидотитового источника. О перидотитовом источнике первичных магм также свидетельствуют данные по составу оливина из пород вулканов Авачинский, Жупановский [3], Горелый [2], Карымский [5]), что, вероятно, является типичным для большей части вулканического фронта Камчатки.

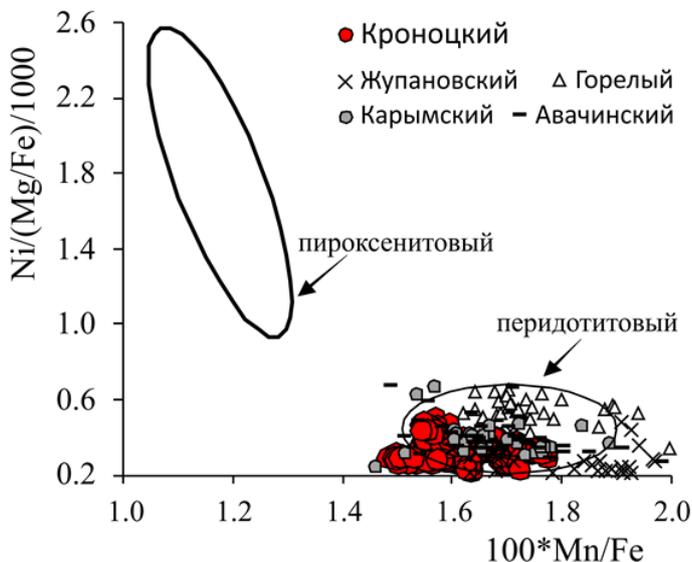


Рис. 4. Состав вкрапленников оливина из 4 образцов пород вулкана Кроноцкий (без образца тефры 7787-1). Полями показаны составы оливина из магм, имеющих перидотитовый и пироксенитовый источники [11]. Для сравнения показаны данные для вулканов Восточного вулканического пояса (Авачинский (данные авторов), Карымский [5], Горелый [2], Жупановский [3]).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-27-00053 <https://rscf.ru/project/23-27-00053/>, полевые исследования 2022 г. были поддержаны грантом № 22-17-00074 <https://rscf.ru/en/project/22-17-00074/>.

Список литературы

1. Горбач Н.В., Rogozin A.N., Пономарева В.В. Вулкан Кроноцкий (Восточная Камчатка): особенности строения и первые представительные данные по геохимии пород // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2022. С. 30-33.
2. Назарова Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др. Исходное содержание H₂O и условия образования родоначальных магм вулкана Горелый (Южная Камчатка) по данным микроэлементной термобарометрии // Доклады Академии наук. 2017. Т. 472. № 3. С. 311-314.
3. Плечова А.А., Портнягин М.В., Базанова Л.И. Происхождение и эволюция исходных магм фронтальных вулканов Камчатки по данным изучения магматических включений в оливине вулкана Жупановский // Геохимия. 2011. № 8. С. 787-812.
4. Портнягин М.В., Наумов В.Б., Миронов Н.Л. и др. Состав и эволюция расплавов извержения 1996 года в Карымском озере (Восточная Камчатка) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2011. № 11. С. 1153-1178.
5. Тобелко Д.П., Портнягин М.В., Крашенинников С.П. и др. Состав и условия образования примитивных магм Карымского вулканического центра (Камчатка) по данным изучения расплавных включений и микроэлементной термобарометрии // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 258-281. <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273258-281>
6. Almeev R.R., Holtz F., Koeperke J. et al. The effect of H₂O on olivine crystallization in MORB: Experimental calibration at 200 MPa // American Mineralogist. 2007. V. 92. P. 670-674.
7. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. V. 107. P. 27-40.
8. Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // Chemical Geology. 2014. V. 368. P. 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004>
9. Ford C.E., Russel D.G., Graven J.A., Fisk M.R. Olivine liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // Journal of Petrology. 1983. V. 24. P. 256-265.
10. Nekrylov N., Portnyagin M.V., Kamenetsky V.S. et al. Chromium spinel in Late Quaternary volcanic rocks from Kamchatka: Implications for spatial compositional variability of subarc mantle and its oxidation state // Lithos. 2018. V. 322. P. 212-224.
11. Portnyagin M.V., Hoernle K., Plechov P.Y. et al. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 255 (1-2). P. 53-69.
12. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The Amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412-417.

N_2 - Q_1 вулканизм в долине р. Димшикан (Срединный хребет Камчатки)
Толстых М.Л.¹, Овсянников Г.Н.^{2,5}, Щеклеина М.Д.², Лебедев В.А.³, Бабанский А.Д.³, Певзнер М.М.⁴, Парфенов А.В.³, Волюнец А.О.⁵

N_2 - Q_1 volcanism in the Dimshikan Valley (Sredinny Range of Kamchatka)
Tolstykh M.L., Ovsyannikov G.N., Shchekleina M.D., Lebedev V.A., Babansky A.D., Pevzner M.M., Parfenov A.V., Volynets A.O.

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва;
e-mail: mashtol@mail.ru

² Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

⁴ Геологический институт РАН, г. Москва

⁵ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Изучен состав пород и установлен изотопный К-Аг возраст лав, изливавшихся в долине р. Димшикан, расположенной на юго-западном подножии стратовулкана Уксичан. Приводятся данные по макро- и микроэлементным характеристикам вулканитов как основного, так и кислого составов.

Стратовулкан Уксичан, осложненный крупной кальдерой, расположен в центральной части Срединного хребта (СХ) Камчатки (рис. 1). Изучены слагающие его породы [3], определен позднеплиоценовый возраст вулканической активности [6, 7]. При этом, по данным геологической съемки [2], на ЮЗ подножии вулкана широко распространены отложения дацитов и риолитов N_1 - Q возраста. В 2021 г. мы провели геологическое опробование в долине р. Димшикан (рис. 1а). Главная цель наших исследований – установить хронологические и геохимические соотношения вулканитов долины р. Димшикан с породами вулкана Уксичан.

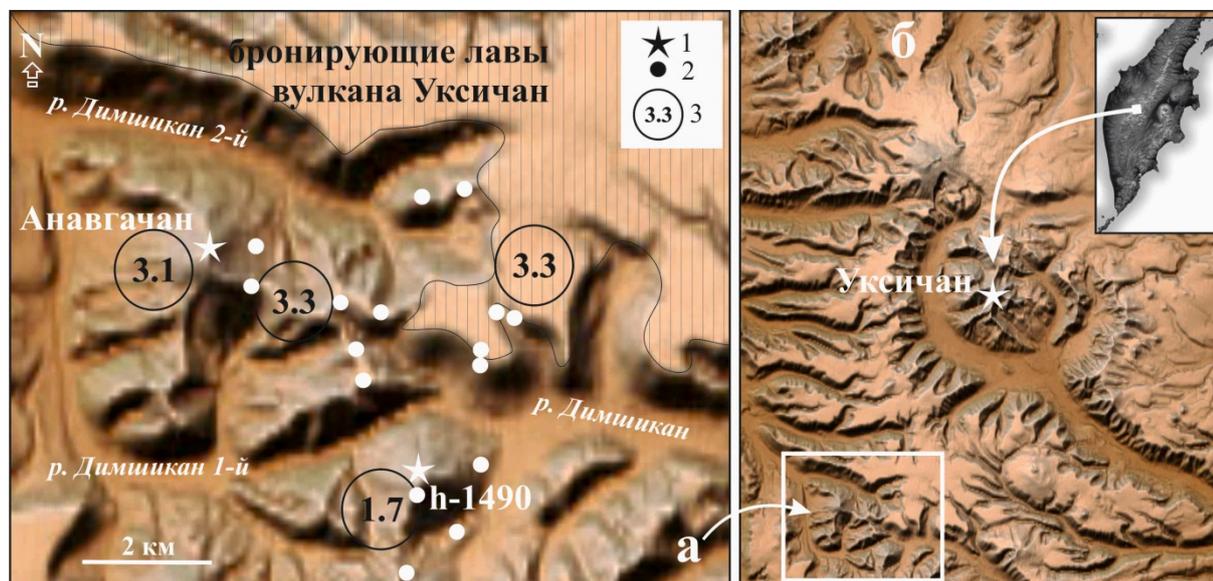


Рис. 1. Район работ в истоках р. Димшикан (а) на юго-западном подножии вулкана Уксичан (б), на врезке – положение на карте Камчатки. 1 – господствующие высоты, 2 – точки опробования, 3 – округленный К-Аг возраст в млн лет.

В долине р. Димшикан были опробованы лавы нескольких эруптивных центров, которые, согласно геологической карте, относятся к кававлинскому (N_2) и дыгеренскому (Q_1) комплексам, а также выходы базальтов росошинского комплекса (Q_1) [2]; кроме того, были отобраны бронирующие лавы и подстилающие их игнимбриты вулкана Уксичан в ЮЗ секторе их распространения (рис. 1а). Пробоотбор

был затруднен широким развитием полей мощной гидротермальной проработки вулканитов. Образцы были проанализированы методами РФА, ИСР, для представительных образцов был определен К-Аг возраст.

Результаты исследований

Установлено, что бронирующие лавы вулкана Уксичан изливались около 3.3 млн л.н. (рис. 1а, таблица, обр. 2121). В это же время в истоках р. Димшикан происходили излияния высокомагнезиальных базальтов (рис. 1а, таблица, обр. 2129) и трахидацитов сопки Анавгачан (рис. 1а, таблица, обр. 2130). Раннечетвертичный возраст (~1.7 млн лет) формирования установлен только для стекловатого потока риолитового состава, бронирующего сопку h-1490 (рис. 1а, таблица, обр. 2110).

Большая часть пород (и основного, и кислого составов) относится к высококалиевой серии (рис. 2), при этом породы Уксичана в большей степени обогащены щелочами относительно пород остальных эруптивных центров.

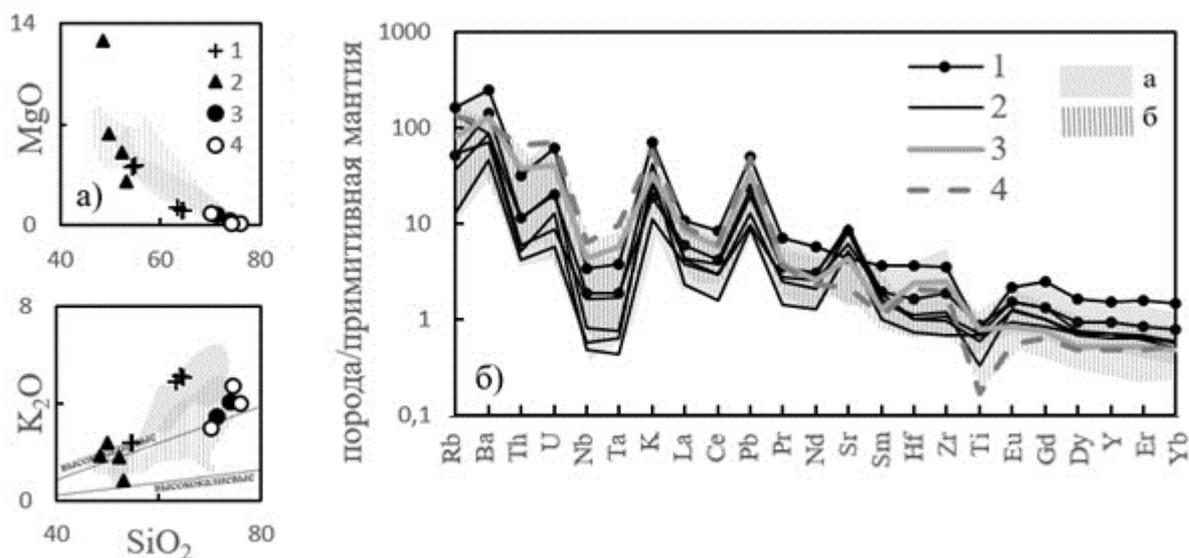


Рис. 2. Вариационные диаграммы (а) и спайдер-диаграммы (б) для пород эруптивных центров долины р. Димшикан. 1 – породы влк. Уксичан; 2 – базальты и трахибазальты отдельных потоков; 3, 4 – породы кислого состава эруптивных центров N₂ и Q₁, соответственно. а, б – поля составов пород влк. Уксичан [3], пород СХ (влк. Хангар, Ичинский, Ахтанг) [1, 4]. Составы пород на рис. 2б нормированы на состав примитивной мантии по [8].

В целом, все породы характеризуются островодужной спецификой, однако имеют различный микроэлементный состав (рис. 2б). Для основных пород наиболее значимыми оказались вариации величины Nb-Ta минимума, причем наибольшая его выраженность характерна для пород, не имеющих отношения к комплексу Уксичан, но относящихся к той же возрастной группе.

Для вулканитов кислого состава, помимо разницы в дефиците Nb, показательно и поведение РЗЭ. Породы вулкана Уксичан обогащены средними и тяжелыми РЗЭ, в то время как плиоценовые и четвертичные породы других центров относительно обеднены ими.

Стоит отметить, что на диаграммах (рис. 2б) очевидно сходство пород этого района с разновозрастными породами других вулканов Срединного хребта (Хангар, Ичинский, Ахтанг), хотя диаграмма SiO₂-K₂O (рис. 2а) в области кислых пород демонстрирует уникальность вулкана Уксичан для СХ Камчатки.

Таблица. Состав пород и округленный К-Аг возраст лав района исследований

N обр.	2110	2120	2121	2122	2123	2128	2129	2130	2131	2133	2134
Возраст	1.7		3.3				3.3	3.1			
SiO ₂	73.2	54.02	63.81	64.3	54.4	51.5	47.8	68.9	49.07	51.6	75.05
TiO ₂	0.21	0.94	0.94	0.93	0.99	0.85	0.74	0.41	0.87	1.09	0.19
Al ₂ O ₃	13.7	17.35	16.2	16.4	17.8	19.7	13.2	15.2	16.7	17.7	13.18
FeO*	1.7	8.61	4.4	4.68	7.97	9.54	10.22	2.79	10.4	8.96	1.49
MnO	0.7	0.16	0.13	0.15	0.16	0.21	0.18	0.07	0.18	0.17	0.06
MgO	0.36	4.04	1.03	1.08	4.04	3.00	12.66	0.83	6.22	5.03	0.11
CaO	1.35	7.75	2.50	2.64	8.02	10.1	11.1	2.67	10.9	8.7	0.78
Na ₂ O	4.72	3.62	4.8	4.79	3.78	2.68	1.89	4.54	2.38	3.66	4.21
K ₂ O	4.02	2.35	5.01	5.1	2.35	0.79	1.83	2.91	2.35	1.33	3.96
P ₂ O ₅	0.05	0.45	0.29	0.3	0.46	0.14	0.33	0.13	0.53	0.33	0.03
Total	99.33	99.28	99.1	97.97	97.9	97.97	99.75	98.40	99.60	99.69	99.06
Li	34.2		16.1		8.96	5.72	5.32	24.3	7.55	8.56	
Be	2.67		3.78		1.52	0.49	1.27	1.85	1.97	1.03	
Sc	2.44		16.4		23.0	29.6	38.8	4.59	39.2	24.5	
V	8.02		30.8		231	288	264	18.2	333	270	
Cr	5.58		1.93		38.2	9.45	835	4.32	56.7	46.4	
Co	1.83		2.21		21.1	21.0	46.3	3.89	33.7	27.2	
Cu	7.89		4.36		85.9	140	103	10.9	139	83.8	
Zn	34.9		84.3		84.6	76.3	71.9	47.0	82.6	75.9	
Rb	73.6		90.0		28.3	7.10	29.7	45.8	77.4	20.4	
Sr	193		394		750	465	557	388	865	749	
Y	13.2		41.8		25.9	19.7	19.4	14.2	17.7	19.7	
Zr	142		261		137	50	79	183	71	89	
Nb	14.9		7.93		4.28	1.34	1.10	10.0	1.89	3.84	
Cs	1.86		1.57		0.60	0.10	0.49	0.99	0.51	0.33	
Ba	666		1557		886	296	439	802	553	543	
La	22.9		26.6		14.7	5.8	9.4	20.9	10.8	10.4	
Ce	45.5		62.6		31.5	11.9	22.4	42.9	28.0	22.0	
Pr	4.77		9.24		4.69	1.86	3.65	4.88	4.50	3.21	
Nd	16.5		41.6		21.8	9.4	18.3	18.3	21.2	15.3	
Sm	2.91		9.55		5.14	2.64	4.92	3.38	4.26	3.81	
Eu	0.56		2.16		1.53	0.95	1.53	0.86	1.25	1.28	
Gd	2.34		8.94		4.85	3.03	4.77	2.76	3.65	3.68	
Dy	2.18		7.47		4.17	3.23	3.47	2.37	3.12	3.29	
Ho	0.44		1.52		0.83	0.67	0.65	0.47	0.63	0.65	
Er	1.41		4.62		2.49	2.02	1.85	1.53	1.90	1.94	
Yb	1.60		4.40		2.34	1.76	1.53	1.49	1.72	1.80	
Lu	0.25		0.70		0.35	0.28	0.23	0.25	0.25	0.27	
Hf	4.27		7.39		3.29	1.49	2.02	4.82	2.05	2.25	
Ta	1.26		0.50		0.24	0.08	0.06	0.76	0.10	0.22	
Pb	14.4		14.8		6.9	2.7	2.8	10.3	5.9	3.8	
Th	7.94		3.75		1.37	0.50	0.61	4.54	1.34	0.71	
U	3.31		2.85		0.94	0.27	0.60	1.90	1.02	0.41	

Примечание. Содержания петрогенных элементов приведены в масс. %, несовместимых – в г/т, анализы выполнены согласно методике [1] в ЦКП «ИГЕМ-аналитика» и ИПТМ РАН. К-Аг возраст в млн лет, датирование выполнено согласно методике [5] в ИГЕМ РАН по основной массе лав.

Выводы

1. Установленный К-Аг возраст бронирующих лав вулкана Уксичан (~3.3 млн лет) идеально согласуется с результатами U-Pb датирования цирконов, отобранных во внутренней части кальдеры вулкана [7], и не противоречат датам, полученным Аг-Аг

методом по игнимбрикам Уксичана [6]. Хорошая сходимость результатов датирования, выполненного разными методами, подтверждает корректность полученных нами дат.

2. Высокомагнезиальные базальты и трахидациты сопки Анавгачан (~3.3 и 3.1 млн лет) маркируют масштабные проявления как кислого, так и основного вулканизма в долине р. Димшикан, практически синхронные с активностью вулкана Уксичан. При этом, полученный изотопный возраст этих извержений не соответствуют данным геологической карты.

3. Изученные в долине р. Димшикан вулканиты – как основные, так и кислые – находятся в поле субщелочных пород, но отличаются от пород Уксичана пониженным содержанием K_2O , средних и тяжелых РЗЭ, тория и урана, а также HFSE при сохранении относительного минимума Nb-Ta, характерного для островодужных серий.

4. Раннечетвертичные кислые вулканиты (~1.7 млн лет) отличаются от более древних пород менее выраженной Nb-Ta аномалией. Однако для базитов зависимость данного параметра от возраста не очевидна.

Работа выполнена в соответствии с Государственными заданиями ГЕОХИ РАН и ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004.

Список литературы

1. *Вольнец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А. и др.* Этапы активизации вулканизма на юго-восточном фланге Срединного хребта Камчатки: возраст, геохимия и изотопные характеристики пород массивов гор Ахтанг и Костина // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 7. С. 862-878. <https://doi.org/10.15372/GiG2019158>
2. Государственная геологическая карта России масштаба 1:200 000. Издание 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист N-57-III (Эссо). Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 120 с.
3. *Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б.* Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 282-307. <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273282-307>
4. *Певзнер М.М., Лебедев В.А., Вольнец А.О. и др.* Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. № 6. С. 616-620. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524896616-620>
5. *Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С. и др.* Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные данные // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487-512.
6. *Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E. et al.* Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2010. V. 189. № 1-2. P. 57-80.
7. *Kostitsyn Y.A., Anosova M.O.* U-Pb age of extrusive rocks in the Uxichan Caldera, Sredinnyi Range, Kamchatka: application of laser ablation in dating young zircons // Geochem. Int. 2013. V. 51. № 2. P. 155-163.
8. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (eds), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publications. 1989. P. 313-34.

Роль метасоматизированной островодужной мантии в формировании изотопной систематики бора изверженных пород Камчатки

Томаникова Л.¹, Савов И.П.¹, Харвей Дж.¹, де Хуг Я.С.М.², Чурикова Т.Г.³, Гордейчик Б.Н.^{3,4}, Муравьев Я.Д.³, Ягодзинский Дж.⁵

The role of metasomatized island-arc mantle in the formation of boron isotope systematics in igneous rocks of Kamchatka

Tomanikova L., Savov I.P., Harvey J., de Hoog J.C.M., Churikova T.G., Gordeychik B.N., Muravyev Ya.D., Yagodzinski G.M.

¹ Университет Лидса, г. Лидс, Великобритания;

e-mail: gy111t@leeds.ac.uk

² Университет Эдинбурга, г. Эдинбург, Великобритания

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

⁴ Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка

⁵ Университет Южной Каролины, Колумбия, США

Для определения источника высоких содержаний бора и его изотопов в вулканических породах, а также для выяснения способа доставки этих компонент в магматические расплавы, проанализированы минералы из пород и ксенолитов Камчатки на содержания В и $\delta^{11}\text{B}$. Установлено, что богатые бором флюиды практически не взаимодействуют с жильными минералами ксенолитов.

Введение

Метасоматизированная водным флюидом островодужная мантия часто рассматривается как один из мантийных резервуаров, обогащенный подвижными с флюидом элементами, включая В, Li, Cs, As, Sb, Ba, Rb, Pb, который при условии водного плавления должен способствовать обогащению по этим элементам островодужных вулканических пород. Доказательствами плавления островодужной мантии в присутствии водного флюида являются метасоматические амфибол-флогопит-пироксеновые жилы, содержащиеся в мантийных ксенолитах, доставленных на поверхность островодужными вулканами. Мы измерили содержания В и изотопов $\delta^{11}\text{B}$ в минералах из таких метасоматических жил из мантийных ксенолитов вулканов Авачинский и Шивелуч (Камчатка).

Результаты исследования

Жильные минералы в ксенолитах Авачинского вулкана обнаруживают низкие концентрации бора (0.2-0.9 мкг/г) при низких значениях $\delta^{11}\text{B}$ (от -16.6‰ до -3.6‰), в то время как содержания бора в жильных минералах ксенолитов вулкана Шивелуч достигают 3.1 мкг/г при несколько более высоком значении $\delta^{11}\text{B}$ (от -13.8‰ до $+0.9\text{‰}$, рис. 1). Безводные минералы при этом характеризуются также низкими концентрациями бора (0.3-2.1 мкг/г) и низкими значениями $\delta^{11}\text{B}$ (от -13.8‰ до -3.2‰ , [17]). Жильные минералы в камчатских ксенолитах лишь незначительно обогащены по бору, в сравнении с деплетированной мантией [9], а их значения $\delta^{11}\text{B}$ не достигают значений, опубликованных ранее для камчатских вулканических пород (В = 11.2-36.3 мкг/г; $\delta^{11}\text{B}$ от -3.7‰ до $+5.6\text{‰}$; [5]). Низкие значения бора и $\delta^{11}\text{B}$ в номинально безводных минералах ксенолитов сравнимы с ранее исследованными мантийными составами [4].

Обсуждение результатов и моделирование

Таким образом, наши данные демонстрируют, что плавление метасоматических жил даст ничтожно малый вклад бора в породы вулканических дуг. Это довольно неожиданный результат, вопреки существующим представлениям о метасоматизированном мантийном клине, играющем фундаментальную роль в формировании обогащенных по FME (fluid mobile elements) островодужных

вулканических пород (например, [7]). В то же время, обогащенный бором и ^{11}B компонент должен относительно быстро проходить через мантийный клин в первичный расплав, не успевая реагировать с веществом мантии и минуя исследованные жильные фации. Ограниченная роль осадочного материала в источниках пород Камчатки (435 м пепельно-кремнистой глины; [12]) не предполагает влияния этого источника на систематику бора. Исключительно низкие содержания В (0.2-3.1 мкг/г) и низкое значение $\delta^{11}\text{B}$ (от -16.6‰ до $+0.9\text{‰}$) в жилах мантийных ксенолитов являются продуктами флюидов и расплавов, происходящих из изотопно-легкой субдуцированной и дегидратированной измененной океанической коры, а также, в меньшей степени, из изотопно-тяжелого серпентинитового слоя. Таким образом, простое плавление метасоматических жил в мантийном клине не может объяснить геохимию вулканических пород.

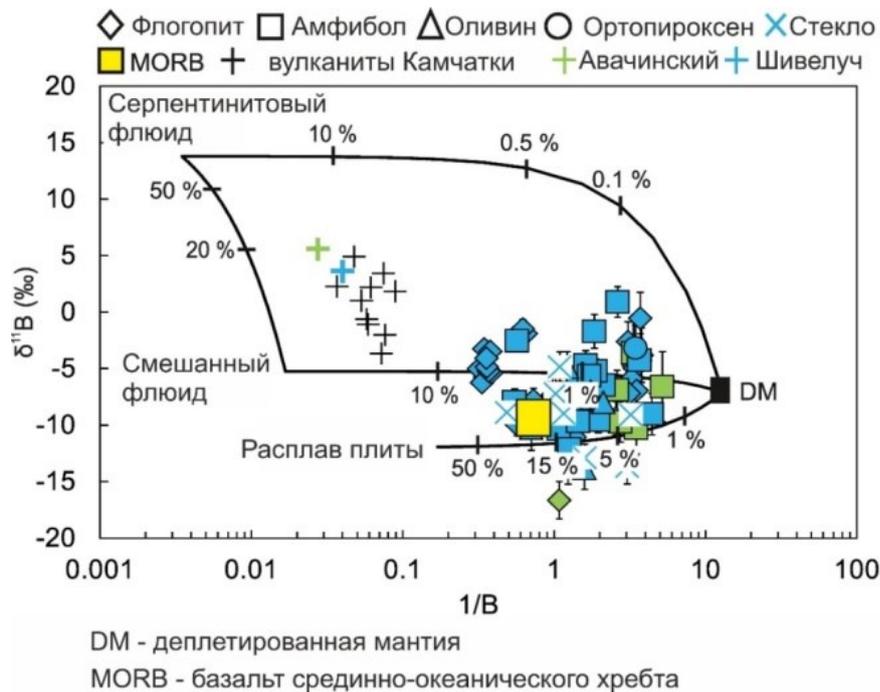


Рис. 1. Диаграмма отношения $\delta^{11}\text{B}$ к $1/\text{B}$ в метасоматических жилах из мантийных ксенолитов вулкана Авачинский (зеленый) и Шивелуч (голубой), в вулканических породах Камчатки [5] и базальтах срединно-океанических хребтов (MORB; [9]). Показана модель смешения между деплетированной мантией (DM; [9]), серпентинитовым флюидом [16], смешанным флюидом от субдуцируемой плиты на глубине 120 км, расплавом субдуцируемой плиты, рассчитанным по [16] с дополнительной стадией дегидратации на глубине 25 км, которая отвечает 80 % потере бора в преддуговой обстановке [15]).

Согласно проведенному компьютерному моделированию, большинство составов жил могут быть воспроизведены путем смешения переменных количеств трех компонентов: (1) изотопно-легкого флюида, отделенного от субдуцируемой океанической плиты, (2) расплава плиты и (3) обедненной мантии (рис. 1). Субдукционные флюиды могут быть получены либо при дегидратации диапиров меланжа в субдуговой мантии под фронтом дуги [10, 15] и/или распадом серпентина также во фронте дуги с последующей дегидратацией измененной океанической коры (АОС) путем распада хлорита и амфибола, как это было ранее предложено в модели Камчатской зоны субдукции [8].

В нескольких предыдущих исследованиях было установлено, что серпентинит может содержать до 80 мкг/г бора и сохранять высокие значения $\delta^{11}\text{B}$ до $+25\text{‰}$ в условиях мелкофокусной субдукции [1, 3, 4, 16]. Результаты нашей модели свидетельствуют о том, что основную роль в формировании обогащенных бором и его

тяжелым изотопом вулканических пород Камчатской дуги играют флюиды, сформированные при дегидратации субдуцирующего преддугового серпентинита и АОС, а не метасоматизированные жилы в субдуговой мантии (рис. 2) [2, 5].

Ранее было показано, что исходно высокое значение $\delta^{11}\text{B}$ в субдукционном флюиде быстро уменьшается по мере удаления от основного места дегидратации, т.е. от фронта дуги [14], если только поток жидкости не захвачен взаимосвязанной сетью мантийных прожилков [11, 13]. Согласно нашим данным, поток флюида через эту жилую сеть должен быть довольно быстрым, чтобы обеспечить крайне ограниченный химический обмен между минералами мантийных жил и субдукционным флюидом (например, [6]). Большие вариации значений $\delta^{11}\text{B}$ в амфиболе и флогопите некоторых образцов (рис. 1) свидетельствуют о том, что жилы, исследованные в данной работе, подвергались множественным импульсам влияния разноглубинных субдукционных флюидов и расплавов.

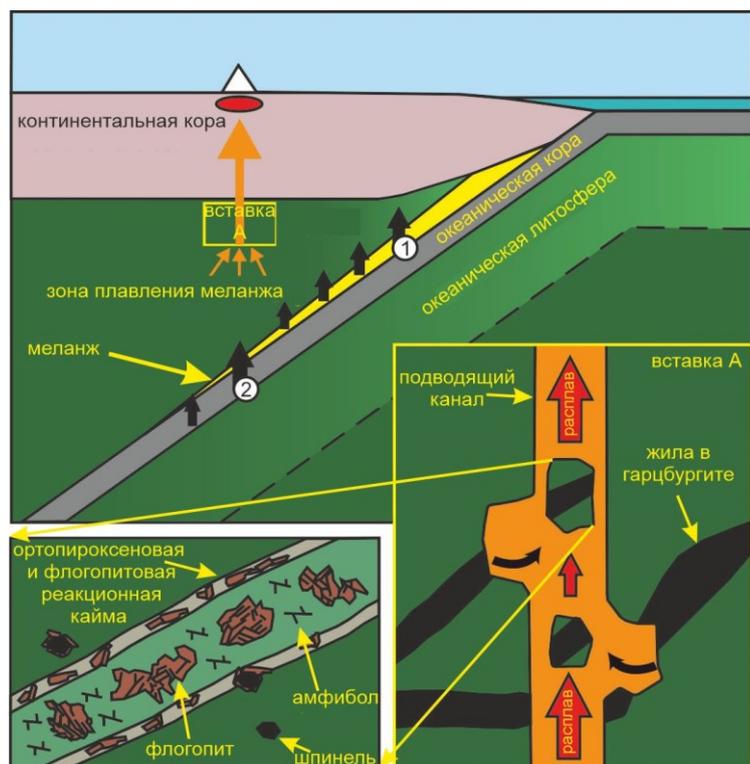


Рис. 2. На Камчатке флюиды субдукционного происхождения (черные стрелки) могут образовываться либо в результате дегидратации меланжевого диапира в мантийном клине [10], либо (1) в результате распада серпентинита в преддуговой зоне или (2) в результате распада хлорита и амфибола в измененной океанической коре на глубине 90-120 км. Богатый бором изотопно-тяжелый субдукционный флюид переносится через субдуговую мантию по взаимосвязанной сети жил, пересекающих мантийные гарцбургиты, фрагменты которых увлекаются магмой (оранжевые стрелки) на пути к поверхности (вставка А). Положение врезки А соответствует глубине захвата ксенолитов (30-50 км).

Заключение

Содержания бора и значения $\delta^{11}\text{B}$ в минералах из жил ксенолитов Камчатской дуги вулканов Шивелуч и Авачинский не согласуются с утверждением, что эти жилы вносят значительный вклад в бюджет бора в вулканических продуктах Камчатки. Жилы регистрируют множественные импульсы флюидов и расплавов, просачивающихся через субдуговую мантию, начиная от изотопно-легких флюидов и расплавов, полученных из измененной океанической коры, и заканчивая изотопно-тяжелыми флюидами, полученными при дегидратации серпентинита. Флюидный поток, по-видимому, сосредоточен в жилах, соединяющих либо участки дегидратации субдуцирующей плиты, либо участки меланжевых диапиров с областью генерации магмы. Такая сеть обеспечивает быстрый перенос изотопно-тяжелого бора в область генерации магмы при ограниченном взаимодействии с минералами мантийных жил.

Работа выполнена в рамках тем НИР ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004 и ИЭМ РАН № FMUF-2022-0004, РФФИ № 16-55-12040 и NERC (Великобритания).

Список литературы

1. *Benton L.D., Ryan J.G., Tera F.* Boron isotope systematics of slab fluids as inferred from a serpentine seamount, Mariana forearc // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 187. № 3. P. 273-282. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00286-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00286-2)
2. *Churikova T., Wörner G., Mironov N., Kronz A.* Volatile (S, Cl and F) and fluid mobile trace element compositions in melt inclusions: implications for variable fluid sources across the Kamchatka arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 154. № 2. P. 217-239. <http://doi.org/10.1007/s00410-007-0190-z>
3. *De Hoog J.C.M., Savov I.P.* Boron isotopes as a tracer of subduction zone processes // *Boron isotopes: the fifth element* / Marschall H., Foster G. (Eds). Cham: Springer International Publishing, 2018. P. 217-247. https://doi.org/10.1007/978-3-319-64666-4_9
4. *Harvey J., Garrido C.J., Savov I. et al.* ¹¹B-rich fluids in subduction zones: The role of antigorite dehydration in subducting slabs and boron isotope heterogeneity in the mantle // *Chemical Geology*. 2014. V. 376. P. 20-30. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.03.015>
5. *Ishikawa T., Tera F., Nakazawa T.* Boron isotope and trace element systematics of the three volcanic zones in the Kamchatka arc // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. № 24. P. 4523-4537. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00765-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00765-7)
6. *John T., Gussone N., Podladchikov Y.Y. et al.* Volcanic arcs fed by rapid pulsed fluid flow through subducting slabs // *Nature Geoscience*. 2012. V. 5. № 7. P. 489-492. <https://doi.org/10.1038/ngeo1482>
7. *Kepezhinskas P., Defant M.J.* Contrasting styles of mantle metasomatism above subduction zones: constraints from ultramafic xenoliths in Kamchatka // *Subduction: top to bottom*. Geophysical monograph series. V. 96 / Bebout G.E., Scholl D.W., Kirby S.H., Platt J.P. (Eds). 2013. P. 307-314. <https://doi.org/10.1029/GM096p0307>
8. *Konrad-Schmolke M., Halama R.* Combined thermodynamic–geochemical modeling in metamorphic geology: Boron as tracer of fluid–rock interaction // *Lithos*. 2014. V. 208-209. P. 393-414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.09.021>
9. *Marschall H.R., Wanless V.D., Shimizu N. et al.* The boron and lithium isotopic composition of mid-ocean ridge basalts and the mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 207. P. 102-138. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.03.028>
10. *Nielsen S.G., Marschall H.R.* Geochemical evidence for mélange melting in global arcs // *Science Advances*. 2017. V. 3, № 4. Art. e1602402. P. 1-7. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1602402>
11. *Pirard C., Hermann J.* Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones // *Geology*. 2015. V. 43. № 10. P. 915-918. <https://doi.org/10.1130/g37026.1>
12. *Plank T.* The chemical composition of subducting sediments // *Treatise on geochemistry* V. 4 / Holland H.D., Turekian K.K. (Eds). Oxford: Elsevier, 2014. P. 607-629. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00319-3>
13. *Plümpner O., John T., Podladchikov Y.Y. et al.* Fluid escape from subduction zones controlled by channel-forming reactive porosity // *Nature Geoscience*. 2017. V. 10. № 2. P. 150-156. <https://doi.org/10.1038/ngeo2865>
14. *Prigent C., Guillot S., Agard P. et al.* Transfer of subduction fluids into the deforming mantle wedge during nascent subduction: Evidence from trace elements and boron isotopes (Semail ophiolite, Oman) // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 484. P. 213-228. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.12.008>
15. *Savov I.P., Ryan J.G., D'Antonio M., Fryer P.* Shallow slab fluid release across and along the Mariana arc-basin system: Insights from geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana fore arc // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2007. V. 112. № B9. <https://doi.org/10.1029/2006jb004749>
16. *Scambelluri M., Tonarini S.* Boron isotope evidence for shallow fluid transfer across subduction zones by serpentinized mantle // *Geology*. 2012. V. 40. № 10. P. 907-910. <https://doi.org/10.1130/g33233.1>
17. *Tomanikova L., Savov I.P., Harvey J. et al.* A limited role for metasomatized subarc mantle in the generation of boron isotope signatures of arc volcanic rocks // *Geology*. 2019. V. 47. № 6. P. 517-521. <https://doi.org/10.1130/G46092.1>

Загадка о. Шумшу (Курильские острова): в чем причина отсутствия голоценового вулканизма в активной островной дуге?

Bergal-Kuvikas O.V.¹, Buslov M.M.², Bushenkova N.A.³, Dolgaya A.A.¹

The riddle of Shumshu Isl. (Kuril Islands): what is the reason for the absence of Holocene volcanism in the active island arc?

Bergal-Kuvikas O.V., Buslov M.M., Bushenkova N.A., Dolgaya A.A.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; e-mail: kuvikas@mail.ru*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

³ *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск*

На основе анализа геофизических параметров слэба и деформации земной поверхности в зоне перехода от континентальной окраины Камчатки к островной дуге Курильских островов выдвигается гипотеза о наличии океанического поднятия на слэбе, погружение которого привело к дезинтеграции зон плавления, отвечающих за отсутствие вулканизма на о. Шумшу.

Остров Шумшу – самый северный остров Курильской гряды. По сравнению с другими островами архипелага, о. Шумшу выделяется отсутствием активного вулканизма в голоценовое время. По данным геологического картирования, остров сложен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, выделенными в округловскую свиту верхнемиоцен-плиоценового возраста (туфы основного, среднего и кислого состава, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, диатомиты) [1].

С целью определения причин отсутствия голоценового вулканизма на о. Шумшу были проведены междисциплинарные исследования условий проявления магматизма, параметров слэба и деформации земной поверхности в зоне перехода от континентальной окраины Камчатки к островной дуге Курильских островов. В исследуемой области по данным сейсмотомографии фиксируется слэб и мантийный клин. Массивная высокоскоростная аномалия обнаружена в районе о. Шумшу. С севера на юг изучаемого района происходит увеличение возраста слэба с 92 до 106 млн лет, увеличивается скорость движения плиты с 77 до 79 км/млн лет [6].

Отсутствие вулканизма на о. Шумшу, расположенном непосредственно вблизи Камчатки, по данным сейсмотомографии, коррелирует с высокоскоростной аномалией мощностью до 20 км и протяженностью до 50 км [2] и, возможно, связано с погружением в зону субдукции подводного поднятия, подобного подводным горам Тихоокеанской плиты, расположенным рядом на широтах Южной Камчатки (г. Павловского) и на широтах Центральных Курил (г. Головнина) (рис. 1).

С помощью технологий спутниковой радарной интерферометрии (InSAR) [4] был получен набор InSAR-изображений, созданных на основании 11 снимков Sentinel-1, сделанных в бесснежный период 2016-2022 гг. Было составлено 9 пар снимков, временной интервал в каждой паре составлял 1 год. По полученным InSAR-изображениям было построено усредненное распределение смещений земной поверхности (рис. 2), интерпретируемых как поднятия и опускания (положительные и отрицательные смещения, соответственно).

Современные поднятия в зонах ареального вулканизма на о. Парамушир свидетельствуют об активном процессе формирования вулканических построек, в то время как опускание береговой линии севера о. Парамушир и подъем о. Шумшу подтверждают геодинамическую обстановку погружения океанического поднятия в зону субдукции (рис. 2).

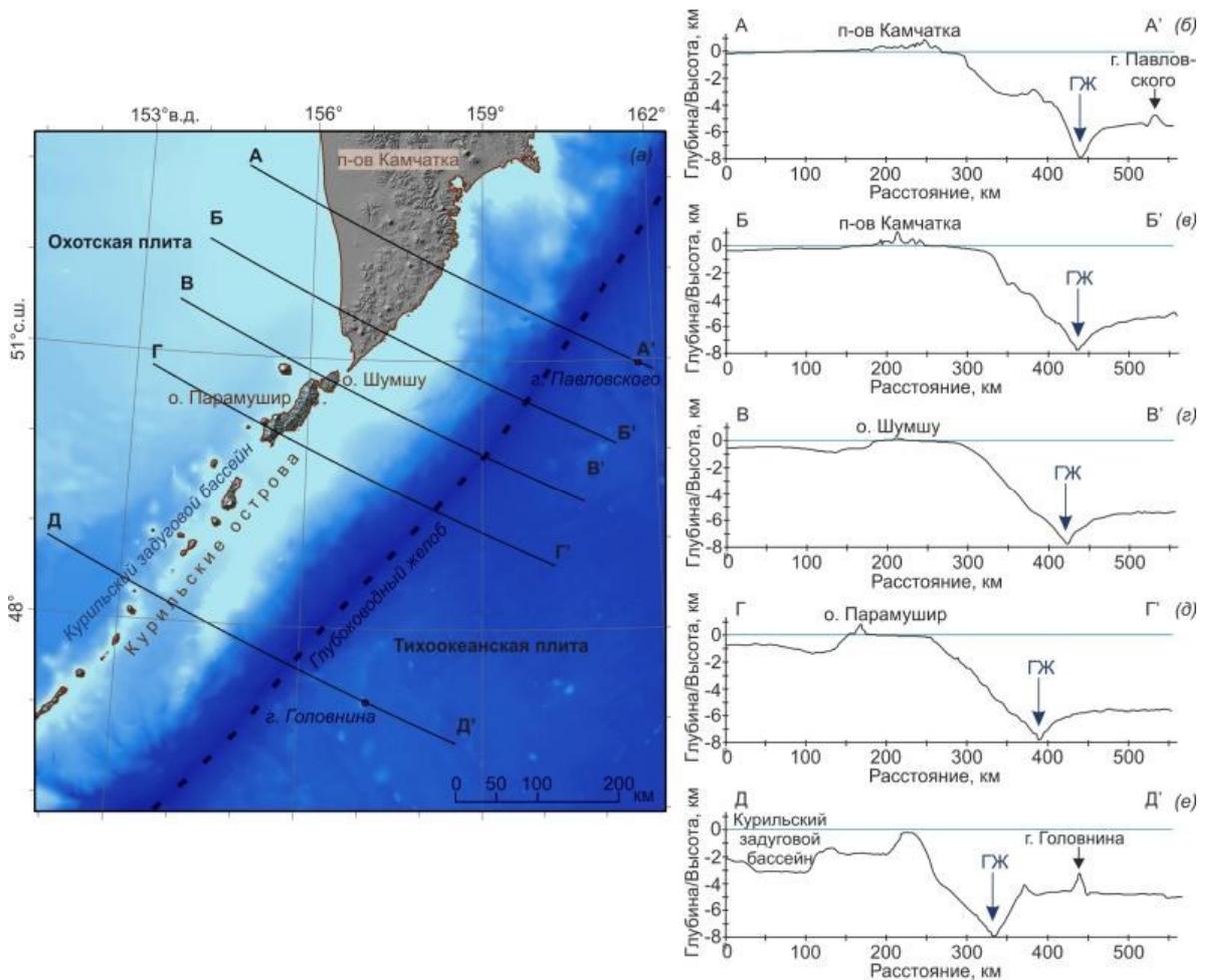


Рис. 1. Профили континентального склона в районе Камчатки, Курильских островов и Тихоокеанской плиты. ГЖ – глубоководный желоб.

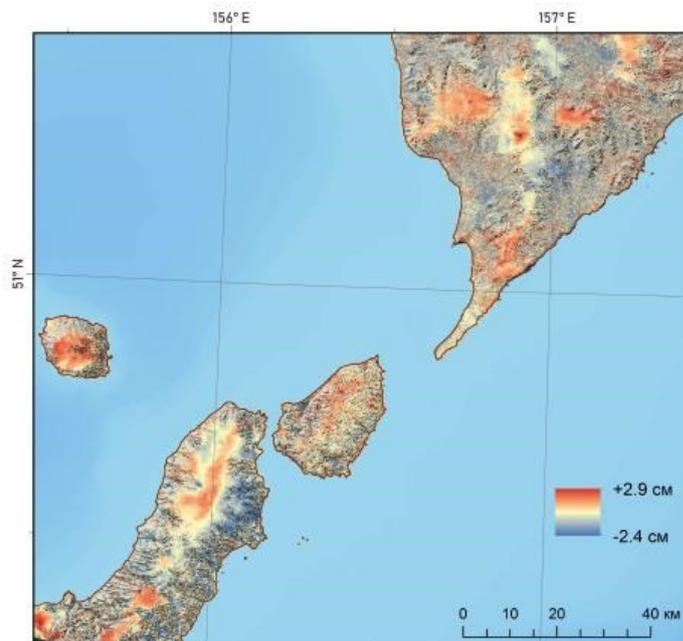


Рис. 2. Деформации земной поверхности (см/год) по данным InSAR.

Если рассматривать подробнее строение морского дна в районе о. Шумшу (рис. 3, батиметрия по данным ЕТОРО 2022 [5]), то можно увидеть, что морфология континентального склона около о. Шумшу несколько деформирована. Схожую морфологию можно наблюдать и в других районах активных континентальных окраин

(Япония, Новые Гибриды, Идзу-Бонины). В работе [3] предложено объяснение такого деформирования верхней плиты погружением под нее подводной горы. На рис. 4 показаны этапы моделирования аккреций и погружения подводной горы. Заметна схожесть морфологии континентального склона около о. Шумшу с полученными модельными результатами.

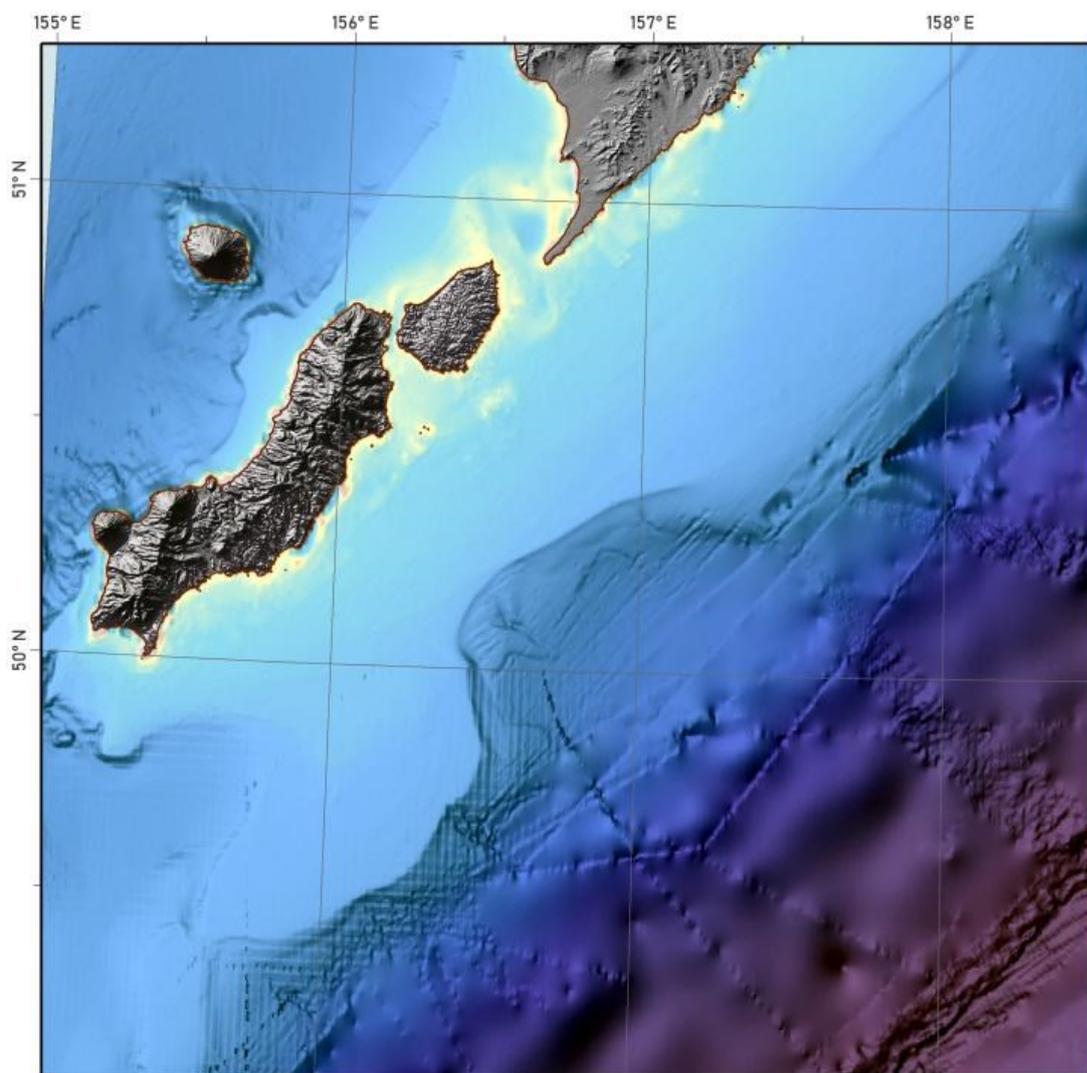


Рис. 3. Морфология континентального склона около о. Шумшу.

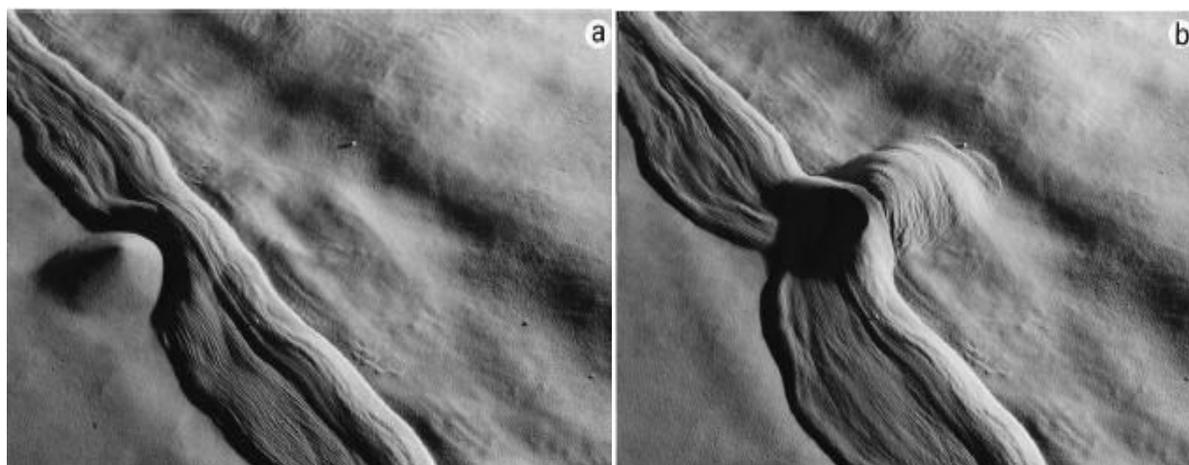


Рис. 4. Моделирование погружения подводной горы, по [3].

Таким образом, отсутствие вулканизма на о. Шумшу Курильской островной дуги, расположенном непосредственно вблизи Камчатки, коррелирует с высокоскоростной аномалией и, возможно, связано с погружением в зону субдукции подводного поднятия, которое схоже с подводными горами на Тихоокеанской плите как на широтах Южной Камчатки (г. Павловского), так и на широтах Центральных Курил (г. Головнина). Аномалия расположена близко к поверхности в зоне аккреционного клина и погружается под углом 45° до глубины в 40 км под о. Шумшу [2]. Предполагается, что высокоскоростная аномалия представляет собой фрагмент океанической литосферы, сложенный вулканическим поднятием и верхней частью офиолитового разреза, расположенный в менее плотных осадочных породах аккреционного клина.

Работа проводилась при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10019, <https://rscf.ru/project/22-77-10019/>.

Список использованной литературы:

1. Атлас Курильских островов / В.М. Котляков, П.Я. Бакланов, Н.Н. Комедчиков, Е.А. Федорова (ред.). М.–Владивосток: ДИК, 2009. 515 с.
2. Бергаль-Кувикас О.В., Буслов М.М., Бушенкова Н.А., Долгая А.А. Особенности проявления вулканизма и структура слэба в зоне перехода между Камчатской активной окраиной и Курильской островной дугой // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2023. Т. 1. С. 35-38.
3. Dominguez S., Lallemand S.E., Malavieille J., von Huene R. Upper plate deformation associated with seamount subduction // Tectonophysics. 1998. V. 293. № 3-4. P. 207-224.
4. Kristenson H. InSAR On Demand! Ordering Sentinel-1 InSAR datasets from the Alaska Satellite Facility, 2022. [Электронный ресурс] Дата обращения: 01.09.2022. Режим доступа: <https://storymaps.arcgis.com/stories/68a8a3253900411185ae9eb6bb5283d3>
5. NOAA National Centers for Environmental Information. 2022: ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model. <https://doi.org/10.25921/fd45-gt74>
6. Syracuse E.M., Abers G.A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. № 5. <https://doi.org/10.1029/2005GC001045>

Подводный вулкан 7.5 (Курильская островная дуга)

**Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³, Новикова П.Н.³, Петрова В.В.⁴,
Пилипенко О.В.⁵, Рашидов В.А.⁶, Трусов А.А.⁷**

Submarine volcano 7.5 (Kuril island arc)

**Blokh Y.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., Petrova V.V., Pilipenko O.V.,
Rashidov V.A., Trusov A.A.**

¹ г. Москва

² Костромской ГУ, г. Кострома

³ Горный институт УрО РАН, г. Пермь

⁴ Геологический институт РАН, г. Москва

⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

⁶ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: rashidva@kscnet.ru

⁷ АО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва

Приводятся сведения о строении подводного вулкана 7.5 в Курильской островной дуге, составе и петромагнитных свойствах слагающих его горных пород. Построена 3D петромагнитная модель вулкана и установлено, что он образовался в период геомагнитных инверсий. В пределах вулканической постройки выделены подводящие каналы и периферические магматические очаги.

Подводный вулкан 7.5 расположен в Курильской островной дуге в 39 км к северо-западу от северо-восточной оконечности о. Итуруп, на южной окраине крупного вулканического поднятия размером 17×30 км, вытянутого в направлении с юга на север.

Крутизна склонов подводного вулкана 7.5 от подножия к вершине увеличивается от 7° до 20°. Средние и нижние части склонов вулканической постройки перекрыты осадками, мощность которых достигает 400 м.

Размер перекрытого осадками основания вулкана достигает 14 км, а объем – 90 км³.

Вулкан, исследованный в нескольких рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог», имеет плоскую вершину размером 5×7 км с минимальной зафиксированной глубиной 254 м (рис. 1) и сложен крупнопорфировыми, пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами, а также кислыми пепловыми туфами [2-5, 8].

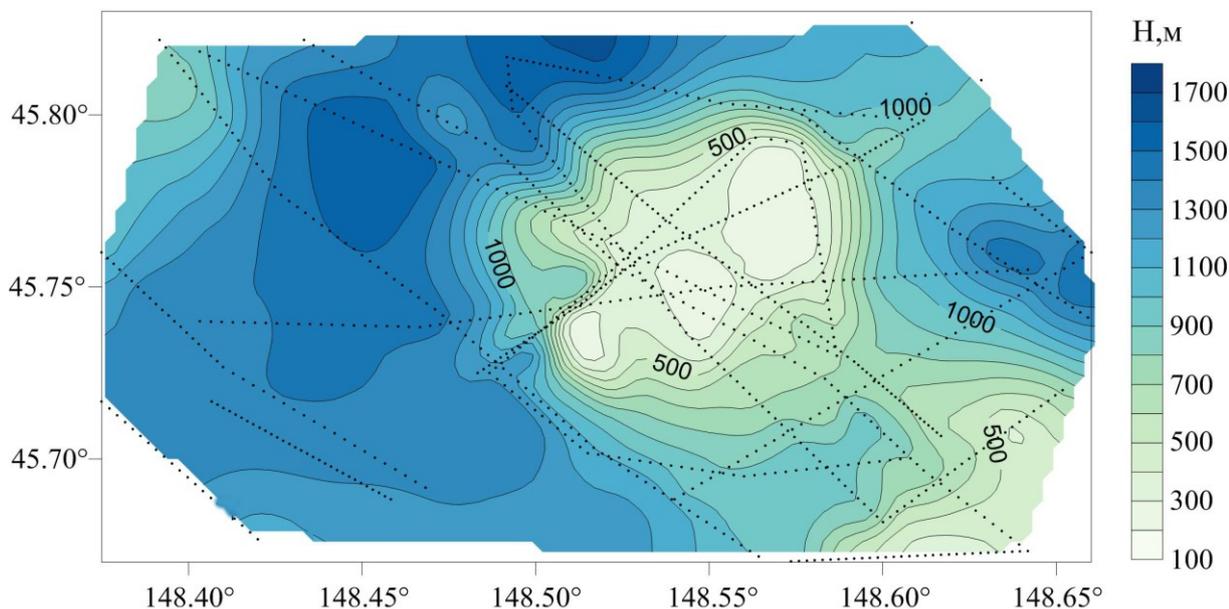


Рис. 1. Батиметрическая карта подводного вулкана 7.5. Точками обозначены промерные галсы.

По соотношению щелочей и кремнезема породы относятся к субщелочной серии. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном, магнетитом и единичными зернами роговой обманки.

Петромагнитные исследования драгированных образцов показали, что значения естественной остаточной намагниченности изменяются в широком диапазоне – 0.001-10.11 А/м, что обусловлено различием в составе и концентрации магнитных зерен-носителей естественной остаточной намагниченности. Магнитная восприимчивость изменяется в пределах от $0.01 \cdot 10^{-3}$ до $10.11 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а степень анизотропии – от 1.015 до 1.067. Значения фактора Кенигсбергера, характеризующего отношение величины остаточной намагниченности к индуцированной, достигают 19.

Результаты термомагнитного анализа по зависимости магнитного момента насыщения от температуры $M_s(T)$ позволили сделать вывод о том, что основными носителями намагниченности являются зерна титаномагнетита и магнетита псевдооднодоменной и многодоменной структуры, а также моноклинный пирротин.

К вулканической постройке приурочена аномалия магнитного поля ΔT_a с размахом более 600 нТл (рис. 2б).

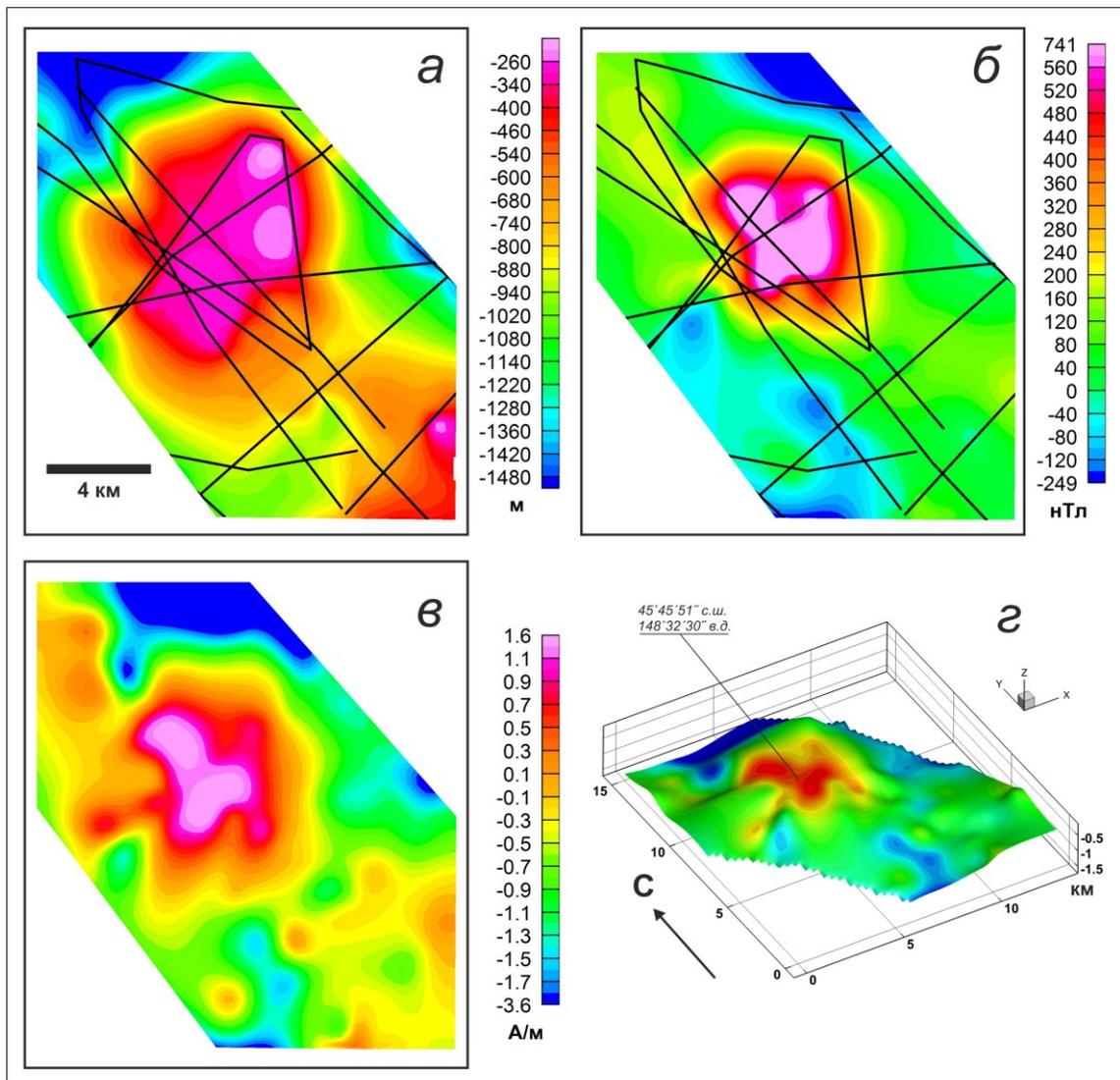


Рис. 2. Подводный вулкан 7.5: а – батиметрия; б – аномальное магнитное поле ΔT_a ; в – пространственное распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$; г – распределение эффективной намагниченности $J_{эф}$, изображенное на поверхности вулкана.

В результате интерпретации материалов гидромагнитной съемки сделано предположение о наличии в постройке подводного вулкана 7.5 подводящих каналов

северо-восточного и субмеридионального простираний на глубинах 1550 м и 3000 м, а также периферических магматических очагов на глубинах 1.5 км и 3 км [5].

Установлено, что вектор эффективной намагниченности $J_{эф}$ отклонен от вектора нормального магнитного поля Земли на 76° (рис. 3). Это говорит о том, что, как и другие подводные вулканы Курильской островной дуги [6], подводный вулкан 7.5 образовался в период геомагнитных инверсий.

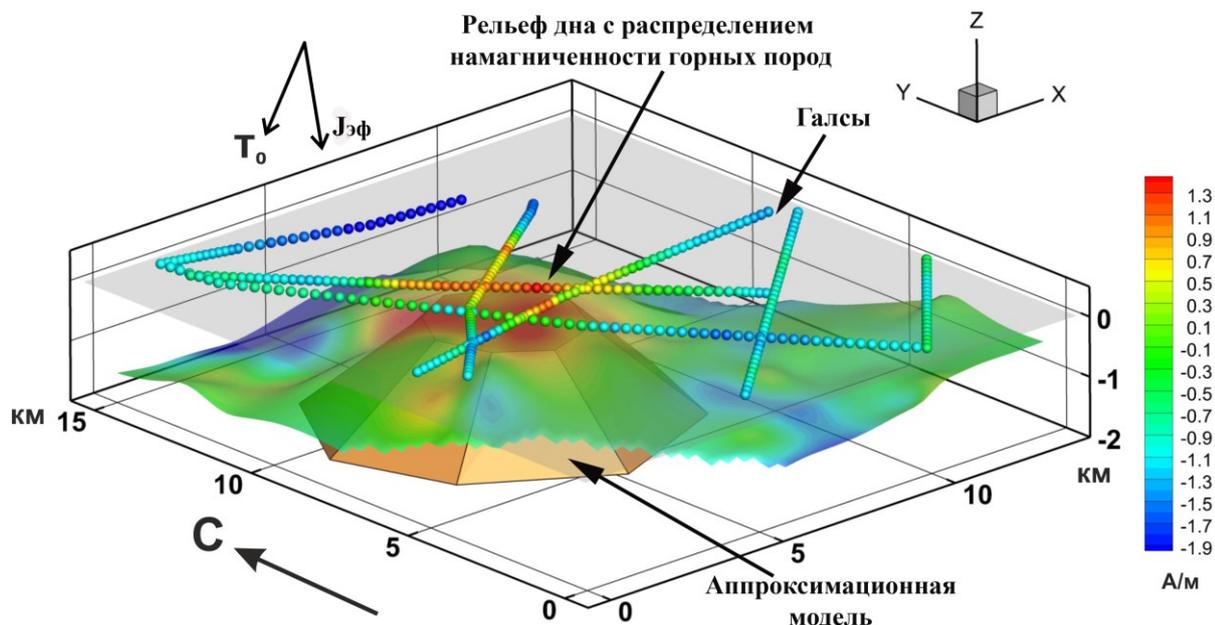


Рис. 3. Уточнение направления вектора эффективной намагниченности $J_{эф}$ подводного вулкана 7.5 с помощью программы ИГЛА [7].

Применение пакета программ структурной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий SIGMA-3D [1] показало, что наиболее намагниченной является привершинная часть подводного вулкана, где эффективная намагниченность достигает 1.6 А/м (см. рис. 2в, г). При этом среднеквадратичное отклонение за 130 итераций составило 9 нТл.

Можно предположить, что лава равномерно вытекала в северном, восточном и южном направлениях, а в западном направлении излился единичный лавовый поток.

В результате выполненных комплексных геолого-геофизических исследований получены новые данные о строении подводного вулкана 7.5, входящего в состав Северо-Итурупской группы подводных вулканов Курильской островной дуги.

Вулкан сложен крупнопорфировыми, пироксен-плаггиоклазовыми андезибазальтами и андезитами, а также кислыми пепловыми туфами.

Впервые получены данные о петромагнитных свойствах горных пород, слагающих вулканическую постройку, а в ее пределах выделены подводные каналы и периферические магматические очаги.

Установлено, что вулканическая постройка образовалась в период геомагнитных инверсий.

Список литературы

1. *Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Возможности структурно-вещественного картирования по данным магниторазведки и гравиразведки в пакете программ СИГМА-3D // Геофизический вестник. 2004. № 3. С. 11-15.
2. *Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др.* Подводные вулканы Северо-Итурупской группы (Курильская островная дуга) // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». 2021. Т. III (III). С. 46-50.

3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Геофизический мониторинг подводных вулканов Курильской островной дуги // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Научное электронное издание: Труды Восьмой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 26 сентября – 2 октября 2021 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. КФ ФИЦ ЕГС РАН. Петропавловск-Камчатский. 2021. С. 36-40.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Подводные вулканы Охотоморского склона острова Итуруп (Курильская островная дуга) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 48-й сессии Международного научного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова. Санкт-Петербург (24-28 января 2022 г.): СПб Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. С. 31-34.
5. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Новые данные о строении подводного вулкана 7.5 и подводного вулканического массива 7.11 (Курильская островная дуга) // Труды XI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU)-2022» Т. IV (IV). Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». 2022. С. 30-34.
6. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. 26. С. 5-10.
7. Блох Ю.И., Трусов А.А. Программа «IGLA» для интерактивной экспресс-интерпретации локальных гравитационных и магнитных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 34-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского. М: ИФЗ РАН, 2007. С. 36-38.
8. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

О целесообразности использования данных Камчатской сети GPS-измерений для повышения эффективности мониторинга процессов подготовки сильных камчатских землетрясений

Гаврилов В.А.¹, Полтавцева Е.В.¹, Пантелеев И.А.³, Титков Н.Н.², Бусс Ю.Ю.¹, Артамонова И.Е.¹

On the expediency of using Kamchatka GPS network data to enhance the efficiency of monitoring the processes of strong Kamchatka earthquakes preparation

Gavrilov V.A., Poltavtseva E.V., Panteleev I.A., Titkov N.N., Buss Yu.Yu., Artamonova I.E.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: kianara@mail.ru*

² *Камчатский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский*

³ *Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь*

В работе приводится сопоставление результатов комплексного скважинного мониторинга и ряда дилатации, рассчитанного по данным Камчатской сети GPS-измерений на интервале активной фазы подготовки Жупановского землетрясения.

В настоящее время подготовка регулярных (в обычном режиме – каждые две недели) заключений о текущей сейсмической опасности для района г. Петропавловск-Камчатский проводится Институтом вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на основе данных Сети комплексных скважинных измерений Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона (ППП). Основные измерения на пунктах Сети осуществляются с использованием датчиков, установленных в глубоких скважинах, что позволяет получать научные результаты, недостижимые при выполнении измерений на земной поверхности. Другой важной особенностью Сети является комплексность проводимых измерений – в настоящее время для мониторинга процессов подготовки сильных камчатских землетрясений используются данные девяти видов измерений (более 60 измерительных каналов) [5]. Как показывает многолетний опыт исследований, используемые при этом методы мониторинга хорошо дополняют друг друга, позволяя в большинстве случаев исключать неоднозначность в интерпретации получаемых результатов.

Между тем, нельзя не учитывать сложный многостадийный характер подготовки сильных землетрясений, а также важность и ответственный характер задач прогнозирования сильных камчатских землетрясений. По этим причинам в ряде случаев представляется необходимым привлечение к анализу результатов скважинного мониторинга геосреды данных других видов измерений. В этой связи, в целях оценки целесообразности использования данных Камчатской сети GPS-измерений авторами был проведен сравнительный анализ результатов комплексных скважинных измерений на ППП и данных Камчатской сети GPS-измерений, полученных во временной окрестности Жупановского землетрясения (30.01.2016 г.; $M_W=7.2$, $Re=104$ км, $H=177$ км) – наиболее сильного с 2000 г. сейсмического события по величине отношения длины очага землетрясения к гипоцентральному расстоянию. На рис. 1 представлены результаты электромагнитных и геоакустических скважинных измерений (скважина Г-1 ППП) в сравнении с временным рядом дилатации, данные которого отражают относительные изменения площади треугольника, составленного из пунктов Петропавловского сегмента Камчатской сети GPS-измерений (см. рис. 3). Предполагается, что изменения дилатации в определенной мере обусловлены воздействием деформационных процессов, связанных с подготовкой Жупановского землетрясения. Положительные значения дилатации указывают на растяжение геосреды в зоне измерений, отрицательные – на ее сжатие. Из представленных на рис. 1 данных можно видеть, что начало активной фазы – временного интервала, для которого характерны аномально быстрые и значительные изменения напряженно-

деформированного состояния (НДС) геосреды в зоне измерений, связанные с подготовкой землетрясения – относятся к началу марта 2015 г. Характер изменений данных электромагнитных (рис. 1а) и геоакустических (рис. 1б) скважинных измерений в районе ППП на начальной стадии активной фазы (стадия II, март – середина сентября 2015 г.) соответствует сжатию геосреды в районе ППП [5].

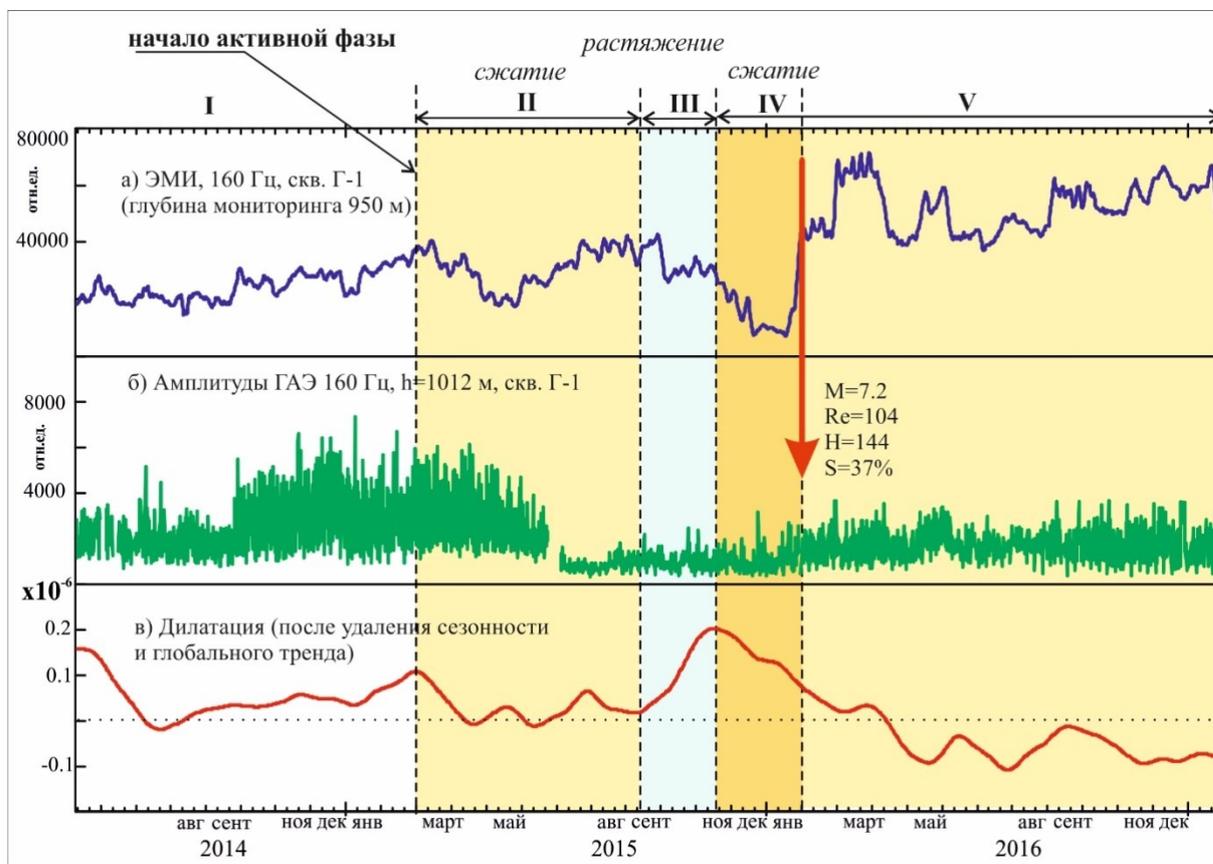


Рис. 1. Данные электромагнитных (а) и геоакустических (б) скважинных измерений в районе ППП в сравнении с рядом дилатации (в).

Данные по изменениям дилатации (рис 1в) на стадии II также указывают на относительное сжатие геосреды в зоне Петропавловского сегмента Камчатской сети GPS-измерений. По характеру изменений на последующих стадиях (стадии III и IV) данные по изменениям дилатации также соответствуют данным скважинных измерений.

В рамках проводимых исследований были сделаны количественные теоретические оценки величин деформаций на интервале активной фазы Жупановского землетрясения для района ППП. Для расчетов была использована модель консолидации И.П. Добровольского [1]. Согласно этой модели, очаг будущего землетрясения представляет собой шаровую неоднородность упругих свойств радиуса R в упругом полупространстве, залегающую на глубине H (глубина землетрясения); $R=10^{0.44M-1.696}$, км [3]; M – магнитуда события, вычисленная по сейсмическому моменту.

Размер полученной в процессе решения зоны растяжения/сжатия может дать представление о возможном гипоцентральной расстоянии, на котором изменения геофизических полей будут достаточно значимыми для краткосрочного прогнозирования сильных сейсмических событий (согласно модели, это значения деформации, превышающие пороговый уровень приливных деформаций 10^{-8}). Кроме того, становится возможным проведение количественной оценки деформаций перед сильным событием непосредственно в зоне расположения пунктов комплексного скважинного мониторинга. Необходимо отметить, что в случае упругопластических

свойств геосреды для землетрясений с промежуточной глубиной очага, к которым относится Жупановское событие, количественные оценки деформации по модели И.П. Добровольского будут оценками снизу (минорантными оценками) [2]. В рамках выбранной модели принимается гипотеза о том, что область подготовки очага будущего землетрясения (шаровая неоднородность) отличается от окружающих ее пород только модулем сдвига. Тогда возмущение НДС геосреды, вызванное появлением неоднородности упругих свойств, задается решением задачи Эшелби о шаровой неоднородности в упругом полупространстве [4] – выражением для объемной деформации упругого полупространства с шаровой неоднородностью, полученным в работе [6]:

$$\varepsilon = 2(1 - 2\nu)Gxy \left(\left[\frac{1}{r_1^5} \right] + \frac{3-4\nu}{r_2^5} - \frac{10H(z+H)}{r_2^7} + 2R^2 \left(\frac{7(z+H)^2}{r_2^9} - \frac{1}{r_2^7} \right) \right). \quad (1)$$

Здесь $G = \frac{\alpha\tau R^3}{2\pi\mu(1-\nu)}$, $r_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + (z - H)^2}$, $r_2 = \sqrt{x^2 + y^2 + (z + H)^2}$, α – относительное изменение модуля сдвига в неоднородности; μ – модуль напряжения сдвига среды, Па; ν – коэффициент Пуассона; τ – касательные напряжения на бесконечности, Па; H – глубина землетрясения, км; R – радиус неоднородности. Слагаемое в квадратных скобках имеет место только вне однородности.

Кроме вышеуказанных параметров, в выражении (1) используется напряжение сдвига $\mu=200$ МПа. На рис. 2 показаны изоповерхности такого решения, имеющие сложную форму, навязанную земной поверхностью, свободной от напряжений, и симметричные относительно двух биссекторных плоскостей октантов 5-7 и октантов 6-8. Решение в соседних плоскостях, описывающее объемную деформацию сжатия и расширения, отличается только знаком. Полученный линейный размер одного из «лепестков» изоповерхности объемной деформации $\varepsilon=\pm 10^{-7}$ (см. рис. 2) составляет около 169 км. При этом эпицентральное расстояние до скважины Г-1 ППП для Жупановского землетрясения составляет 104 км.

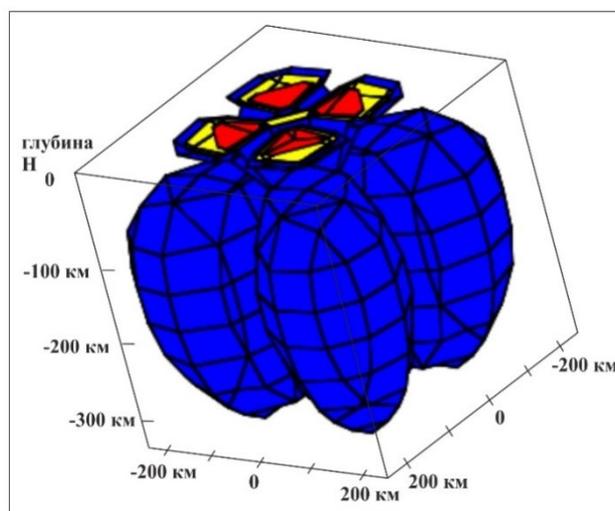


Рис. 2. Изоповерхности объемной деформации для величин деформации $\pm 10^{-7}$ (синий), $\pm 2 \cdot 10^{-7}$ (желтый), $\pm 3 \cdot 10^{-7}$ (красный).

Как можно видеть на рис. 3, район ППП на интервале активной фазы находился в зоне относительного сжатия с деформациями от $-3.5 \cdot 10^{-7}$ до $-2 \cdot 10^{-7}$.

Полученные оценки величины деформации совпадают с амплитудой ряда дилатации на заключительной стадии подготовки землетрясения (стадии IV на рис. 1) и более чем на порядок превышают пороговые значения $\pm 10^{-8}$.

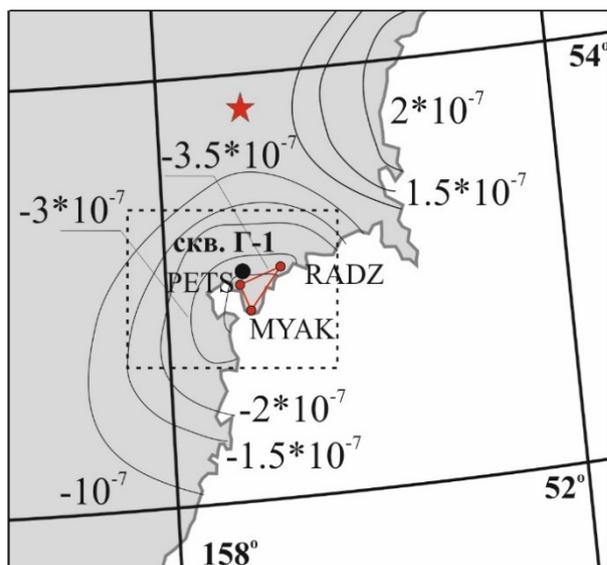


Рис. 3. Изолинии на земной поверхности объемной деформации $\pm 10^{-7}$, $\pm 1.5 \cdot 10^{-7}$, $\pm 2 \cdot 10^{-7}$, $\pm 3 \cdot 10^{-7}$ и $\pm 3.5 \cdot 10^{-7}$. Пунктиром обозначена зона ПП. Звездочкой обозначен эпицентр Жупановского землетрясения. Черный кружок – расположение скважины Г-1. PETS, RADZ, MYAK – пункты Петропавловского сегмента Камчатской сети GPS-измерений, по данным которых строился ряд дилатации.

Полученные результаты показывают, что привлечение данных Камчатской сети GPS-измерений целесообразно для повышения эффективности Сети мониторинга процессов подготовки сильных близких камчатских землетрясений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-27-00352).

Список литературы

1. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240 с.
2. Ребецкий Ю.Л., Лермонтова А.С. О проблеме дальнедействующего влияния очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2018. № 5. С. 1-14.
3. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. М.: Наука. Исследования по физике очага землетрясения, 1976. С.9-18.
4. Eshelby J.D. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems // Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1957. V. 241. № 1226. P. 376-396. <http://doi.org/10.1098/rspa.1957.0133>
5. Gavrilov V.A., Deshcherevskii A.V., Vlasov Y.A. et al. Network of multidisciplinary borehole measurements at the Petropavlovsk-Kamchatsky geodynamic testing area // Seismic Instruments. 2022. V. 58. P. 121-138. <https://doi.org/10.3103/S0747923922020050>
6. Panteleev I.A., Poltavceva E.V., Mubassarova V.A., Gavrilov V.A. Perturbation of the stress-strain state of an elastic half-space by the spherical inhomogeneity of elastic properties under shear in horizontal plane taking account of gravitational forces // PNRPU Mechanics Bulletin. 2017. № 4. P. 138-153. <https://doi.org/10.15593/perm.mech/2017.4.10>

Механизмы очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской

Лемзиков М.В.

Focal mechanisms of volcanic-tectonic earthquakes of Klyuchevskoy volcano

Lemzikov M.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: lemzikov@kscnet.ru

В работе выполнено определение механизмов очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской. Использовались волновые формы сейсмограмм, зарегистрированные Ключевской сетью радиотелеметрических сейсмических станций, установленных на конусе, вблизи и вокруг вулкана. Механизмы очагов определялись по полярностям *P*-волн.

Введение

Ключевская группа вулканов расположена на полуострове Камчатка в северной части Центрально-Камчатской депрессии [2, 8]. Она состоит из вулканов Ключевской, Безымянный, Ушковский, Крестовский и вулканов Толбачинского массива (вулканов Острый, Плоский Толбачик, и Толбачинского дола). Самый северный вулкан в Центральной Камчатской депрессии – вулкан Шивелуч. К югу от Ключевской группы вулканов расположен вулкан Кизимен. Тип извержений Ключевского вулкана – эффузивно-эксплозивный. Постройка вулкана Ключевской сложена лавовыми потоками, пеплами и шлаками. В постройке вулкана пепловые и шлаковые слои сложно перемежаются с интрузивными телами и погребенными лавовыми потоками. Расположение Ключевской радиотелеметрической сейсмической сети станций вблизи вулканов, на их конусах и вокруг Северной группы вулканов позволяет определить механизмы очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской.

В данной работе поставлена цель определить параметры механизмов очагов сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской и сопоставить «визуально» на экране компьютера по дате механизмы очагов с плоско-ориентированными кластерами.

Исходные данные

В работе использовались волновые формы сильных вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской. Они выбирались из архива Камчатского Филиала Федерального Исследовательского Центра «Единая геофизическая служба РАН» (КФ ФИЦ ЕГС РАН) [6]. Глубины выбранных землетрясений – от 0 до 20 км, энергетический класс $K_{S1,2}^{\phi 68}$ – не ниже седьмого [7].

Регистрация вулcano-тектонических землетрясений выполнена Ключевской радиотелеметрической сетью сейсмических станций (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленных на конусе, вблизи и в окрестностях Северной группы вулканов. Это станции Байдарная (BDR), Семкарок (SMK), Сорокина (SRK), Цирк (CIR), Логинов (LGN), Крестовский (KRS), Ключи (KLY), Безымянный (BZM), Безымянный – Грива (BZG), Безымянный – Запад (BZW), Срединный (SRD), Зеленая (ZLN), Киришева (KIR), Козыревск (KOZ), Каменистая (KMN) (рис. 1).

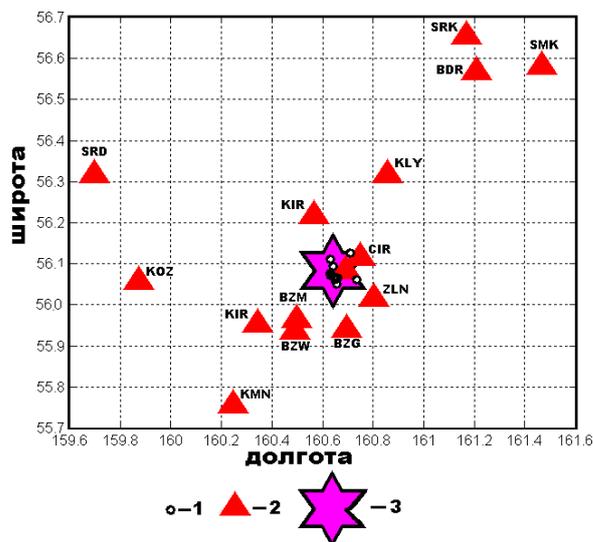


Рис. 1. Карта района исследования.
 1 – эпицентры вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской, рассмотренных в работе;
 2 – радиотелеметрические сейсмические станции;
 3 – вершина вулкана Ключевской.

Рассмотренные в работе вулcano-тектонические землетрясения вулкана Ключевской были относительно сильными событиями, поэтому они были хорошо зарегистрированы на 15-ти станциях (записи представлены четкими вступлениями *P* и *S* сейсмических волн). Они относятся к I типу вулканических землетрясений по классификации П.И. Токарева [5] (рис. 2).

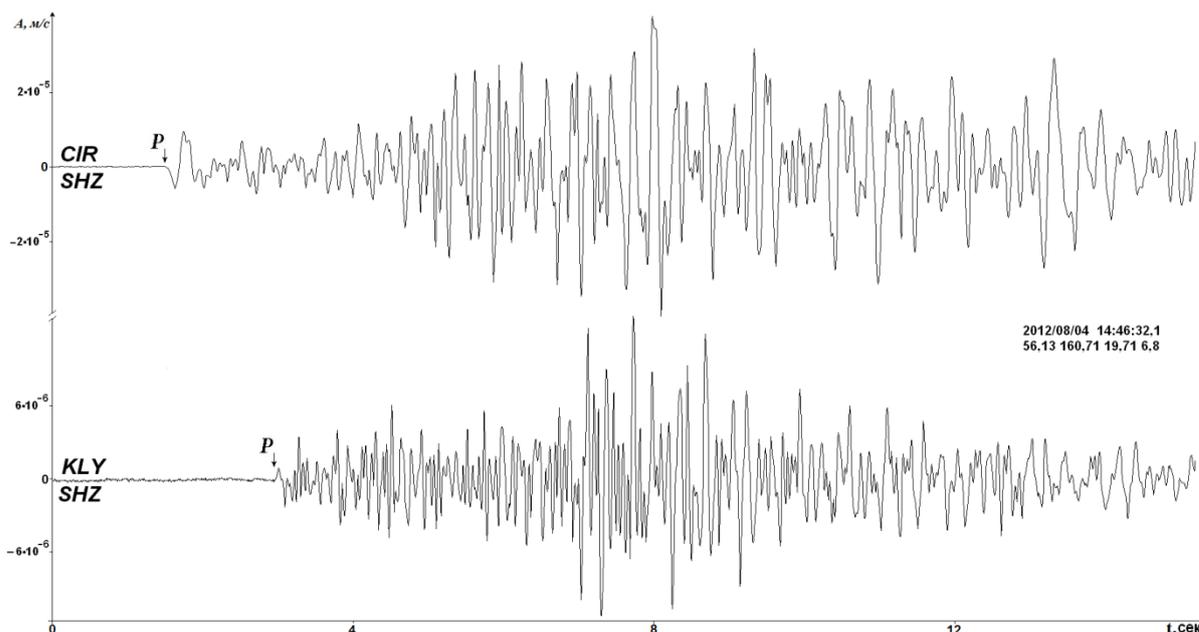


Рис. 2. Примеры волновых форм вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской, зарегистрированных вертикальными сейсмическими каналами станций Цирк (CIR) и Ключи (KLY).

На всех радиотелеметрических сейсмических станциях установлен трехкомпонентный короткопериодный канал для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (SHZ) и два горизонтальных (SHE, SHN), и дополнительно еще одна вертикальная компонента для регистрации скорости смещений грунта с повышенным уровнем чувствительности (ENZ).

Метод

Имеются разные методы для определения механизмов очагов землетрясений. Широко известны комплексы программ под названием FPFIT, FPPLOT [9] и др., разработанные во второй половине XX века по идеям работы [1]. Алгоритмы,

инструкции, описание и тексты этих программ доступны для специалистов на различных сайтах (например: <http://www.usgs.gov/>).

На основе созданного алгоритма [9] в работе [4] был разработан комплекс программ для определения параметров и построения механизмов очагов вулканотектонических землетрясений. Для таких событий можно определять только полярности первых вступлений *P*-волн (рис. 2).

Для определения механизмов очагов землетрясений необходимы: 1) полярности первых вступлений *P*-волн; 2) географические координаты станций и очага; 3) эпицентральные расстояния и азимуты из очагов на станции; 4) углы выхода сейсмических волн на станциях. Все эти измерения влияют на точность определения механизмов очагов. Чем больше количество станций, тем точнее определение механизмов очагов. Вычисления углов выхода сейсмических волн на станциях выполнялись с использованием скоростной модели среды, которая применяется на Камчатке для определения географических координат очагов землетрясений и включает слои выше уровня моря. Учет вертикальных и горизонтальных особенностей скоростной модели при конкретном положении очага землетрясения и станции выполнялся за счет разбиения среды на мелкие горизонтальные блоки с конкретными значениями скоростей сейсмических волн.

Механизмы очагов вулканотектонических землетрясений вулкана Ключевской

Следует отметить, что не все волновые формы вулканотектонических землетрясений вулкана Ключевской подходят для определения механизмов очагов. На некоторых цифровых сейсмограммах волновые формы вулканотектонических землетрясений едва видны на фоне помех. Поэтому использовались только такие сейсмограммы вулканотектонических землетрясений, у которых волновые формы имеют четкие вступления *P*-волн на фоне помех.

В результате были получены 14 механизмов очагов сильных вулканотектонических землетрясений вулкана Ключевской. Механизмы очагов, полученные в данной работе, показаны в таблице.

Таблица. Механизмы очагов вулканотектонических землетрясений вулкана Ключевской

№	Дата	Time (UTC)	Координаты очага			К	Механизм очага			
			φ, с.ш.	λ, в.д.	Н, км		STR	DIP	RAKE	
1	2008/04/19	11:29:07.1	56.06	160.74	2.2	6.8	53	73	-136	
2	2008/05/08	23:39:52.2	56.05	160.66	8.5	7.0	62	67	129	
3	2008/07/04	06:02:17.1	56.09	160.64	16.2	6.9	74	73	-109	
4	2008/07/30	20:15:29.1	56.07	160.65	5.6	7.1	32	63	-115	
5	2008/08/10	22:37:29.1	56.07	160.64	10.8	8.2	334	48	-134	
6	2008/08/29	06:27:08.4	56.06	160.65	11.6	8.3	265	61	-143	
7	2012/08/04	14:46:32.1	56.13	160.71	19.7	6.8	60	63	-154	
8	2012/12/03	04:08:21.2	56.11	160.63	13.9	6.7	231	51	166	
9	2012/12/06	17:32:02.0	56.07	160.63	3.8	7.1	290	57	-176	
10	2013/02/27	19:31:58.0	56.07	160.63	5.3	6.8	85	55	176	
11	2013/03/10	18:28:02.2	56.07	160.63	3.4	6.8	80	59	-170	
12	2013/03/12	06:39:01.6	56.07	160.63	3.3	7.4	10	51	-179	
13	2013/03/29	22:38:20.4	56.07	160.66	3.6	6.8	126	72	-118	
14	2013/04/05	09:15:48.6	56.07	160.63	4.1	7.9	337	59	-150	

Сопоставление ориентации плоско-ориентированных кластеров и механизмов очагов вулcano-тектонических землетрясений

Анализ локальной сейсмичности в пределах Северной группы вулканов в период 2000-2020 гг. позволяет выявить плоско-ориентированные кластеры, интерпретируемые как процесс внедрения даек и силлов (магматического фразинга).

Выявление плоско-ориентированных площадок выполнено с помощью программы Frac-Digger [3].

Параметры механизмов очагов сравнивались «визуально» по дате с плоско-ориентированными кластерами вулканических землетрясений Северной группы вулканов. В результате выборки и сопоставления с датами механизмов очагов были получены наиболее подходящие номера плоско-ориентированных кластеров № 573, № 583 (дата 2008/04/19) и № 813 (дата 2012/08/04).

Выводы

На примере вулкана Ключевской опробован метод определения механизмов очагов землетрясений с использованием поляризации первых вступлений *P*-волн. Определены механизмы очагов вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской.

Визуализация и сопоставление по дате механизмов очагов вулcano-тектонических землетрясений с плоско-ориентированными кластерами показало небольшое совпадение полученных в работе механизмов очагов с плоско-ориентированными кластерами.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00127, <https://rscf.ru/project/23-27-00127/>.

Список литературы

1. *Введенская А.В.* Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1956. № 3. С. 34-47.
2. *Иванов Б.В., Балеста С.Т.* Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. 149 с.
3. *Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А.* Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, связанная с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, 2008-2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 1-8.
4. *Лемзиков В.К., Лемзиков М.В.* Изучение механизмов очагов слабых вулканических землетрясений в период подготовки и извержения вулкана Корякский (2008-2009 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2015. № 6. С. 34-43.
5. *Токарев П.И.* Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
6. *Чеброва А.Ю., Чемарев А.С., Матвеев Е.А и др.* Единая информационная система сейсмологических данных в Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН: принципы организации, основные элементы, ключевые функции // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 66-91.
7. *Федотов С.А.* Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
8. *Хренов А.П., Двигало В.Н., Кирсанов И.Т. и др.* Ключевской вулкан // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 106-153.
9. *Reasenber P., Oppenheimer D.* FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1985. № 85-739. 109 p.

Деформации земной поверхности на Усть-Камчатском геодинамическом полигоне в 2014-2022 гг.

Миронов И.К.

Deformations of the earth's surface at the Ust-Kamchatsky geodynamic test site in 2014-2022

Mironov I.K.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: taliks123@mail.ru

По данным геодезических измерений и вычисленных на их основе инвариантных компонентах деформации показано сжатие земной поверхности на Усть-Камчатском геодинамическом полигоне в северо-западном направлении в 2014-2022 гг.

С целью изучения геодинамических процессов в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг Предприятием № 2 (ныне АО ДВ АГП) был создан Усть-Камчатский геодинамический полигон на основе фрагмента государственной триангуляции 1971-1973 гг. и нивелирных ходов 1975-1978 гг. В 1980 и 1986 гг. на полигоне были выполнены повторные линейно-угловые измерения [1].

К 2014 г. схема геодезических измерений на Усть-Камчатском геодинамическом полигоне имела вид (рис. 1), где пункты UKAM и KBG (KBG1) являются постоянно действующими пунктами сети КАМNET КФ ФИЦ ЕГС РАН, а на остальных пунктах проводятся дискретные измерения 1 раз в год.

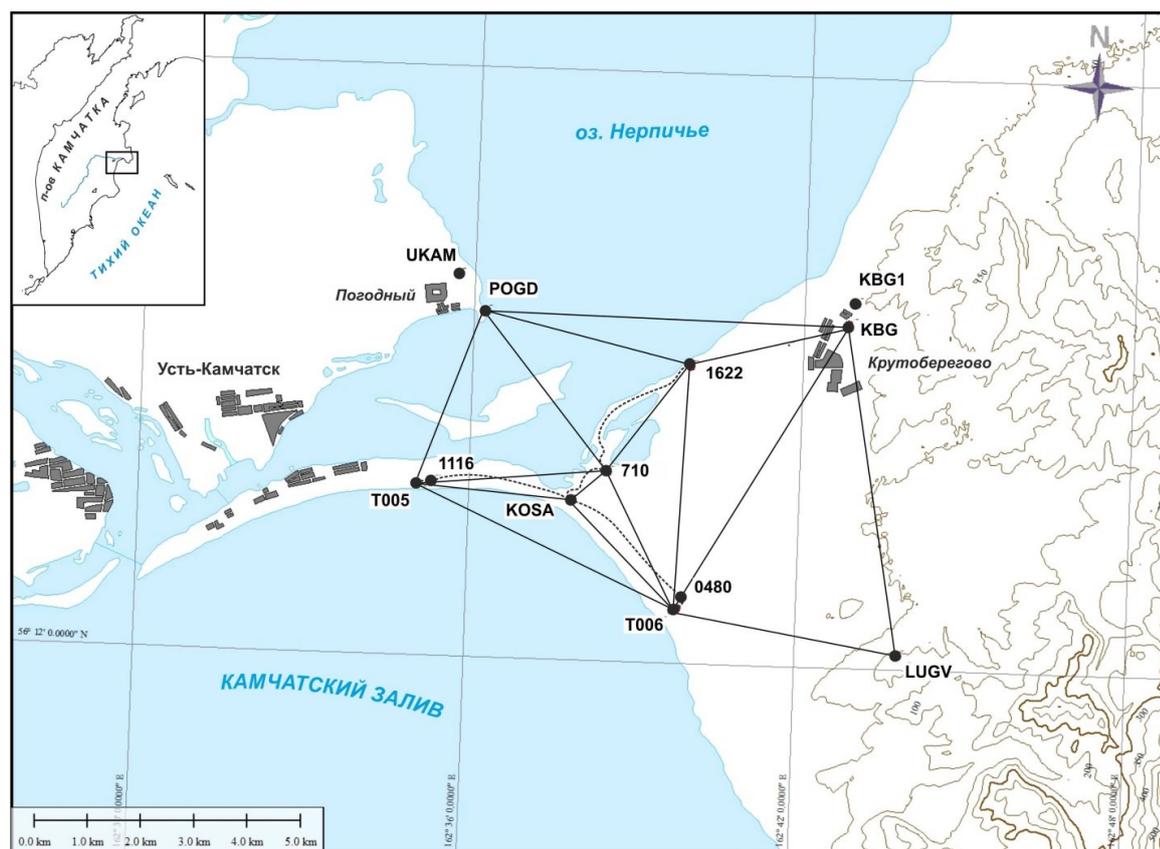


Рис. 1. Схема расположения пунктов (черные кружки) установки спутниковых геодезических приемников и главных определяемых наклонных расстояний (сплошные линии), и нивелирных ходов (пунктирные линии) на побережье Камчатского залива вблизи пос. Усть-Камчатск.

В наблюдениях использовались двухчастотные GPS/ГЛОНАСС приемники Leica Geosystems GR10 с антеннами LEIAR 10 и LEIAR 25. Сигналы регистрировались с

интервалом 30 сек в течение 2 суток, угол отсечки видимых спутников составлял 15 градусов.

Все циклы наблюдений обрабатывались в программном продукте Leica Geo Office (LGO) с использованием финальных эфемерид службы International GNSS Service (IGS), вычислением ионосферной задержки по двухчастотным наблюдениям и тропосферной задержки по модели Хопфилд. В результате вычислены геодезические координаты пунктов сети, а также наклонные расстояния и превышения между ними.

Из наблюдаемых пунктов по алгоритму триангуляции Делоне была построена сеть треугольников. Далее по разностям координат пунктов, определенных в разные годы спутниковыми приемниками, вычислены в относительной мере инвариантные компоненты деформации: плоская дилатация – изменение площадей треугольников; направления и величины главных осей плоской деформации E_1 и E_2 . Дилатации и векторы смещений пунктов показаны на рис. 2.

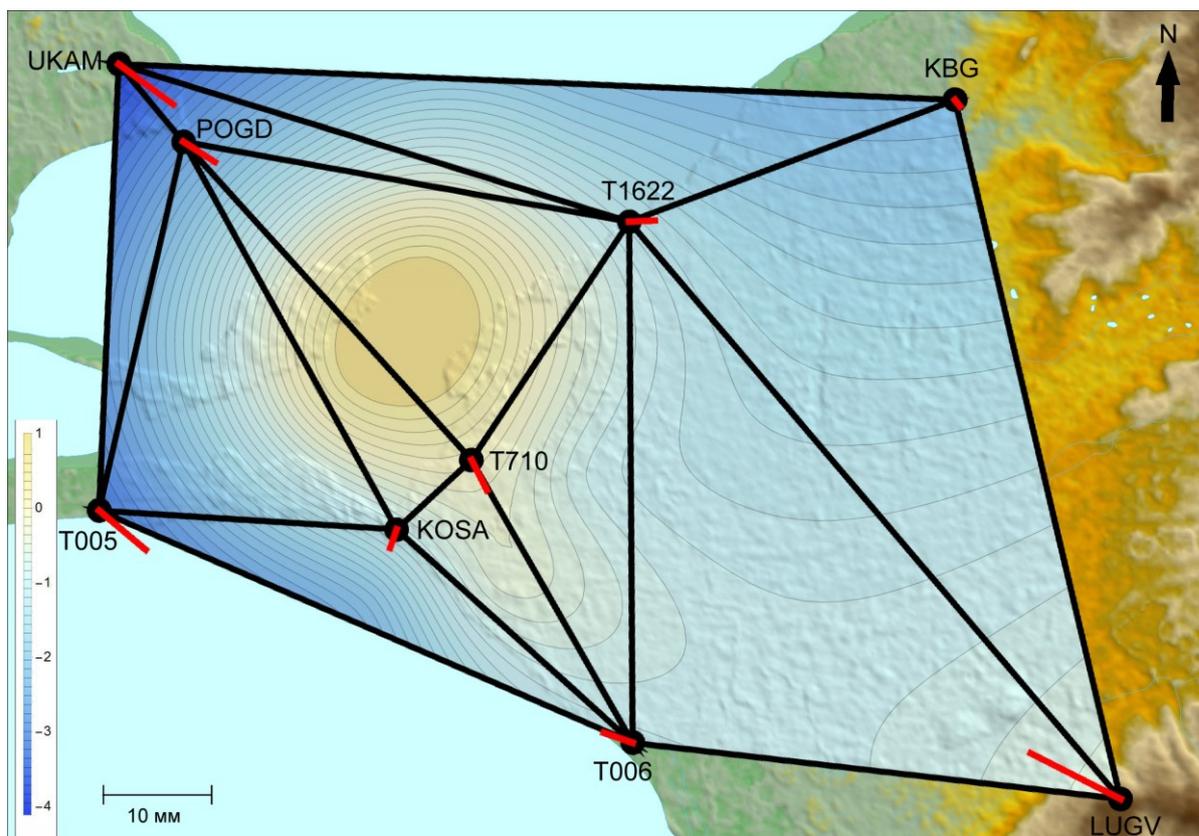


Рис. 2. Дилатации (изменение площади замкнутых фигур) в ед. 10^{-6} с 2014 по 2022 гг. Синим цветом отмечено сжатие, желтым – растяжение. Красным цветом показаны вектора смещений пунктов за этот период.

Выявленные за 9 лет изменения, в нашем случае сокращение, наклонных расстояний превышают двойную погрешность их определения. Построенные карты дилатаций показывают сжатие земной поверхности в северо-западном направлении в зоне Усть-Камчатского геодинамического полигона за период наблюдений.

Список литературы

1. Шароглазова Г.А., Ставров В.Н. Деформации земной поверхности, выявленные по геодезическим данным 1970-1986 гг., и сильные землетрясения в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 102-110.

Новые данные об Усть-Камчатском землетрясении 14 апреля 1923 г. по результатам палеосейсмологических исследований

Пинегина Т.К.

New data on April 14, 1923 Ust-Kamchatsk earthquake by the results of paleoseismological study

Pinegina T.K.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: pinegtk@yandex.ru

В ходе палеосейсмологических исследований на побережье Камчатского залива были выявлены погребенные уступы размыва, свидетельствующие о периодических вертикальных косейсмических опусканиях. С помощью метода тефрохронологии установлено, что последнее опускание произошло в 1923 г., вероятнее всего, во время апрельского землетрясения.

Введение

В 1923 г., в эпоху становления инструментальных сейсмологических наблюдений в мире, вдоль северного отрезка Курило-Камчатской зоны субдукции произошли три сильных землетрясения, два из которых вызвали катастрофические цунами [2, 4]. Эпицентр первого землетрясения, 4 февраля 1923 г. с магнитудой $M_w=8.5-8.7$, ориентировочно располагался к востоку от полуострова Шипунского, в точке с координатами 53.0° с.ш., 161.0° в.д. [1], рис. 1. Землетрясение вызвало разрушительное цунами на побережье Кроноцкого и Авачинского заливов [2, 4, 6]. В Камчатском заливе это цунами также было отмечено, однако свидетели не описывали каких-либо разрушений на рыбоконсервных заводах и в с. Усть-Камчатск (в 1923 г. поселок Усть-Камчатск был селом), кроме смытой цунами кладовой на заводе Цуцуми, расположенной на берегу. Землетрясение сопровождалось разжижением донных отложений в Халактырском озере, необратимым повышением уровня воды в р. Калыгирь [4], что подтверждает положение очага напротив Кроноцкого залива и Шипунского полуострова и свидетельствует о косейсмическом опускании побережья в южной части Кроноцкого залива.

Эпицентр второго землетрясения, 24 февраля 1923 г. с магнитудой $M_w=7.4-7.7$, располагался в Камчатском заливе, в точке с координатами 55.0° с.ш., 162.4° в.д. [1]. Судя по тому, что это землетрясение не вызвало цунами и что в с. Усть-Камчатск оно ощущалось всего в 5-6 баллов, вероятно в оценке магнитуды и/или положения очага есть неточность.

Третье землетрясение произошло 14 апреля 1923 г. Оценочная магнитуда $M_w=7.4-8.2$, положение эпицентра – 55.4° с.ш., 162.8° в.д. Землетрясение вызвало 9-балльные сотрясения в с. Усть-Камчатск и огромное цунами (11 м в районе Усть-Камчатска и ~20 м к югу, примерно до мыса Шубертова) [2, 4]. И первое, и третье землетрясение вызвали 4-метровые цунами на о. Беринга, а также были зафиксированы мареографами и очевидцами на Гавайях, в Японии, в Калифорнии и Канаде.

Идентифицировать отдельно февральское и апрельское цунами по их отложениям, и таким образом выявить протяженность зоны охваченного цунами побережья для уточнения магнитуды и положения очагов, не представляется возможным. С палеосейсмологической точки зрения, все события интерпретируются по их геологическим следам как одно мегаземлетрясение [5].

Несоответствие магнитуды землетрясения (нижний порог 7.4) и высоты цунами вызвало ряд спекуляций. Так, например, в работе [8] предполагается, что апрельское цунами было сгенерировано подводным оползнем, несмотря на то, что оползневые цунами, как правило, имеют недостаточно энергии для распространения через весь Тихий океан. Во время проведения исследований на побережье Камчатского залива были получены палеосейсмологические данные о вертикальных косейсмических деформациях, которые в условиях Камчатки характерны для типично субдукционных

землетрясений, происходящих на малых глубинах (до ~50 км) с очагами, расположенными вблизи желоба, и большими магнитудами (порядка 8 и выше) [7].

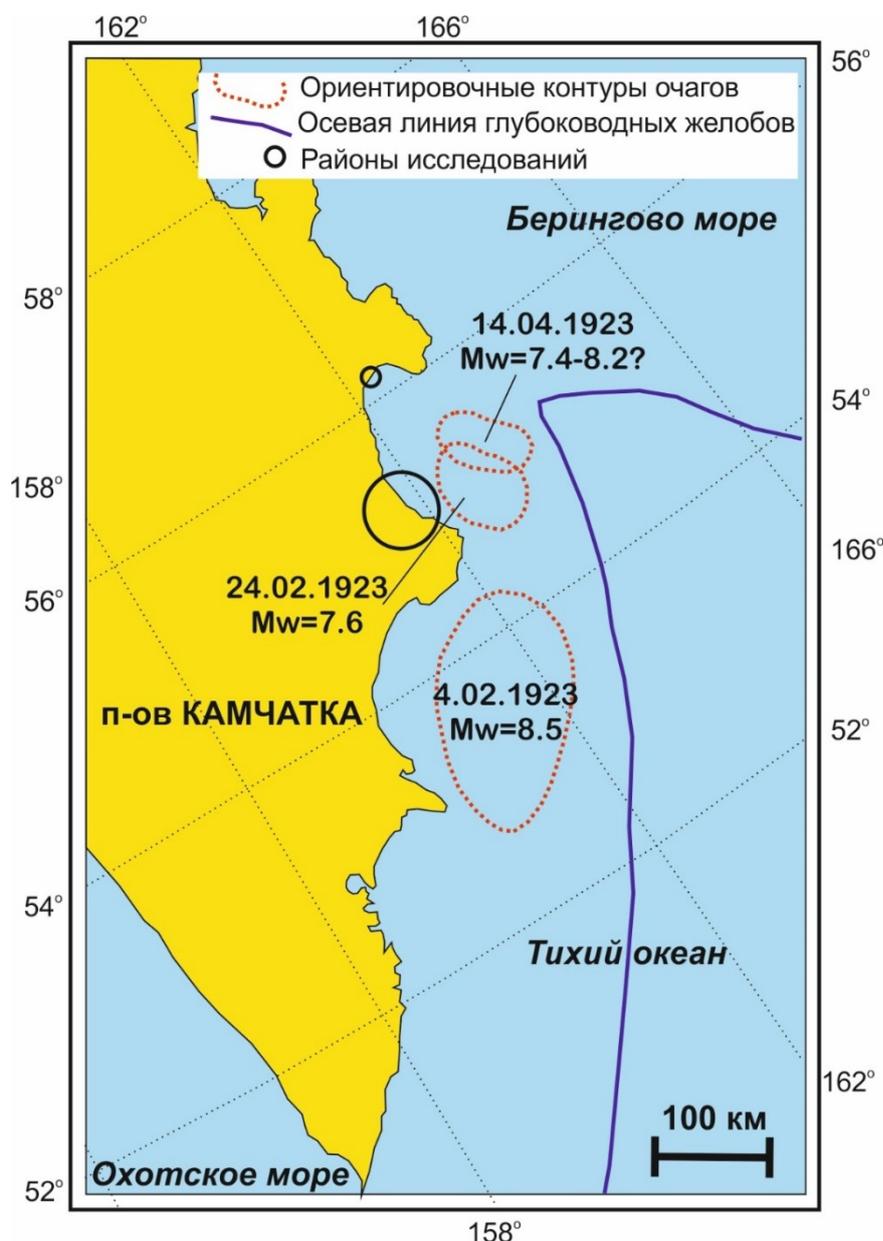


Рис. 1. Положение очагов землетрясений 1923 г. по [1] и районы изучения отложений цунами и вертикальных косейсмических деформаций на побережье Камчатского залива [3, 5].

Методы исследований

Во время полевых исследований на побережье были измерены топографические профили через береговые валы перпендикулярно береговой линии, описаны геологические разрезы аккумулятивных морских террас. Одной из задач было выявление геологических следов голоценовых вертикальных косейсмических деформаций, которые находят отражение как в характере топографического профиля, так и в строении аккумулятивных террас. Так, после косейсмического опускания побережья происходит частичный размыв морской террасы, после завершения размыва уступ перекрывается молодыми штормовыми отложениями, а молодой береговой вал оказывается более высоким, чем древние валы. Чем сильнее был размыв террасы, тем большей является разница в возрасте между сохранившейся древней частью террасы и молодым береговым валом [7]. Возраст террас и береговых валов определялся с помощью метода тефрохронологии (по горизонтам вулканических пеплов).

Полученные результаты

По характеру восьми измеренных топографических профилей было выявлено, что центральная и северная части побережья Камчатского залива во время сильнейших землетрясений испытывают опускание. В результате древние береговые валы оказались опущены относительно молодых. За последние ~3500 лет было выявлено три этапа косейсмических опусканий с суммарной амплитудой 3.5-4 м, в среднем 1.2-1.3 м за одно событие. Амплитуда опусканий для разных событий различна, т.к. это зависит от планового положения очага относительно побережья, его ширины и магнитуды землетрясения.

В почвенно-пирокластическом чехле (ППЧ) в центральной части побережья Камчатского залива присутствует тефра вулкана Безымянный, извержение 1955-1956 гг., и вулкана Ксудач (Конус Штюбеля), извержение 1907 г. [5]. В северной части побережья залива в ППЧ есть тефра извержения вулкана Шивелуч 1964 г. и исторического извержения вулкана Ключевской, предположительно 1878 г. [3]. Тефра этих извержений позволила уверенно идентифицировать отложения трех недавних цунами (1997 г. – от Кроноцкого землетрясения, 1960 г. – от Чилийского, и 1923 г. – предположительно от Усть-Камчатского). Характер топографии и наличие погребенного уступа размыва (рис. 2) позволяют полагать, что апрельское землетрясение 1923 г. сопровождалось косейсмическим опусканием более 1 м в центральной части побережья и около 0.4-0.5 м к югу от с. Усть-Камчатск.

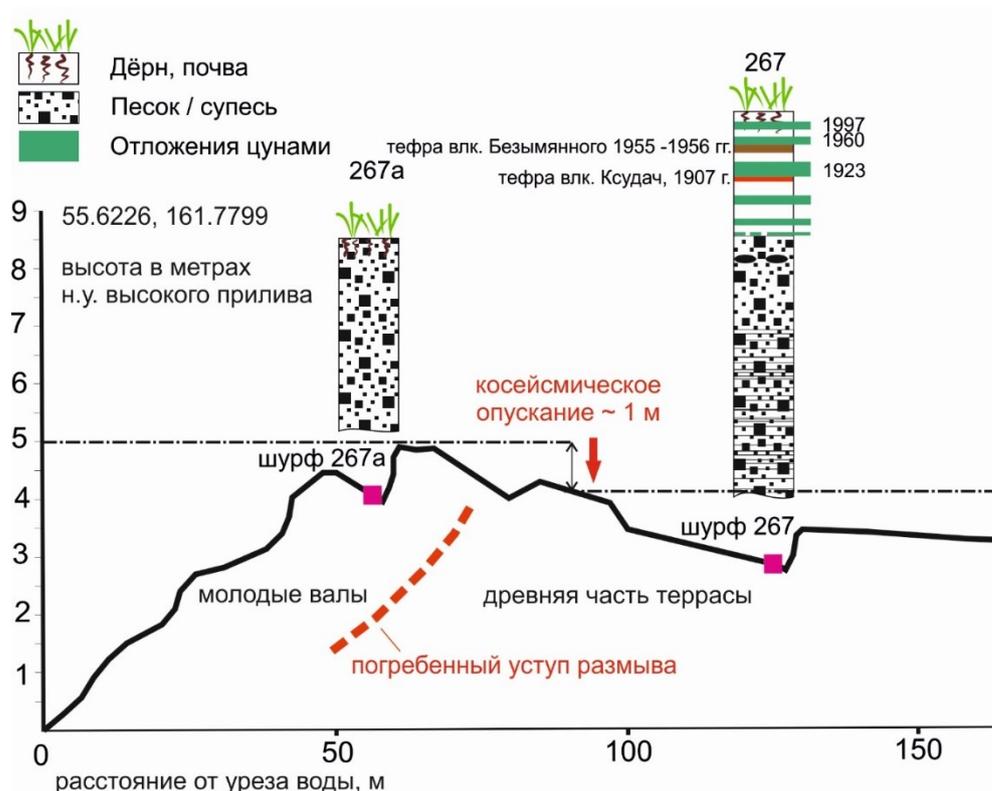


Рис. 2. Фрагмент одного из топографических профилей с шурфами и геологической интерпретацией следов косейсмических опусканий.

В пользу опускания свидетельствует также погибший прямостоящий лес (сухие стволы) на дальних от уреза береговых валах в районе устьев рек Андриановка, Быстрая, Сторож – классический пример влияния поднятия относительного уровня грунтовых вод на древесную растительность.

Косвенным подтверждением опускания суши во время Усть-Камчатского землетрясения 1923 г. являются описания очевидцев, отметивших необычные приливы в устье реки Камчатка после цунами [4].

Выводы

Полученные в ходе экспедиционных работ на побережье Камчатского залива данные указывают на то, что Усть-Камчатское землетрясение 14 апреля 1923 г. вызвало не только катастрофическое цунами, но и крупноамплитудное косейсмическое опускание в центральной и северной частях побережья. Это свидетельствуют о том, что очаг располагался на небольшой глубине (до 50 км) вблизи желоба, землетрясение относится к субдукционному типу, его магнитуда, скорее всего, была ближе к максимальной величине ($M_w \sim 8.2$), определенной сейсмологами.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00069 (руководитель А.И. Кожурин).

Список литературы

1. Гусев А.А. Сильные землетрясения Камчатки: расположение очагов в инструментальный период // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 39-42.
2. Заякин Ю.Я., Лучинина А.А. Каталог цунами на Камчатке. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987. 50 с.
3. Пинегина Т.К., Кожурин А.И., Пономарева В.В. Оценка сейсмической и цунамиопасности для поселка Усть-Камчатск (Камчатка) по данным палеосейсмологических исследований // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 138-159.
4. Соловьев С.Л., Ферчев М.Д. Сводка данных о цунами в СССР // Бюллетень совета по сейсмологии. Проблема цунами. 1961. № 9. С. 23-55.
5. Bourgeois J., Pinnegar T.K. The 1997 Kronotsky earthquake and tsunami and their predecessors, Kamchatka, Russia // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2018. V. 18. № 1. P. 335-350.
6. Pinnegar T.K., Bazanova L.I., Zelenin E.A. et al. Holocene tsunamis in Avachinsky Bay, Kamchatka, Russia // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. P. 1485-1506.
7. Pinnegar T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I. et al. Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 233. Art. 106171. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106171>
8. Salaree A., Okal E.A. The «tsunami earthquake» of 13 April 1923 in Northern Kamchatka: Seismological and hydrodynamic investigations // Pure and Applied Geophysics. 2018. V. 175. P. 1257-1285.

Долгосрочный сейсмический прогноз на II 2023–I 2027 гг. Концепция методики мониторинга геофлюидодинамических процессов региона на основе плоскоориентированных кластеров

Соломатин А.В., Солдатова П.Д.

Long-term seismic forecast for II 2023–I 2027. Concept of methodology for monitoring of geofluidodynamic processes in the region based on plane-oriented clusters

Solomatina A.V., Soldatova P.D.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: alf55@mail.ru

Представлены актуальные данные долгосрочного сейсмического прогноза (ДССП) по методу С.А. Федотова для Курильских островов и Камчатки. В качестве развития метода ДССП предложена концепция мониторинга состояния сейсмоактивной среды с использованием представлений о флюидодинамической природе плоскоориентированных кластеров сейсмических событий.

Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на I 2023–XII 2027 гг.

На основе базового метода ДССП [4] представлен прогноз сильнейших землетрясений для Курило-Камчатского региона на период I 2023–XII 2027 гг. Основные результаты прогноза заключаются в следующем.

Сохраняется очень высокая сейсмическая опасность в районе г. Петропавловск-Камчатский (прогнозные участки 11, 12 и, отчасти – 13, рисунок), где пятилетняя вероятность возникновения землетрясения с магнитудой $M \geq 7.7$ $P(M \geq 7.7)$ и силой 7-9 баллов в районе г. Петропавловск-Камчатский достигает величины 46.1 %. Пятилетняя вероятность того, что такое землетрясение будет иметь силу 9 баллов и катастрофические последствия в г. Петропавловск-Камчатский, превышает 12.6 %, что в 3-4 раза выше средней такой опасности по исследуемому, наиболее сейсмичному в РФ, региону.

На Курильских островах опасность сильнейшего землетрясения существенно ниже, при этом она максимальна в районе Средних Курильских о-вов (участки 6, 8 и 9, рисунок) – вблизи концов главного разрыва Симуширского землетрясения 15.IX 2006 г., $M=8.2$. Вероятности $P(M \geq 7.7)$ в этих участках оцениваются величинами 6.9 %, 9.8 % и 9.1 %, соответственно.

Участок 10 в районе Северных Курильских островов, расположенный между двумя указанными выше протяженными сейсмическими брешами, также характеризуется высокой сейсмической активностью, что указывает на существенную вероятность его охвата областью очага следующего сильнейшего землетрясения.

Для лучшего понимания текущего уровня сейсмической опасности в регионе необходимо продолжать и развивать всеми имеющимися методами непрерывные наблюдения за сеймотектоническими процессами, особенно в Авачинском заливе.

Повышенную опасность представляют также сейсмические бреши в районе Камчатского залива (участок 15), где до настоящего времени проявляются тектонические последствия Ближне-Алеутского землетрясения 2017 г., и в участке 1 (м. Сириха – п-ов Немуро), рисунок.

В целом, приведенный долгосрочный сейсмический прогноз землетрясений с $M \geq 7.7$ для Курило-Камчатской дуги следует использовать, как это делалось с предыдущими такими прогнозами [3], для обоснования и принятия необходимых государственных мер по предотвращению катастрофических потерь и ущерба в Камчатском крае, неизбежных без таких мер. Для этого в угрожаемых районах и, прежде всего, в г. Петропавловск-Камчатский ежегодно должно существенно возрастать количество граждан, живущих в сейсмоустойчивых домах.

Приведенный сейсмический прогноз является одновременно прогнозом больших цунами как последствий сильнейших землетрясений на Курильских о-вах и Камчатке.

Концепция P -нормировки

Изучение достаточно сложных процессов, к которым, несомненно, относятся флюидогеодинамические, не всегда оптимально на основе физически наблюдаемых параметров. Примером практического использования такого представления может служить успех в различных областях научных исследований информационно-энтропийного подхода, когда наблюдаемые значения параметров изучаемого процесса заменяются вероятностями, соответствующими этим значениям. В наиболее общем виде при этом можно говорить о применяемой для стандартизации данных нормировке.

Отмечая теоретическую и практическую важность подобного подхода, все же необходимо отметить ряд существенных ограничений, накладываемых при его использовании.

Так, при построении информационной энтропии необходимы достаточно полные сведения о системе. Такое требование к иерархичной геосреде, характеризующейся к тому же многочисленными сложными и малоизученными процессами самой различной природы, представляется далеко не всегда выполнимым. Также не всегда оправдана при этом сильно опосредованная связь между величинами используемых параметров и их вероятностным представлением.

Построение оценок параметров геосреды, сочетающих достоинства информационно-энтропийного подхода с исключением отмеченных недостатков последнего, возможно на основе представления дивергенции Кúльбака-Лéйблера. При этом в итоге используется не полная энтропия изучаемой системы, а кумулятивный временной ряд ее поточечных вариаций. Предварительно для изучаемого параметра предлагается использование монотонного преобразования, отображающего исходные-наблюдаемые величины, в параметр P -типа, характеризующийся равномерным распределением на ограниченном в пределах от 0 до 1 интервале.

Так как параметры P -типа по своей сути могут быть представлены в виде вероятностей достижения (недостижения) исходными параметрами некоторого заданного уровня, физические законы, представляющие их соотношения (часто неизвестные), после P -отображения могут быть заменены гораздо более простыми законами теории вероятностей.

Использованные в работе материалы

В работе использовался региональный каталог землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН (<https://sdis.emsd.ru/>) за период I.1 1966–31.XII 2022 гг. Построения проводились для землетрясений энергетического класса $K=9.7$ и выше. Эти параметры были выбраны с учетом максимальной представительности данных и длины исследуемого временного интервала, а также с учетом возможностей программы определения плоскоориентированных кластеров Frac-Digger [2, 5] – около 60 000 исходных событий.

Методика работы, ее основные результаты и выводы

Теоретической основой работы являются представления о флюидном механизме разрывообразования в геосреде [2, 5]. В качестве методологической основы использовались оценки на основе P -преобразования углов вертикальной и горизонтальной ориентации плоскости падения.

Для построения параметра P -типа – p использовалось приближение указанных углов на уровне ранговых соотношений, что в случае циклических по своей сути переменных достаточно условно. Тем не менее, применение кумулятивных временных рядов, построенных на основе дивергенции Кúльбака-Лéйблера, но симметричных относительно среднего значения $p = 0.5$ в виде:

$$S(t) = -\Sigma(\ln(p(t)) - \ln(1 - p(t)))/2 - 1 \quad (1)$$

позволило получить достаточно четкие вариации, которые оказались в высокой степени синхронизированными как между собой, так и с синусоидальной кривой,

аппроксимирующей 55.8-летнюю (лунную) периодичность сильных землетрясений Камчатки [1].

Дополнительно, учитывая, что в случае использования углов в качестве исходных параметров рационально использовать и геометрически естественное $\text{Cos}()$ -преобразование, изучался также временной ряд вида:

$$S(t) = -\Sigma \text{Cos}(\alpha(t) - \alpha_0), \quad (2)$$

где α – представление каждого из углов ориентации плоскоориентированных кластеров, а α_0 – некоторое базовое для каждого из этих углов значение.

Важно, что итоговый результат, полученный на основе $\text{Cos}()$ -преобразования углов ориентации плоскоориентированных кластеров (2), практически совпал с аналогичным результатом на основе информационных представлений величин этих углов (1). Такое совпадение служит подтверждением устойчивости полученных обоими (условно: информационно-энтропийным и геометрическим) способами результатов.

В качестве итога работы представляется очевидным следующее:

1) Периодичность вариаций свойств выделенных на основе программы Frac-Digger плоскоориентированных кластеров Камчатской сейсмогенной зоны, являясь индикатором региональных сеймотектонических процессов, может быть использована для прогноза наиболее сильных землетрясений региона. Этот прогноз достоверен на том же уровне, что и на уровне лунных 55.8-летних периодичностей [1]. При этом, в дальнейшем не исключена дополнительная детализация такого прогноза.

2) Выявленная связь вариаций ориентации плоскоориентированных кластеров с изменениями сеймотектонических условий наиболее очевидна при симметричном учете отклонений определяющих ее углов от соответствующих базовых значений. В то же время, исследования отмеченных выше рядов в их несимметричном виде: $-\text{Ln}(p)$, $-\text{Ln}(1-p)$, или $\text{Sin}(\alpha(t) - \alpha_0)$, могут раскрыть дополнительные возможности.

3) Поскольку, по всей видимости, выявленные закономерности связаны с хорошо известным приливным воздействием, результаты настоящей работы потенциально могут быть использованы для уточнения применяемых количественных параметров условий разрывообразования в сейсмогенной среде.

Имея несомненное самостоятельное теоретическое и практическое значение, а также существенные перспективы в плане определения параметров региональной флюидогеодинамики, полученные в работе результаты могут быть полезны также для расширения представлений метода ДССП и развития методик мониторинга состояния сейсмоактивной геосреды на его основе, в том числе и на основе P -параметров.

Данное исследование выполнено при поддержке РФФИ и JSPS в соответствии с исследовательским проектом № 21-55-50003.

Список литературы

1. Гусев А.А. О реальности 56-летнего цикла и повышенной вероятности сильных землетрясений в Петропавловске-Камчатском в 2008-2011 гг. согласно лунной цикличности // Вулканология и сейсмология. 2008. № 6. С. 55-65.
2. Кирюхин А.В., Федотов С.А., Кирюхин П.А. Геомеханическая интерпретация локальной сейсмичности, связанной с извержениями и активизацией вулканов Толбачик, Корякский и Авачинский, Камчатка, 2008-2012 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 5. С. 3-20.
3. Соломатин А.В. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги на X 2019–IX 2024 гг.; развитие методики мониторинга сейсмического процесса на основе энтропийных оценок // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. 2020. С. 128-131.
4. Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 302 с.
5. Kiryukhin A., Lavrushin V., Kiryukhin P., Voronin P. Geofluid systems of Koryaksky-Avachinsky Volcanoes (Kamchatka, Russia) // Geofluids. 2017. V. 2017. Art. 4279652. <https://doi.org/10.1155/2017/4279652>

Новый подход к физическому моделированию периодического действия гейзеров

Белоусов А.Б., Белоусова М.Г.

New approach to physical modeling of periodic activity of geysers

Belousov A.B., Belousova M.G.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский;

e-mail: belousov@mail.ru

Предложен новый подход к физическому моделированию гейзерного процесса, в котором для создания двухфазного модельного флюида вместо нагрева и кипения воды предлагается применить механическое смешение воды и воздуха. Водно-воздушная смесь подвергается гравитационной сепарации в баке, который воспроизводит деятельность в подземной полости согласно гипотезе Маккензи.

Введение

Несмотря на длительную историю изучения гейзеров (более 200 лет в мире и 80 лет на Камчатке в России), механизм периодических извержений гейзеров до сих пор является предметом дискуссии. Главным препятствием в понимании механизма периодического действия гейзеров является недостаток данных о строении их подводных каналов, расположенных под поверхностью земли, а также о процессах, протекающих в них (каналы заполнены паром и горячей водой и труднодоступны для прямых наблюдений и измерений). В связи с этим, одним из немногих методов исследования гейзеров служит физическое моделирование их деятельности.

Авторами предложен новый подход к физическому моделированию гейзерного процесса, при котором для создания двухфазного модельного флюида, вместо нагрева и кипения воды, предлагается применить механическое смешение воды и воздуха, что сильно упростит и удешевит процесс моделирования.

Водно-воздушная смесь будет подвергаться сепарации на газ/воду в установке, воспроизводящей гейзерную питающую систему типа Маккензи [7] с резервуаром, моделирующим подземный резервуар «bubble trap» или «ловушку для пузырей» (гидрозатвор). Предложенная установка для физического моделирования гейзерного процесса позволит определить реально работающий механизм, обеспечивающий периодический режим извержений гейзеров, и выявить факторы, которые этим режимом управляют.

Физическое моделирование гейзерного режима

Всего в мире в разное время было создано около десяти установок для физического моделирования гейзерного процесса [1, 3, 6]. Основным процессом, моделировавшим периодическую (гейзерную) деятельность всех этих установок являлся процесс нагрева и кипения воды или другой модельной жидкости. При этом, работа большей части созданных установок тестировала теорию гейзерного процесса Бунсена [5], т.е. была основана на представлении, что извержения гейзеров вызываются резким вскипанием перегретой воды, заполняющей подводный канал гейзера. Значительно реже тестировали идею Маккензи [7] о наличии в подводной системе гейзеров подземной полости, заполненной кипящей водой и паром (рис. 1).

В 2006-2008 гг. для исследования строения подводных систем гейзеров Долины Гейзеров (Камчатка) была применена специальная подводная термостатированная видеосистема [4], которая позволяла наблюдать строение подводных систем гейзеров и происходящие в них процессы. Видеонаблюдения показали, что гейзеры устроены и действуют в соответствии с представлениями Маккензи. Эта работа активизировала исследования гейзеров по всему миру. Подземные полости, заполненные паром и водой, с применением разных методов были найдены у гейзеров Йеллоустоуна, Исландии и Чили.

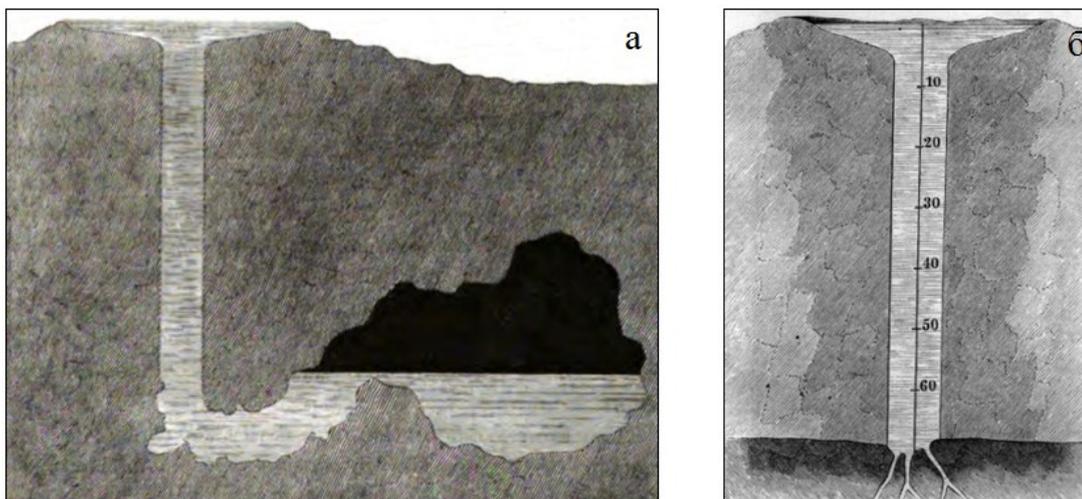


Рис. 1. Два основных типа подводящих систем гейзерных моделей: а – тип «ловушка для пузырей», предложенная Маккензи [7]; б – тип «длинный вертикальный канал», предложенный Бунсенем [5].

Нечаев [2] предложил физико-математическое объяснение деятельности гейзеров с подводящей системой типа Маккензи, которое показало, что гейзеры возникают при декомпрессии гидростатически связанных полостей газа (пара) и жидкости (воды), находящихся в динамическом равновесии друг с другом. Колебательное/периодическое истечение пара и воды из такой системы обусловлено принципиально разными физическими свойствами жидкостей и газов. Эта работа показала, что кипение воды в системе гейзера, в основном, необходимо только для создания притока двухфазного флюида (пар/вода), а подземная полость («ловушка для пузырей», в английской терминологии «bubble trap») необходима для сепарации двухфазной смеси и создания двух гидродинамически связанных (и гидростатически уравновешенных) объемов жидкости и газа. Эти знания дают основание предположить, что гейзер может периодически действовать при декомпрессии динамически связанных и гидростатически уравновешенных объемов любой жидкости и любого газа.

Полученные данные позволили выработать новый подход к физическому моделированию деятельности гейзеров. В рамках этого подхода вскипающая вода может быть заменена двухфазной жидкостью, созданной простым механическим смешением воды и какого-либо газа (например, воздуха). Такая замена сильно упрощает (и удешевляет) процесс моделирования, а также делает его безопасным для экспериментатора.

Новая экспериментальная установка по моделированию работы гейзеров

Предлагается создать экспериментальную установку (рис. 2), моделирующую работу гейзера и имеющую подводящую систему, которая будет основана на идее «ловушки для пузырей» [7]. Установка будет состоять из большого металлического бака объемом около 200 литров с окнами (для наблюдения за процессом), в который через трубу будет закачиваться двухфазная жидкость (вода+воздух). В баке 2-фазная жидкость будет расслаиваться: вода займет нижнюю часть бака, а воздух – верхнюю. Воздух, по мере накопления, будет вытеснять воду из бака через трубу в форме сифона, имитирующую выводящий канал гейзера. Когда уровень границы вода/воздух опустится до уровня выходного отверстия бака, произойдет совместное извержение воды и воздуха, которое будет иметь периодический (гейзерный) режим.

Для регистрации процессов внутри и снаружи бака будут использоваться камера покадровой съемки и логгер температуры и давления. Работы по моделированию предлагается проводить на одном из стационаров Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Предварительное моделирование (неопубликованные данные

Белоусова А.Б.) показало, что на такой установке реалистично воспроизводятся все основные фазы гейзерного режима (заполнение канала, излив, фонтанирование и снова заполнение канала). С помощью физического моделирования будет изучено, как изменения геометрических параметров установки будут влиять на режим периодических извержений.

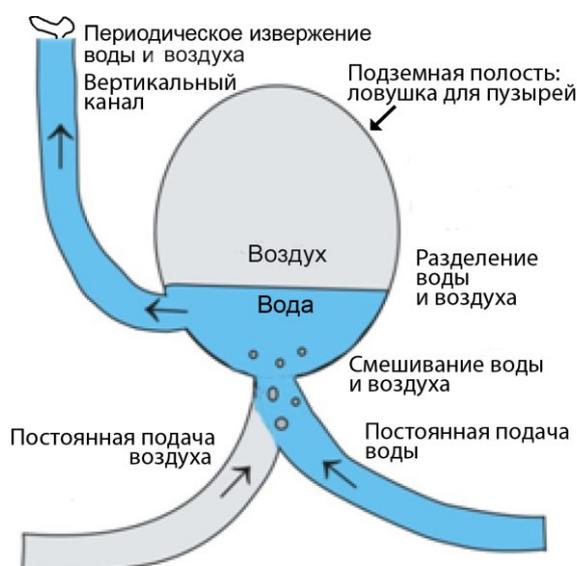


Рис. 2. Экспериментальная установка, основанная на идее «ловушки для пузырей».

Заключение

Новый подход к физическому моделированию деятельности гейзеров без использования нагрева и кипения модельной жидкости упростит и удешевит моделирование, что даст возможность получить новые фундаментальные знания о гейзерном процессе. Эти знания будут востребованы для прогнозирования деятельности вулканов и гейзеров, при разработке месторождений подземного пара, а также при проектировании промышленных установок, в которых используется циркуляция газожидкостных смесей (например, буровых скважин, подземных хранилищ углеводородов, систем охлаждения атомных реакторов и др.).

Создание новой экспериментальной установки по физическому моделированию гейзерного процесса поддержано грантом РФФ № 23-27-00318, <https://rscf.ru/project/23-27-00318/>.

Список литературы

1. Мержанов А.Г., Штейнберг А.С., Штейнберг Г.С. К теории гейзерного процесса // Доклады Академии наук. 1970. № 194. Вып. 2. С. 318-321.
2. Нечаев А.М. О механизме извержения гейзера // Труды Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника. 2012. Вып. 2. С. 135-143.
3. Adelstein E., Tran A., Munoz-Saez C. et al. Geyser preplay and eruption in a laboratory model with a bubble trap // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2014. V. 285. P. 129-135. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.005>
4. Belousov A., Belousova M., Nechayev A. Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: implications for the geyser mechanism // Geology. 2013. V. 41. P. 387-390. <https://doi.org/10.1130/G33366.1>
5. Bunsen R.W. Physikalische Beobachtungen uber die hauptsachlichsten Geysir Islands // Annalen der Physik und Chemie. 1847. V. 83. P. 159-170.
6. Hurwitz S., Manga M. The fascinating and complex dynamics of geyser eruptions // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2017. V. 45. P. 31-59.
7. Mackenzie G.S. Travels in the Island of Iceland // Edinburgh, Allam and Company. 1811. 27 p.

Минералы супергруппы алунита Опалитового месторождения (о. Парамушир)

Бойкова И.А.

Minerals of the alunite group of Opalite deposit (Paramushir Island)

Boykova I.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: bira06@yandex.ru

Изученный алунит представляет собой смесь К-Na-натроалунита. Электронно-зондовым микроанализом установлен крандолиит $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ – гидратированный алюмофосфат кальция из группы плюмбогумита и вудхусит $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ из группы беданита надгруппы алунита с постоянными примесями Sr, Ba, Ce и др.

Аргиллитовые изменения, вызванные гидротермальной активностью в верховьях р. Юрьева (Опалитовое месторождение о. Парамушир), включают сульфатсодержащие и алюмосиликатные минералы гидротермальных изменений. Эти изменения обычно содержат минералы супергруппы алунита и алюмофосфат-силикатные (АФС) минералы с общей формулой $\text{DG}_3(\text{TO}_4)_2(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_6$, где D – крупные катионы (K, Na, Ag, NH_4 , H_3O , Ca, Sr, Ba, Pb, Bi, La, Ce, Nd) с координационным числом больше или равно 9, место G занято катионами в октаэдрической координации (Al, Fe, Cu, Zn) и Т-место – S, P, As в тетраэдрической координации. Позицию D в минералах АФС занимают двухвалентные катионы, тогда как Т-место занимает один фосфат и один сульфат-анион [6].

Первые результаты исследований распределения, химического состава и условий образования алунитов гидротермально измененной зоны Опалитового месторождения серы приведены в работах С.И. Набоко, Е.П. Рябичкиной, С.С. Сидорова и др. [3].

Аргиллизации подвержены лавы андезитового состава и их туфы. При взаимодействии с высокотемпературными (42.0-85.5 °С), высокоминерализованными (до 14 г/л), ультракислыми (pH <2) водами породы обесцвечены и, при сохранении первоначальной структуры, полностью преобразованы в опал-алунитовую массу с серой [2]. Общая площадь измененных пород составляет более 15 км² при видимой мощности порядка 250 м. Содержание алунита в породе колеблется от 25 до 80 %. Максимальные концентрации обнаружены в кварц-алунитовых породах в зоне интенсивного фракционирования (рис. 1).



Рис. 1. Алунит (Alu) в ассоциации с кварцем (Q).

Алунит замещает кристаллы плагиоклаза, развивается по основной массе породы, заполняя трещинки и поры в виде тонкозернистых, шестоватых, волокнистых, таблитчатых агрегатов с совершенной спайностью по {0001}. Оптически одноосный, положительный с заметным рельефом, прямым погасанием и отрицательным удлинением относительно спайности. Минерал обычно ассоциируется с опалом, кварцем, каолинитом, лейкоксеном, рутилом и пиритом.

Алунит представляет собой смесь К-Na-натроалунита, с соотношением Na/K, варьирующим от 5.5 до 6.3, и соотношением K/Na – от 5.7 до 6.5 (табл. 1).

Таблица 1. Электронно-зондовый микроанализ К-Na-натроалунита (масс. %)

Спектр	Название минерала	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	SO ₃	Сумма
68	алунит	-	36.72	2.15	1.27	8.61	-	40.54	89.29
69	Na-алунит	-	37.23	6.94	0.34	0.70	0.19	42.23	87.62
70	алунит	-	36.59	2.76	-	8.53	-	40.32	88.21
71	Na-алунит	-	37	6.89	-	1.30	0.51	41.77	87.47
72	кварц	98.46	-	-	-	-	-	-	98.46
73	опал	85.36	7.94	-	-	-	-	-	93.30
Кристаллохимическая формула К-Na-натроалунитов									
68	$\text{Na}_{0.15}\text{K}_{0.41}\text{Al}_{1.61}\text{P}_{0.04}\text{S}_{1.13}\text{O}_8\text{OH}_{2.66}$								
69	$\text{Na}_{0.47}\text{K}_{0.03}\text{Ca}_{0.01}\text{Al}_{1.52}\text{P}_{0.01}\text{S}_{1.10}\text{O}_7\text{OH}_{2.86}$								
70	$\text{Na}_{0.19}\text{K}_{0.39}\text{Al}_{1.54}\text{S}_{1.08}\text{O}_7\text{OH}_{2.80}$								
71	$\text{Na}_{0.46}\text{K}_{0.06}\text{Ca}_{0.02}\text{Al}_{1.50}\text{S}_{1.08}\text{O}_7\text{OH}_{2.88}$								

Примечание. Аналитик Т.М. Философова (ИВиС ДВО РАН). Кристаллохимические формулы рассчитаны на сумму катионов, равную 6.

Систематические изменения соотношения Na/K от центра к периферии кристаллов наблюдаются на рис. 2. Рисунок демонстрирует полный твердый раствор между натроалунитом $\text{NaAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ и алунитом $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$.

Вариации состава кристаллов алунитового твердого раствора указывают на наличие изменения физико-химических условий во время роста. Об этом говорит степень обогащения калием при снижении температуры.



Рис. 2. Электронно-микроскопическое изображение зональности состава алунита.

Спектр 68 – алунит, спектр 69 – натроалунит, спектр 70 – алунит, спектр 71 – натроалунит, спектр 72 – кварц, спектр 73 – опал.

Фото Т.М. Философовой, ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский).

Микрозондовым анализом в изучаемых образцах установлен крандолиит $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$ – гидратированный алюмофосфат кальция из группы плюмбогумиита и вудхусит $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ из группы беданита надгруппы

алунита (рис. 3). Известно, что эти минералы включают в свою решетку большое количество химических элементов и образуют сложные ряды твердых растворов, которые контролируют физико-химические условия их образования [4].

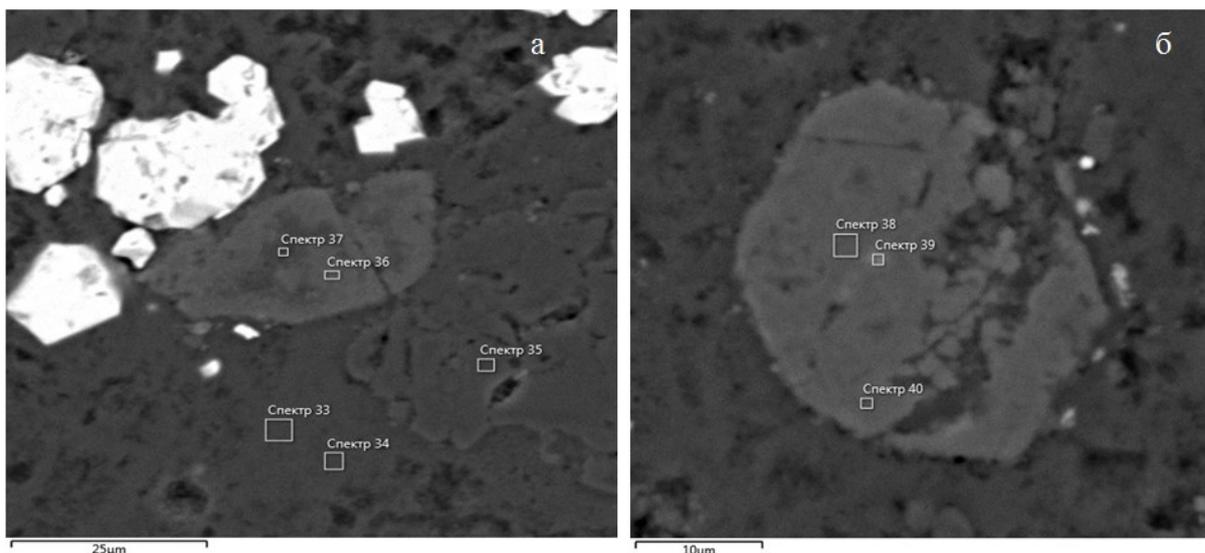


Рис. 3. Электронно-микроскопическое изображение поверхности пробы опал-алунитовой породы: а) спектр 33 – опал, спектр 34 – опал, спектр 35 – алунит, спектр 36 – вудхуасит, спектр 37 – алунит; б) спектр 38 – крандолиит, спектр 39 – крандолиит, спектр 40 – вудхуасит. Фото Т.М. Философовой, ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский).

Микрозондовый анализ минералов АФС (табл. 2) показывает переменный состав, что указывает на обогащение Sr, Ba, Ca, PЗЭ и P. Эти элементы типичны для магмо-гидротермальных алунитов [5]. Замещение Na^+ на Sr^{2+} , Ca^{2+} и Ba^{2+} компенсируется заменой двухвалентного SO_4 на трехвалентный PO_4 . Вероятно, основным источником P является апатит. Насколько нам известно, это первая находка таких составов в опал-алунитовых породах Опалитового месторождения.

Таблица 2. Электронно-зондовый микроанализ АФС (масс. %)

Спектр	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	SO ₃	TiO	FeO ₂	SrO	BaO	CeO ₂	Сумма
33	89.6	5.39											94.99
34	90.69	6.23							0.46				97.38
35	1.77	34.44			10.56		38.59						85.37
36		33.55	0.36	22.09	0.47	9.87	12.57	0.22	0.32	3.18		0.86	83.49
37		34.2	1.51	2.15	8.11	1.03	36.19		0.42				83.6
38		33.37		22.36	0.48	9.95	10.41				0.81	0.87	78.252
39		33.43		24.54		9.37	8.04					1.98	77.36
40	1.03	33.15		21.89	0.55	9.38	12.15			2.52		1.11	81.78
Кристаллохимическая формула АФС													
36	$\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.33}\text{Ce}_{0.01}\text{Sr}_{0.06}\text{Fe}^{2+}_{0.01}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{1.24}\text{P}_{0.58}\text{S}_{0.29}\text{O}_6\text{OH}_{3.44}$												
37	$\text{Na}_{0.09}\text{K}_{0.32}\text{Ca}_{0.03}\text{Fe}^{2+}_{0.01}\text{Al}_{1.25}\text{P}_{0.06}\text{S}_{0.84}\text{O}_6\text{OH}_{3.39}$												
38	$\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.29}\text{Ba}_{0.01}\text{Ce}_{0.02}\text{Al}_{1.06}\text{P}_{0.51}\text{S}_{0.21}\text{O}_6\text{OH}_{3.91}$												
39	$\text{Ca}_{0.26}\text{Al}_{1.03}\text{P}_{0.54}\text{Ce}_{0.07}\text{S}_{0.16}\text{O}_6\text{OH}_{3.94}$												
40	$\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.30}\text{Sr}_{0.04}\text{Ce}_{0.02}\text{Al}_{1.16}\text{Si}_{0.03}\text{P}_{0.55}\text{S}_{0.27}\text{O}_6\text{OH}_{3.62}$												

Примечание: аналитик Т.М. Философова (ИВиС ДВО РАН). Кристаллохимические формулы рассчитаны на сумму катионов, равную 6.

Минералы АФС характеризуются концентрированием алюминия и выщелачиванием калия и натрия. Факторами появления дефицита щелочей можно считать: 1) высокую концентрацию в растворе водородных ионов (низкий pH), участвующих в образовании оксония либо непосредственно входящих в решетку алунита; 2) низкую концентрацию щелочей при высоких концентрациях алюминия и

сульфата в растворе; 3) низкую температуру алуниобразования, поскольку недонасыщенный щелочами алунинит образуется в близповерхностных и гипергенных условиях и быстро теряет дополнительную воду при нагревании [1].

Обнаружение АФС в толще аргиллизированных пород Опалитового месторождения определяет место их локализации. Дальнейшее изучение пространственного распределения фосфатов и Са минералов надгруппы алунинита позволят рассматривать их как индикаторы окислительно-восстановительных и рН-палеоусловий, ответственных за развитие фронтов в процессе гидротермальных процессов, и, следовательно, как потенциальный инструмент для разведки полезных ископаемых.

Список литературы

1. *Вдовец А.З.* Химический состав алунитового кварцита: особенности и генетическое значение // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 151-177.
2. *Калачева Е.Г., Котенко Т.А.* Химический состав вод и условия формирования Верхне-Юрьевских термальных источников (о. Парамушир, Курильские острова) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 2. Вып. 22. С. 55-68.
3. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
4. *Попова В.И., Попов В.А., Клочков И.А. и др.* Редкие фосфаты Прип. Урала (лазулит, скорцалит, аугелит, сванбергит, крандаллит, бирюза) // Уральский минералогический сборник. 1993. № 2. С. 62-77.
5. *Dill H.G., Bosse H.-R., Henning K.-H. et al.* Mineralogical and chemical variations in hypogene and supergene kaolin deposits in a mobile fold belt the Central Andes of northwestern Peru // Mineralium Deposita. 1997. № 32. P. 149-163.
6. *Jambor J.L.* Nomenclature of the alunite supergroup // The Canadian Mineralogist. 1999. № 37. P. 1323-1341.

Экспресс-методы оценки степени изменения и свойств пород на термальных полях

Большаков И.Е.^{1,2}, Фролова Ю.В.¹, Житова Е.С.², Рычагов С.Н.², Веселовский Р.В.³

Express methods for assessing the degree of alteration and properties of rocks on thermal fields

Bolshakov I.E., Frolova J.V., Zhitova E.S., Rychagov S.N., Veselovsky R.V.

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва;*

e-mail: bolshakov.ilya.210@yandex.ru

² *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

³ *Институт физики Земли РАН, г. Москва*

Рассмотрен опыт применения экспресс-методов (склерометр, портативный спектрометр) для оперативной оценки степени гидротермального изменения пород и показателей их физических и физико-механических свойств в условиях сильной пространственной изменчивости на термальных полях Камбального хребта и Центрально-Семячинского района Камчатки.

Введение

Термальные поля представляют собой высоко динамичные геологические системы, обладающие большой изменчивостью различных параметров: геохимических, геофизических, геологических, а также инженерно-геологических. На относительно малых площадях резко изменяются параметры как флюидов, так и самих горных пород [1-3]. Определение одних параметров (например, температуры и рН, показателей, характеризующих геофизические поля, и пр.) возможно произвести в полевых условиях, оперативно получив большое количество достоверных данных, в то время как для оценки физико-механических свойств пород требуется отбор образцов большого размера, их доставка в специализированную лабораторию и дальнейшая трудоемкая подготовка к испытаниям. Этот факт не позволяет детально изучить изменчивость свойств пород в пространстве на термальном поле. В данной работе рассмотрены возможности использования двух косвенных экспресс-методов для оценки степени изменения вулканогенных пород на современных термальных полях и определения их физических и физико-механических свойств.

Характеристика объекта исследования

Исследования проводились на термальных полях (т/п) вулканического массива Большой Семячик (т/п Северного кратера Центрального Семячика, Верхнее т/п вулкана Бурлящий) и Камбального вулканического хребта (Южно-Камбальное Центральное т/п) (рис. 1).

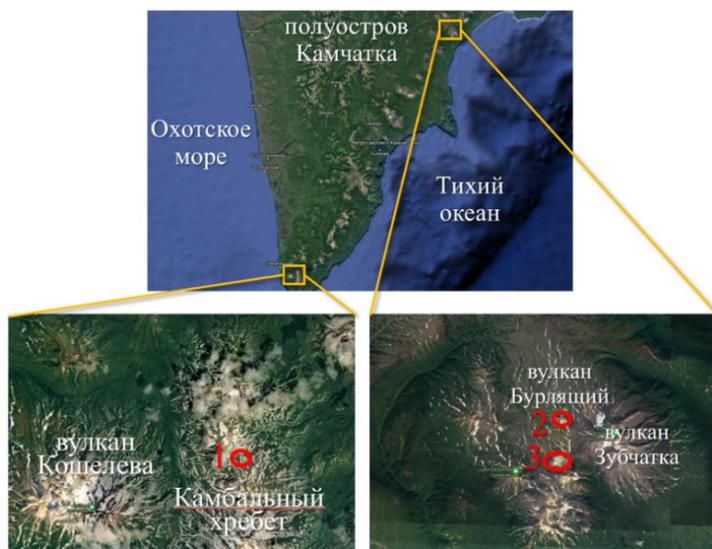


Рис. 1. Расположение исследованных термальных полей (красные овалы) на спутниковых снимках (yandex.ru/maps): 1 – Южно-Камбальное Центральное; 2 – Верхнее термальное поле вулкана Бурлящий; 3 – термальное поле Северного кратера Центрального Семячика.

Изученные термальные поля образованы на вулканических постройках, сложенных породами основного и среднего составов, и характеризуются разгрузкой преимущественно кислых термальных вод [1]. На т/п Северного кратера Центрального Семячика разгружаются ультракислые воды, pH которых достигает 1.4; на вулкане Бурлящий водородный показатель в среднем имеет более высокие значения и колеблется в пределах 2.5-5, а для Южно-Камбального Центрального т/п разброс значений еще больше – в его пределах разгружаются как кислые, так и щелочные термальные воды. На всех термальных полях достаточно активно идет процесс опализации, порой сопровождаемый аргиллизацией, в результате которого значительно изменяются состав, строение и свойства исходных вулканогенных пород.

Методика исследования

В качестве экспресс-методов оценки свойств горных пород различной степени гидротермальной преобразованности были использованы портативный рентгенофлуоресцентный спектрометр Olympus Vanta M (рис. 2а) и молоток Шмидта RGK SK-60 (разновидность твердомера-склерометра) (рис. 2б).

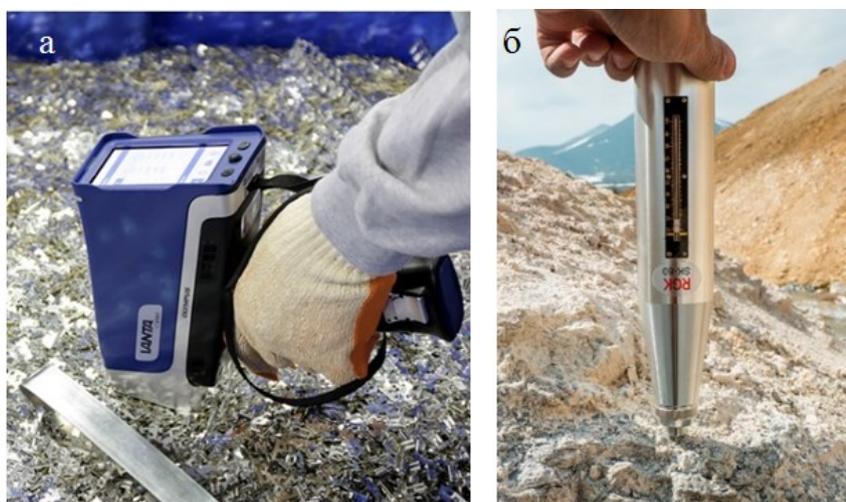


Рис. 2. Общий вид анализатора Olympus Vanta M (а) и молотка Шмидта RGKSK-60 (б). (<https://diagnost.ru/articles/analizator-vanta-protivoudarnyj-revolyutsionnyj-bystryj>)

Молоток Шмидта относится к методам неразрушающего контроля. С помощью данного прибора на обнажениях производилось определение высоты упругого отскока путем 20 ударов по различным точкам, а итоговым значением для конкретного образца принималось среднее арифметическое. Процесс испытания одного обнажения занимает около 1 минуты. Известно, что высота упругого отскока зависит от твердости, плотности и прочности материала, поэтому, зная взаимосвязь между данными величинами, возможно оценивать различные показатели свойств пород. Чтобы получить такие корреляционные зависимости, были подготовлены цилиндры, для которых проводились стандартные лабораторные испытания.

При помощи спектрометра Olympus Vanta M определяется химический состав пород, причем измерения можно проводить как в полевых условиях непосредственно на обнажении, так и в лаборатории на образцах. Время испытания в одной точке зависит от выбранной программы. В данной работе накопление сигнала происходило в течение одной минуты, а исследования проводились на подготовленных к измерениям цилиндрах, что позволило непосредственно сопоставлять показатели свойств конкретного цилиндра с его составом. Каждый цилиндр был исследован трижды, а для итоговых построений были взяты средние арифметические трех определений.

Обсуждение результатов

В процессе выполнения данной работы были проанализированы данные о высоте упругого отскока, элементном составе, строении, физических и физико-

механических свойствах исследуемых образцов. В результате был получен ряд корреляционных зависимостей между высотой упругого отскока и различными показателями свойств. Самой показательной оказалась корреляция ($R^2 = 0.86; 0.90; 0.98$ для разных термальных полей) высоты упругого отскока с пористостью (рис. 3). Так как пористость тесно связана с показателями прочностных и деформационных свойств, то и с ними наблюдается тесная взаимосвязь высоты упругого отскока. При этом отчетливо видно, что корреляция на образцах с двух т/п Центрального Семячика носит крайне схожий характер, а на образцах с Южно-Камбального Центрального т/п наблюдается более резкое снижение высоты упругого отскока при относительно незначительном увеличении пористости. Принимая во внимание тот факт, что исходные породы со всех трех термальных полей обладают крайне схожими показателями свойств, можно предположить, что различия в показателях строения и свойств измененных горных пород вызваны различием процесса гидротермального преобразования на разных термальных полях (как выщелачивания, так и вторичного минералообразования).

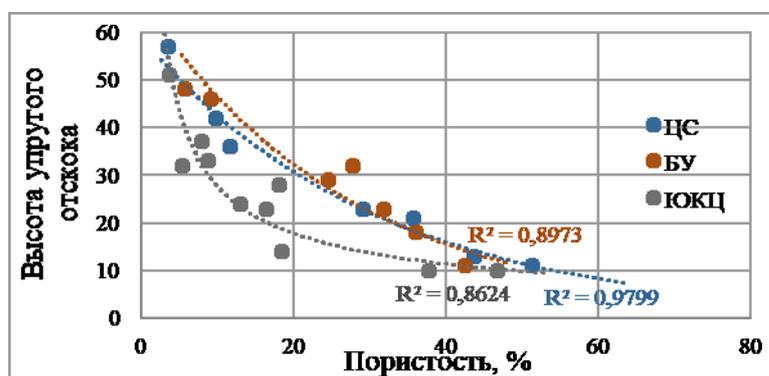


Рис. 3. Взаимосвязь высоты упругого отскока и пористости на образцах с разных полей: ЦС – т/п Северного кратера Центрального Семячика, БУ – Верхнее т/п вулкана Бурлящий, ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное т/п.

Содержание Si, полученное спектрометром Olympus Vanta M, демонстрирует хорошую корреляционную взаимосвязь с показателями свойств образцов с термальных полей Центрально-Семячинского района, а для образцов с Южно-Камбального Центрального поля отчетливая зависимость отсутствует (рис. 4). Вероятно, это также связано с различием состава измененных пород, которое контролируется параметрами разгружающихся термальных вод, в частности, pH. В образцах с т/п Северного кратера Центрального Семячика содержание Si оказывается значительно выше, чем на двух других, что объясняется более агрессивным процессом кислотного выщелачивания, в результате которого в составе породы остается лишь опал. В то же время, на полях с большими значениями pH, помимо опала, образуются глинистые минералы, причем их содержание на Южно-Камбальном Центральном т/п значительно выше, чем на Верхнем т/п вулкана Бурлящий. На рис. 4 можно отчетливо наблюдать, как на всех графиках сильноизмененные образцы с разных термальных полей образуют отдельные области, в пределах которых либо наблюдается корреляция содержания Si с показателями свойств (БУ и ЦС), либо такая корреляция отсутствует (ЮКЦ). При этом неизменные породы всех трех полей достаточно однородны, как в отношении содержания кремния, так и в отношении показателей свойств, и находятся в одной небольшой области, обозначенной на рисунках черным овалом. Отсутствие корреляции для Южно-Камбального т/п можно объяснить тем, что на данном поле в гораздо большем количестве образуются глинистые минералы, а не только опал, что не приводит к увеличению процентного содержания кремния и не дает возможности использовать его как достоверный показатель.

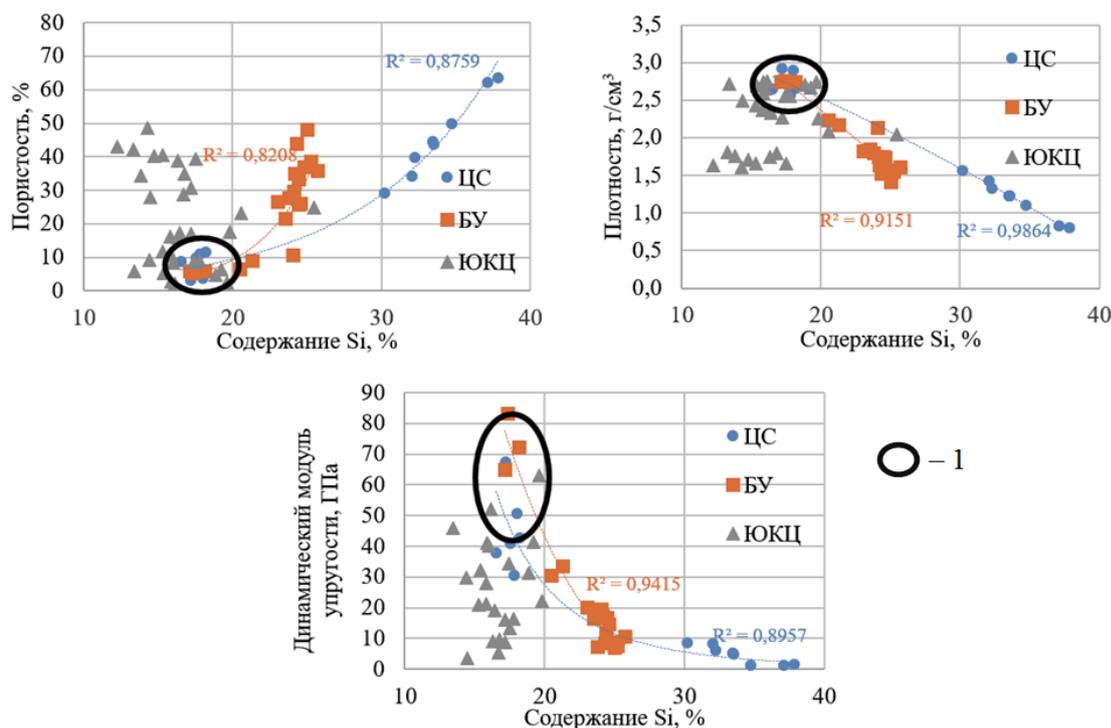


Рис. 4. Взаимосвязь различных показателей свойств и содержания Si для образцов с термальных полей: ЦС – т/п Северного кратера Центрального Семячика, БУ – Верхнее т/п вулкана Бурлящий, ЮКЦ – Южно-Камбальное Центральное т/п. 1 – область исходных пород.

Выводы

Исследования, проведенные на трех термальных полях Камчатки, показали, что для оперативной оценки степени преобразований пород и выявления тенденции изменения их свойств в ходе гидротермального процесса целесообразно применять экспресс-методы, в частности, склерометр (молоток Шмидта) и портативный рентгенофлуоресцентный спектрометр. Первое подтверждено полученными тесными корреляционными зависимостями между величиной упругого отскока молотка Шмидта и различными показателями плотностных, деформационных и прочностных свойств. Второе также подтверждают корреляционные зависимости между показателями свойств и содержанием кремния. Следует отметить, что на вид корреляционных зависимостей и тесноту связи показателей влияют гидрогеохимические условия. Наиболее тесные корреляционные зависимости получены обоими методами (молотком Шмидта и портативным РФ анализатором) для термальных полей Большого Семячика, характеризующихся разгрузкой особо кислых гидротерм и формированием преимущественно опалитов. Для Южно-Камбального Центрального т/п с менее кислыми условиями результативным оказался лишь молоток Шмидта, причем характер зависимости несколько отличается от аналогичной для термальных полей Центрального Семячика. Это обусловлено влиянием гидротермальной аргиллизации, развивающейся параллельно с опализацией.

Список литературы

1. Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: АН СССР, 1963. 172 с.
2. Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Рычагов С.Н. Инженерно-геологические особенности гидротермально-метасоматических пород Камчатки и Курильских островов // Инженерная геология. 2011. № 1. С. 48-64.
3. Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др. Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2020. Т. XV. № 1. С. 36-51. <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2020-15-1-36-51>

Потенциал применения индуктивной электроразведки в комплексе геофизических исследований с целью поисков и разведки геотермальных месторождений
Буддо И.В.^{1,2,3,4}, Шелохов И.А.^{1,2,3,4}, Мисюркеева Н.В.^{1,2,4}, Селяев В.А.², Агафонов Ю.А.²

The potential of application of induction electromagnetic surveys in a complex of geophysical methods for prospecting and exploring geothermal fields

Buddo I.V., Shelokhov I.A., Misyurkееva N.V., Selyaev V.A., Agafonov Y.A.

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск;

e-mail: biv@crust.irk.ru

² ООО СИГМА-ГЕО, г. Иркутск

³ ФГБУ ВО Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск

⁴ ГАОУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», г. Салехард

В работе обсуждаются возможности и ограничения метода зондирования становлением поля в ближней зоне при изучении гидротермальных систем. Рассмотрен международный опыт. Приведены и обоснованы основные геологические задачи, решаемые комплексом геофизических методов.

Введение

Поиски и разведка гидротермальных месторождений – одна из наиболее актуальных задач для топливно-энергетического комплекса Российской Федерации (РФ) ввиду нестабильности международных рынков теплоносителей. Камчатка является наиболее ярким и положительным примером на территории РФ, иллюстрирующим опыт применения геологических и геофизических методов для поисков, разведки и ввода в эксплуатацию геотермальных месторождений.

Анализируя богатый международный опыт, можно констатировать, что для поисков и разведки гидротермальных месторождений моно-метод не подходит, следует применять оптимальный комплекс геофизических методов [2, 3, 5-8, 10].

Методы исследований

Выбор оптимального комплекса геофизических методов должен основываться на следующих основных этапах:

1) Построение априорной физико-геологической модели предполагаемого гидротермального месторождения.

2) Выполнение математического моделирования геофизических полей с целью оценки ожидаемой величины аномалий от гидротермы. Анализ возможности выделения полезной аномалии на фоне естественного и антропогенного электромагнитного шума.

3) Проведение опытно-методических работ (ОМР) выбранным на предыдущем этапе комплексом методов.

4) Введение в производство обоснованного по результатам математического моделирования и ОМР комплекса методов.

К сожалению, реальность не всегда совпадает с представлениями о корректном подходе к выбору оптимального комплекса геофизических методов. Зачастую исследования проводят не наиболее эффективными методами, но имеющейся на тот момент аппаратурой и ограниченными программными средствами. Изменение данной тенденции может заметно повысить качество моделей гидротермальных месторождений и существенно оптимизировать геологоразведочный процесс в целом.

Известно, что основной геофизический метод в глубинной геологоразведке – это сейсморазведка методом отраженных волн (МОВ). Однако при поисках и разведке гидротермальных месторождений применяют, как правило, электроразведку в различных модификациях. Это связано с тем, что данный тип месторождений

сопровождается крайне тяжелыми географическими условиями, сложнопересеченным рельефом, невозможностью рубки профилей в хрупкой экосистеме исследуемого региона Дальнего Востока, что крайне осложняет постановку традиционной сейсморазведки. Поэтому наиболее часто применяют следующие электроразведочные методы:

- 1) естественного поля (ЕП);
- 2) вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) или модификации профилирования, электротомографии;
- 3) георадиолокации;
- 4) магнитотеллурического зондирования (МТЗ).

Кроме того, могут применяться малоуглубинная и пассивная сейсморазведки, позволяющие картировать разломные зоны и получать важную информацию о скоростных аномалиях в разрезе.

Вместе с тем, в указанном выше комплексе есть существенные недостатки. Так, глубина исследования георадаром обычно ограничена 10-20 м. Вертикальные электрические зондирования в современной модификации электротомографии применяют для изучения глубин до 30-50 м [4]. Магнитотеллурические зондирования позволяют изучать геологический разрез в широком диапазоне глубин, однако их интерпретация в значительной степени осложнена проявлением эффекта гальванических неоднородностей, что приводит к значительным ошибкам в итоговых геоэлектрических моделях.

Индуктивная электроразведка

Применение зондирований становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) может существенно повысить эффективность комплекса геофизических методов за счет некоторых важных факторов:

- 1) высокой чувствительности к объектам с высокой электропроводностью (в т.ч. к проводящим флюиды разломным зонам, гидротермам);
- 2) глубинности исследований, которая характеризуется мощностью скин-слоя и зависит от величины удельного электрического сопротивления среды, периода (частоты) измерений (может достигать 400-500 м даже для небольших установок при длине стороны генераторной петли 100 м);
- 3) низкой чувствительности к неоднородностям гальванического типа, что позволяет использовать кривые и модели ЗСБ для выбора корректного уровня кривых МТЗ;
- 4) возможности исследования подэкранных толщ (под высокоомными экранами) за счет индукционного типа распространения электромагнитного поля;
- 5) использования индукционных генераторных и приемных установок (незаземленных петель), что позволяет выполнять исследования практически в любое время года.

Примеры результатов

Электроразведка ЗСБ в Восточной Сибири широко применяется для решения нефтегазопроисловых задач, а также для изучения верхней части разреза с целью поиска подземных вод, картирования интервала многолетнемерзлых пород, разломных зон и др. [1].

По результатам исследований с помощью ЗСБ получают детальные модели геологических сред до глубины 500 м и более, что позволяет выделять контрастные по геоэлектрическим параметрам объекты. На рисунке приведена геоэлектрическая 3D модель верхней части разреза до глубины 500 м, построенная по результатам инверсии кривых ЗСБ, полученных на одном из участков Восточной Сибири.

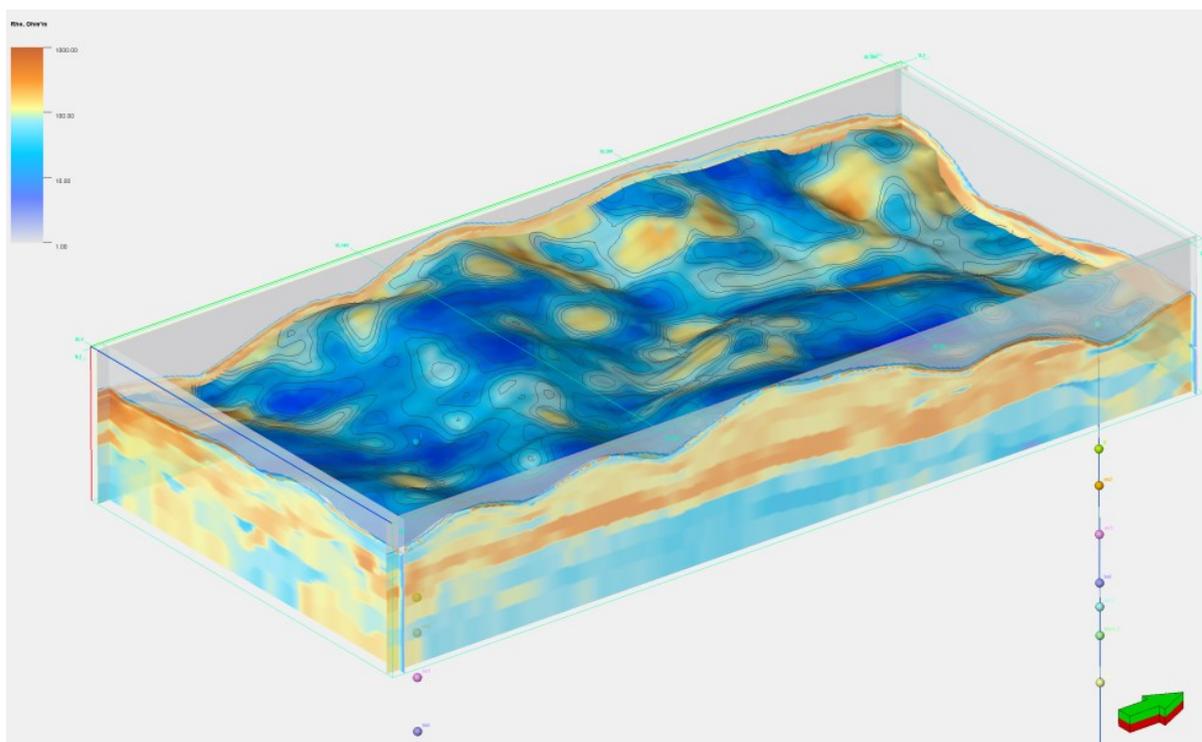


Рисунок. Геоэлектрическая 3D модель верхней части разреза до глубины 500 м, построенная по результатам инверсии кривых ЗСБ (Восточная Сибирь) [9].

Интервалы высокого удельного электрического сопротивления более 100 Ом·м характеризуют карбонатные породы, тогда как пониженного – менее 50 Ом·м – зоны распространения водонасыщенных горизонтов-коллекторов и глинистых флюидоупоров. Таким образом, флюидопроводящие зоны, содержащие гидротермы, являются контрастным благоприятным объектом для их картирования методом индуктивной электроразведки.

Заключение

Применение оптимального комплекса методов электроразведки при поисках и разведке гидротермальных месторождений должно базироваться на четких геолого-физических предпосылках, быть обосновано в ходе математического моделирования и подтверждено результатами опытно-методических работ.

Список литературы

1. *Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. и др.* Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2018. 231 с.
2. *Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Логинов В.А. и др.* Глубинное строение района Паужетской гидротермальной системы (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 40-56. <https://doi.org/10.31857/S020303062101003X>
3. *Blazquez C.S., Maté-González M.A., Nieto I.M. et al.* Assessment of the geothermal potential in the region of Avila (Spain): An integrated and interactive thermal approach // Geothermics. 2022. V. 98. № 3. Art. 102294. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102294>
4. *Buddo I., Sharlov M., Shelokhov I. et al.* Applicability of transient electromagnetic surveys to permafrost imaging in Arctic West Siberia // Energies. 2022. V. 15. Art. 1816. <https://doi.org/10.3390/en15051816>
5. *Chiang C.W., Yang Z.X., Chen C.C. et al.* Potential geothermal structure inferred from the electrical resistivity and seismic reflection models in the western Ilan Plain, NE Taiwan // Geothermics. 2021. V. 94. Art. 102124. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102124>
6. *Idral A.* Structural traps of non-volcanic hosted geothermal field based on geophysical data of Waesalit area Buru Island – Indonesia // Proceedings World Geothermal Congress 2010. Bali, Indonesia, 25-29 April 2010. 8 p.

7. *Idral A., Mansoer W.R.* Integrated geophysical studies of Palu-Koro Depression zone, Indonesia: Implications for geothermal resources in Bora Central Sulawesi // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015. 5 p.
8. *Mwakirani R.* Integrated geophysical model for Suswa geothermal prospect using resistivity, seismics and gravity survey data in Kenya // Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015. 6 p.
9. *Sharlov M.V., Buddo I.V., Misyurkeeva N.V. et al.* Transient electromagnetic surveys for high resolution near-surface exploration: basics and case studies // First break. 2017. V. 35. № 9. P. 63-71. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.35.9.90112>
10. *Spichak V., Manzella A.* Electromagnetic sounding of geothermal zones // Journal of Applied Geophysics. 2009. V. 68. P. 459-478. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2008.05.007>

Первые комплексные геофизические исследования структуры Южно-Камбального Ближнего термального поля (Камбальный вулканический хребет, Южная Камчатка)

Букатов Ю.Ю., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.

The first integrated geophysical studies of the structure of the South Kambalny Blizhniy thermal field (Kambalny volcanic ridge, Kamchatka)

Bukatov Yu. Yu., Nuzhdaev I. A., Feofilaktov S. O.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: tomgf@mail.ru*

На площади Южно-Камбального Ближнего термального поля проведены комплексные геофизические исследования. Построена и описана вероятная сеточная (грид) двумерная модель структуры поля, до глубины 800 м. Предложены два равнозначных варианта интерпретации.

Введение

Южная оконечность Камчатки характеризуется интенсивной и разнообразной геотермальной деятельностью, основная часть которой сосредоточена в Паужетско-Камбально-Кошелевском районе. Авторский коллектив многие годы успешно проводит комплексные геофизические исследования на основных объектах этого района.

Гидротермальная деятельность сосредоточена в осевой зоне Камбального вулканического хребта. На высотах от 700 до 1000 м протягивается почти 10-километровая полоса с большим количеством выходов паровых струй. Термальная активность проявляется в самой разнообразной форме и объединяется в 3 группы термальных полей: Северо-, Центральное- и Южно-Камбальные. Наиболее интересной для исследований и мощной по выносу тепла является Южно-Камбальная группа [2]. В этой группе выделяют: Южно-Камбальное Ближнее (ЮКБ), Южно-Камбальное Центральное (ЮКЦ) и Южно-Камбальное Дальнее (ЮКД) термальные поля.

ЮКБ приурочено к глубокой кратерообразной котловине в верховьях правой ветви руч. Кратерного. Выходы пара наблюдаются на двух больших участках дна котловины. Термальное поле вытянуто с запада на восток и имеет размер 400×150 м. Все выходы пара обладают небольшой мощностью, расход отдельных струй не превышает 10 г/с. Температура «сухих струй» пара 98 °С, общая тепловая мощность поля 655 ккал/с [1].

В период с 2017 по 2022 гг. авторами были проведены геофизические исследования методом магнитометрии, вертикальные электрические зондирования и гравиметрические наблюдения. В работе представлен анализ полученных результатов для площади ЮКБ по профилю А-Б юго-западного – северо-восточного простирания (рис. 1).

Аппаратура и методика исследований

Гравиметрическая съемка проведена автоматическим микропроцессорным гравиметром CG-5 Autograv (Scintrex, Канада). Диапазон измерений прибора >7000 мГал, разрешающая способность при снятии показаний 0.001 мГал. Геодезическое обеспечение осуществлялось GPS станциями Leica GR 10 с антеннами AR 10. Одна станция использовалась в качестве базовой, другая перемещалась по профилю. Время записи на точках ≥15 мин. Гравиметрические наблюдения выполнены в 16 пунктах со средним шагом 50 м, протяженность профиля А-Б – 800 м.

Магнитная съемка на площади ЮКБ выполнялась магнитометром GSM-19W (GEM, Канада). Шаг съемки 5 м, между профилями 25-100 м. Всего было выполнено около 3000 рядовых замеров магнитного поля на территории 0.5 км². Для отслеживания суточных вариаций магнитного поля использовались данные геофизической обсерватории «Паратунка» ИКИР ДВО РАН.

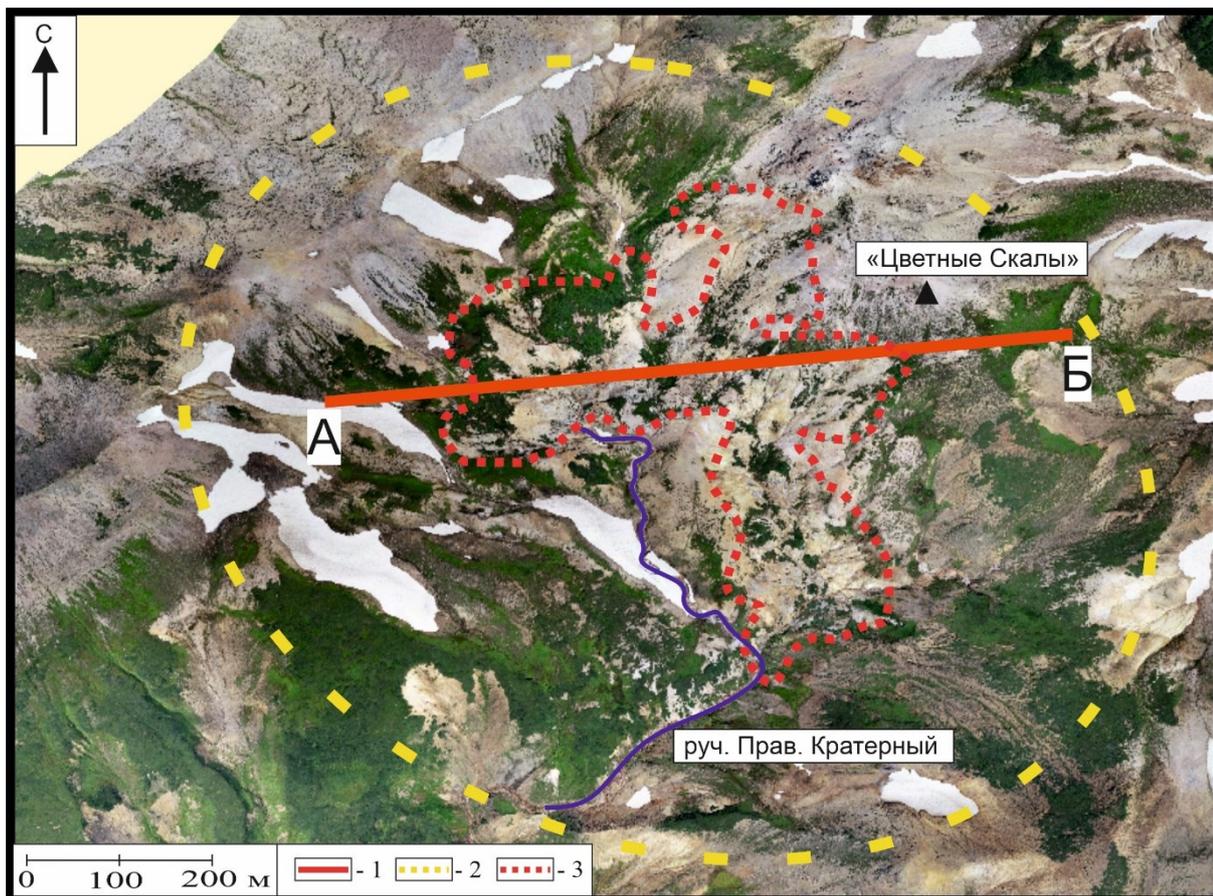


Рис. 1. Ортофотоплан Южно-Камбального Ближнего термального поля: 1 – профиль геофизических исследований (А-Б), 2 – границы магнитной съемки, 3 – температурная граница поля по 20 °С изотерме.

Электроразведочные работы методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) выполнены симметричной четырех-электродной расстановкой с использованием многофункционального измерителя МЭРИ-24 (ООО «Северо-Запад», Россия) и электроразведочного генератора АСТРА-100 (ООО «Северо-Запад», Россия). Зондирования выполнены в 11 точках с разносами питающей линии до 900 м. Измерения проведены по профилю А-Б, длина которого составила 700 м. Расстояние между пикетами на термальной площадке составляло 50 м, за ее пределами – около 100 м. Полученные кривые зондирований обрабатывались с помощью специализированного программного пакета IPI2win (ООО «Геотех», Россия).

Полученные результаты

По результатам магнитометрических исследований построена карта аномалий магнитного поля ΔT_a для площади ЮКБ. Термальное поле, по изотерме 20 °С, находится в зоне положительных значений магнитного поля до 500 нТл., а в южной части выделяется отрицательная магнитная аномалия ΔT_a , распространяющаяся до ЮКЦ [3]. Профиль А-Б проходит в области положительных значений, по периферии до +400 нТл, в центральной части значения уменьшаются до первых десятков +14 нТл. Также на термальном поле проведена площадная температурная съемка грунтов в 2021 г. Максимальные температуры достигают 105 °С. Выделены два высокотемпературных участка: верхний, вытянутый субширотно, и нижний – субмеридионально по притоку руч. Кратерного. Разграничивает их оползневое тело. Профиль проходит через верхний высокотемпературный участок термоаномалии и выходит за его пределы.

По результатам электроразведки методом ВЭЗ по профилю А-Б построен геоэлектрический разрез, он относится к типу Н. Все породы разреза гидротермально изменены. Выделен проводящий горизонт с максимальной мощностью в западной части профиля до 110 м и удельным электрическим сопротивлением (у.э.с.) до 8 Ом·м, который соответствует проницаемым породам высокой влагонасыщенности. Этот горизонт неоднороден по своему строению и осложнен промежуточным слоем с сопротивлением до 25 Ом·м, который, по-видимому, обладает низкими фильтрационными свойствами, что позволяет удерживать гидротермы в приповерхностной части геологического разреза. В основании разреза залегают породы с у.э.с. до 100 Ом·м, однако в восточной части профиля форма кривых меняется на тип «НК», что указывает на проводящее основание.

В результате гравиметрических исследований получен график аномального гравитационного поля Δg в редукции Буге. При оценке распределения плотности пород учитывались лабораторные исследования физических и физико-механических свойств образцов [4]. Район термального поля сложен породами от андезибазальтов и андезитов до интенсивно измененных пород гидротермально-метасоматическими процессами. Плотность и магнитная восприимчивость изменяется: андезиты неизменные – 2.71 г/см³, 28.8·10⁻³ СИ; сильноизмененные – 1.86 г/см³, 1.4·10⁻³ СИ; сернистые опалиты – 1.66 г/см³, 0.08·10⁻³ СИ.

Учитывая все результаты, полученные в ходе геофизических исследований, а также априорную геологическую информацию, построены сеточные модели структуры ЮКБ по профилю А-Б на глубину до 800 м (рис. 2). Решение двумерной задачи гравиразведки и магниторазведки для сеточных (грид) моделей проводилось в программе GravMagInv («ЛЮЛГЕО», Россия).

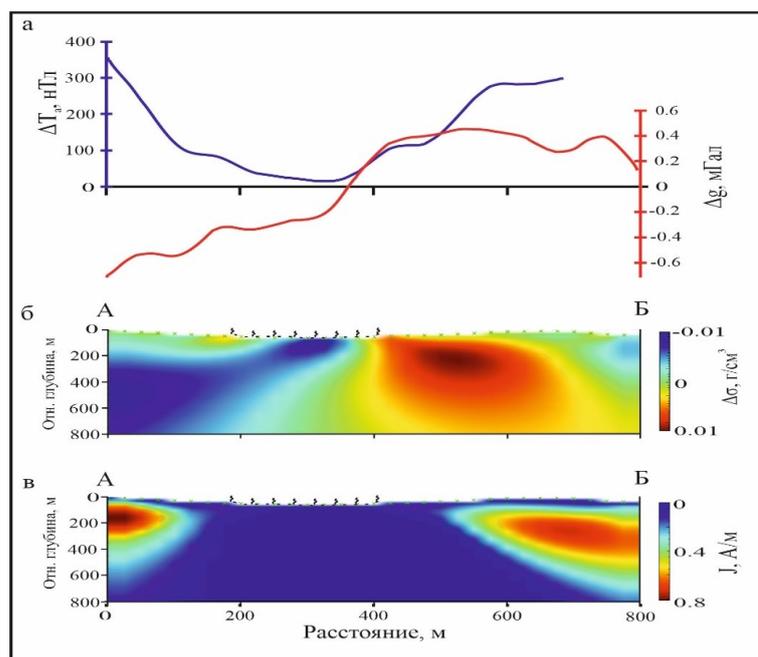


Рис. 2. Вероятная сеточная (грид) двумерная модель структуры ЮКБ. а – графики распределения аномального магнитного ΔT_a и гравитационного Δg полей. Сеточные модели структуры ЮКБ по профилю А-Б по гравиразведочным (б) и магниторазведочным (в) данным.

На графиках распределения потенциальных полей (рис. 2а) наблюдается ряд определенных закономерностей. Центральная часть термального поля характеризуется низкими значениями Δg и ΔT_a . Повышение значений графиков (ΔT_a и Δg) в восточной части соответствует выходу экструзивного комплекса пород в районе «Цветных скал». Западная часть профиля выходит на границу кольцевой структуры борта ЮКБ и

характеризуется повышенными значениями ΔT_a (+352.7) и низкими значениями Δg (-0.708).

При моделировании верхней части разреза за основу взят слоисто-горизонтальный геоэлектрический разрез, полученный по данным ВЭЗ. Построены сеточные модели предположительной структуры ЮКБ. Сеточная модель, по данным аномального гравитационного поля (Δg), имеет четкую структуру. Выделяется зона с низкими относительными значениями плотности до -0.01 г/см^3 , и две области повышенных значений в начале и в конце профиля. На магнитной модели хорошо выделяются 3 области: две с высокими значениями намагниченности (J , А/м) на краях профиля и одна с низкими значениями – в центральной его части. Термальное поле выделяется минимальными значениями намагниченности и относительной плотности, а также наличием проводящего горизонта. В районе «Цветных скал» выделены повышенные значения плотности, намагниченности, присутствует высокоомный горизонт, а также изменяется тип кривых ВЭЗ. Таким образом, эта зона на ЮКБ может иметь два равнозначных варианта интерпретации: 1) это приповерхностная зона кипения гидротерм, уходящая на глубину, приуроченная к контактам экструзии «Цветные Скалы»; 2) подводящий канал напорных термальных вод, вскипающих непосредственно у дневной поверхности. Этот вариант возможен в связи с наличием на поверхности поля нескольких источников щелочных термальных вод.

Авторы выражают глубокую признательность всем участникам структурно-геофизического отряда ИВиС ДВО РАН за содействие в проведении полевых исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-27-00019, <https://rscf.ru/project/22-27-00019/>.

Список литературы

1. Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугробова Н.Г. Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Отв. ред. В.М. Сугробов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23-57.
2. Нуждаев И.А., Феофилактов С.О., Букатов Ю.Ю., Денисов Д.К. Геофизические исследования Южно-Камбального Центрального термального поля (Камбальный вулканический хребет, Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXV Ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30-31 марта 2022 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 146-149.
3. Нуждаев И.А., Денисов Д.К., Феофилактов С.О. Магнитометрические исследования на термальных полях Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 28-29 марта 2019 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 163-166.
4. Фролова Ю.В., Рычагов С.Н., Чернов М.С. и др. Инженерно-геологические аспекты изменения вулканогенных пород в зоне кислотного выщелачивания Южно-Камбальных термальных полей (Южная Камчатка) // Инженерная геология. 2020. Т. XV. № 1. С. 36-51.

Новые данные о минеральном составе руд эпитермального Au-Ag рудопроявления Каньон (Камчатский край)

Буханова Д.С.¹, Жегунов П.С.¹, Швейгерт П.Е.¹, Жирнова Т.С.²

New data on mineralogical composition of Canyon Au-Ag epithermal occurrence ores (Kamchatsky krai)

Bukhanova D.S., Zhegunov P.S., Schweigert P.E., Zhirnova T.S.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;*

e-mail: dasha-snejinka@yandex.ru

² *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

В работе представлены результаты изучения минерального состава жильных зон эпитермального Au-Ag рудопроявления Каньон (Камчатский край). Установлено, что благороднометалльная минерализация представлена: самородными золотом и серебром, гесситом, акантитом, реже петцитом, аргентитом, науманнитом, кюстелитом, ютенбогардитом и хлораргиритом.

Эпитермальное Au-Ag рудопроявление Каньон расположено в северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса и входит в состав Эруваямского рудного узла Оссорского рудного района Центрально-Камчатской металлогенической провинции [2].

Краткая геологическая характеристика

Площадь рудопроявления сложена типичными для северной части Центрально-Камчатского вулканического пояса неоген-четвертичными эффузивно-пирокластическими образованиями преимущественно среднего и основного состава, а также их субвулканическими фациями. Все эти образования слагают три структурных яруса: миоценовый (умуваямский вулканический комплекс), миоцен-плиоценовый (толятоваямский вулканический комплекс) и четвертичный [1]. Покровы толятоваямского комплекса на площади представлены базальтами, слагающими приводораздельные части горных хребтов на высотах более 1200 м. Эпитермальная золотосеребряная минерализация приурочена к породам умуваямского вулканического комплекса, который сложен преимущественно миоценовыми андезитами и их туфами. Породы умуваямского комплекса в значительной степени пропилитизированы.

Процессы гидротермального замещения в пределах площади приурочены к субширотной системе тектонических нарушений. В околорудных метасоматитах (аргиллизитах и вторичных кварцитах) степень вторичных изменений с глубиной уменьшается как по мощности, так и по интенсивности. Окварцованные породы сменяются пропилитами ниже абсолютных отметок 600-800 м, а также выше подошвы толятоваямской толщи. Продуктивные жильные зоны залегают во вторичных кварцитах с горизонтами распространения от 600 до 1300 м.

Основные жильные зоны рудопроявления сгруппированы в его центральной части и обнажаются в левом борту ручья Каньон. Здесь выделяются типичные жилы заполнения, жильно-прожилковые зоны (штокверки) и участки прожилкования в метасоматитах (вторичных кварцитах и аргиллизитах). Вблизи контактов с породами толятоваямского вулканического комплекса в жильных телах намечаются элементы подпруживания с увеличением мощности рудных тел.

Методы исследования

В рамках поисково-оценочных работ полевой партии ООО «Оссорская ГГК» на рудопроявлении были организованы рекогносцировочные работы, в ходе которых авторами были отобраны образцы для минералогических исследований.

Изучение минерального состава жильных зон рудопроявления проведено в ИВиС ДВО РАН с применением оптической аппаратуры и сканирующего электронного микроскопа Tescan Vega-3 с энергетическим спектрометром Oxford Instruments X-Max 80 mm².

Минеральный состав руд

Установлено, что жильные тела на рудопроявлении Каньон сложены кварцем, адуляром, карбонатом и халцедоном, зачастую брекчиевой текстуры с обломками вмещающих пород. Рудная минерализация распределена относительно равномерно и в целом составляет до 1-3 % от общей жильной массы.

При изучении минерального состава руд были выделены гипогенные и гипергенные минералы (таблица). Установлено, что благороднометалльная минерализация в рудах представлена: широко распространенными самородными золотом и серебром, гесситом, акантитом, а также редко встречающимися петцитом, аргентитом, науманнитом, кюстелитом, ютенбогаардитом и хлораргиритом.

Таблица. Минеральный состав жильных зон рудопроявления Каньон

Минералы	Гипогенные рудные	Гипогенные нерудные	Гипергенные
Главные	пирит FeS ₂ (до 3.3 % As), халькопирит CuFeS ₂ , галенит PbS (до 0.8 % Se), гессит Ag ₂ Te, самородное золото Au.	кварц SiO ₂ , халцедон SiO ₂ , адуляр KAlSi ₃ O ₈ , кальцит CaCO ₃	оксиды и гидрооксиды железа, ковеллин CuS (до 1.3 масс. % Ag), халькозин Cu ₂ S, англезит* PbSO ₄ (до 4.5 масс. % Ag), акантит Ag ₂ S
Второстепенные	сфалерит ZnS (Cd до 8.0 масс. %), вульфенит PbMoO ₄ , тетраэдрит* (Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃ (0.6-4.8 масс. % As)	иллит K _{0.6} (H ₃ O) _{0.4} Al _{1.3} Mg _{0.3} Fe ²⁺ _{0.1} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂ (H ₂ O), серицит KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₂ , хлорит (Mg,Fe) ₆ (Al,Fe) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈	ярозит KFe ³⁺ ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆ , малахит CuCO ₃ ·Cu(OH) ₂ , азурит Cu ₃ (CO ₃) ₂ (OH) ₂ , церуссит PbCO ₃ , плюмбогуммит* PbAl ₃ (PO ₄)(PO ₃ OH)(OH) ₆ , целестин* Sr(SO ₄), барит* Ba(SO ₄), гипс Ca(SO ₄)·2H ₂ O
Редкие	петцит* Ag ₃ AuTe ₂ , аргентит Ag ₂ S, гринокит* CdS, колорадоит* HgTe, науманнит* Ag ₂ Se, кюстелит Ag ₃ Au, алтаит* PbTe, ютенбогаардит* Ag ₃ AuS ₂	каолинит Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ , рутил* TiO ₂ , циркон* ZrSiO ₄ , монацит-(Ce)* (Ce,La,Nd,Th)PO ₄ , ксенотим* YPO ₄	хлораргирит* AgCl, самородное серебро Ag, самородная сера* S

Примечание. * – Минералы, диагностированные на рудопроявлении впервые.

Впервые в жилах рудопроявления диагностированы: тетраэдрит, петцит, гринокит, колорадоит, науманнит, алтаит, ютенбогаардит, рутил, циркон, монацит-(Ce), ксенотим, англезит, плюмбогуммит, целестин, барит, хлораргирит и самородная сера.

Список литературы

1. Боровцов А.К., Успенская Г.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Камчатская. Лист О-57-ХII. Москва, 1993.
2. Литвинов А.С., Марковский Б.А., Патока М.Г. Карта полезных ископаемых Камчатской области. Камчатприродресурс, 1999.

Геофизическая изученность зон разгрузки парогидротерм Больше-Банного геотермального месторождения

Денисов Д.К.

Geophysical knowledge of the steam-hydrothermal discharge zones in the Bolshe-Bannoye geothermal field

Denisov D.K.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: fitzlikefitz@gmail.com

В работе представлены результаты геофизических исследований на Больше-Банном геотермальном месторождении. Описано геологическое строение района и месторождения. Продемонстрированы современные результаты, полученные методами геофизики, проведена одномерная интерпретация архивных данных электроразведочных работ 1961-1970 гг.

Введение

Геотермальная энергия на сегодняшний день является одним из самых перспективных направлений в обеспечении мирового энергоснабжения. В связи с этим, научные работы, проводящиеся как для познания термического режима Земли, так и для практического использования тепла Земли, изучение механизмов природы переноса тепла в условиях высоких температур и давлений, определение плотности теплового потока из недр сегодня актуальны как никогда. Современные исследования геотермальных районов позволяют уточнить структуру и усовершенствовать модели и схемы эксплуатации месторождений.

Больше-Банное геотермальное месторождение рассматривается как перспективное, в виду его небольшой удаленности от крупнейших населенных пунктов Камчатского края. Исходя из недавних исследований, Больше-Банное геотермальное месторождение имеет глубинный источник питания, но остается открытым вопрос строения зоны разгрузки парогидротерм, интересный как для фундаментальной науки, так и для практического использования месторождения.

Описание района исследований

Больше-Банное геотермальное месторождение термальных вод расположено в южной части полуострова Камчатка (рис. 1), входит в состав Ягоднинско-Банной гидротермально-магматической системы [1, 2]. Система приурочена к купольно-кольцевой вулканотектонической структуре диаметром около 30 км [7]. В южной части системы выделяется магматический центр вследствие образования крупных монофазных интрузивно-субвулканических и экструзивно-субвулканических комплексов, имеющих состав от сиенодиоритов до трахириолитов и базальтов.

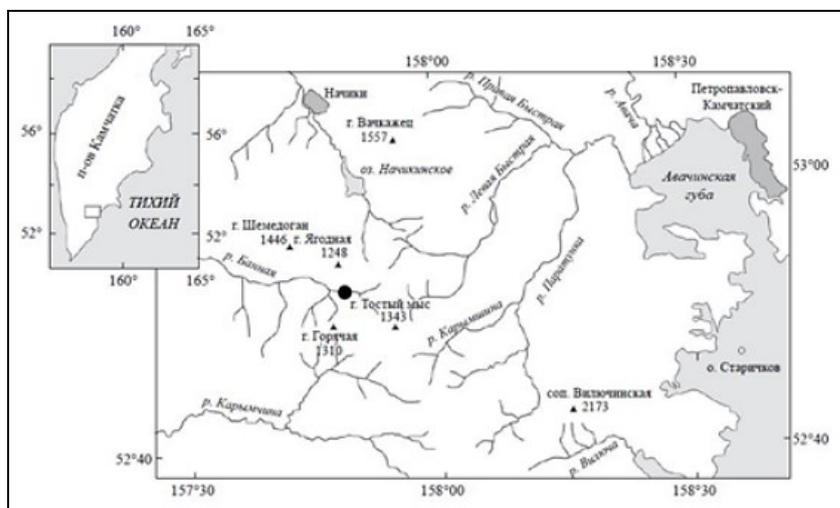


Рис. 1. Расположение района Больше-Банных термальных источников на Камчатке (отмечено черной точкой) [6].

Термальные источники Большие и Малые Банные расположены в грабене долины р. Банной и приурочены к крупному субвулканическому телу среднего состава. Предполагается, что их тепловое питание связано с массивом сопки Горячей, вероятно, объединяющим в единую вулканоплутоническую структуру разновозрастные (от миоцена до голоцена) интрузивно-субвулканические комплексы.

Источники характеризуются температурой от 57 °С до 100 °С в котлах. Температура перегретых вод на глубине достигает 170 °С. Тип циркуляции вод – преимущественно трещинно-жильный. Водоносные горизонты, по данным бурения, отмечаются в интервале глубин от 300-600 до 800-1000 м. Балансовая площадь Больше-Банного месторождения составляет 45.8 км² [7]. По газовому составу воды являются углекисло-азотными.

Магнитометрические исследования

В 2015 г. была выполнена площадная магнитометрическая съемка в районе Больше-Банного геотермального месторождения перегретых вод с использованием двух магнитометров GEM GSM-19W v7.0, основанных на эффекте Оверхаузера.

По результатам магнитной съемки была построена карта аномального магнитного поля ΔTa . Известно, что гидротермально измененные породы отличаются практически нулевой магнитной восприимчивостью, на основании этого факта отрицательные аномалии ΔTa связываются с гидротермально измененными породами [3].

На фоне положительных значений, свойственных для пород, не подверженных гидротермальному изменению, в районе современной термальной разгрузки выделяется отрицательная магнитная аномалия (-450 нТл).

Выделенную здесь отрицательную магнитную аномалию может объяснить выщелачивание из пород минералов, обладающих ферромагнитными свойствами (магнетит, титаномагнетит), в процессе палеогидротермальной деятельности.

Исследования методом естественного электрического поля

В 2015 г. были выполнены исследования методом естественного поля в районе Больше-Банного геотермального месторождения. Измерения были выполнены потенциал-установкой с одного пункта наблюдения в районе точки ВЭЗ-1 по восьми профилям. Семь профилей располагались с юга на север, шаг составил 50 на 5 м. Опорный профиль проходил вкрест остальным с шагом 2.5 м.

По результатам съемки методом естественного поля была построена карта распределения изолиний естественного потенциала. На общем фоне положительных значений обнаруживается линейно-вытянутая отрицательная аномалия, трассируемая разломной зоной, приуроченной к ручью Ящичный. Вторая отрицательная аномалия находится в восточной части месторождения [3].

Вертикальные электрические зондирования

В 2015 г. сотрудниками лаборатории геотермии ИВиС ДВО РАН на месторождении проведены вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) в 10 пунктах. Разносы питающей линии составили от 5 до 1040 м, приемной линии от 1 до 25 м. Согласно архивным данным, ВЭЗ были выполнены в 121 пункте, разносы питающей линии составили от 3 до 2000 м, приемной линии – от 1 до 50 м, что позволяет изучить разрез на глубину 500-1000 м. ВЭЗ выполнены по 7 профилям, перекрывающим площадь месторождения с шагом 100 м как по профилю, так и между профилями.

Данные, полученные из архива [4, 5], коррелируют с данными 2015 г., что позволяет учитывать их наряду с материалом, полученным при помощи современной измерительной аппаратуры.

Построены геоэлектрические разрезы по архивным и современным профилям ВЭЗ, наиболее показательным является разрез по профилю МГ5 (рис. 2). Выделяются пять горизонтов пород по удельному электрическому сопротивлению. Первый обладает сопротивлениями от 1000 до 3000 Ом·м, имеет мощность от 5 до 10 м, с утонением до полного исчезновения в районе выхода парогидротерм на дневную поверхность, является верхним водоупором. Второй – с сопротивлениями 15-50 Ом·м и мощностью от 70 до 500 м. Третий – с сопротивлением 4000-6000 Ом·м и мощностью от 50 до 350 м, является нижним водоупором, уходящим на глубину ниже исследуемой в восточной части профилей МГ4 и МГ5.

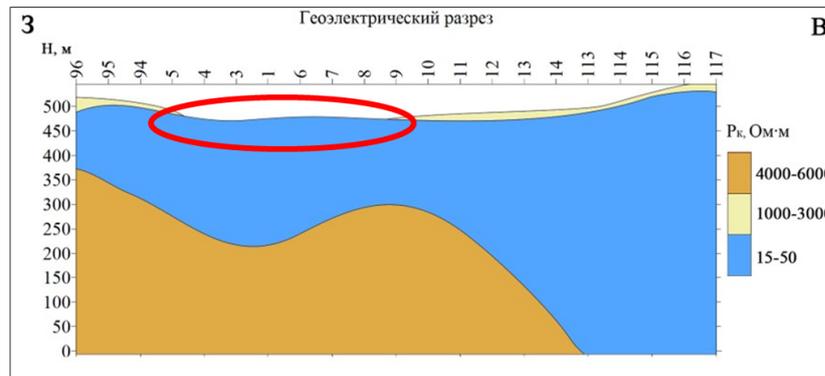


Рис. 2. Геоэлектрический разрез по профилю МГ5 (построен по архивным данным). Центральная часть месторождения выделена красным овалом [4, 5].

Магнитотеллурические зондирования

В 2015 г. под руководством д.г.-м.н. Ю.Ф. Мороза были выполнены магнитотеллурические зондирования по профилю протяженностью 1.5 км с шагом 100-500 м.

По результатам исследования была построена глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы на глубину до 8 км (рис 3.).

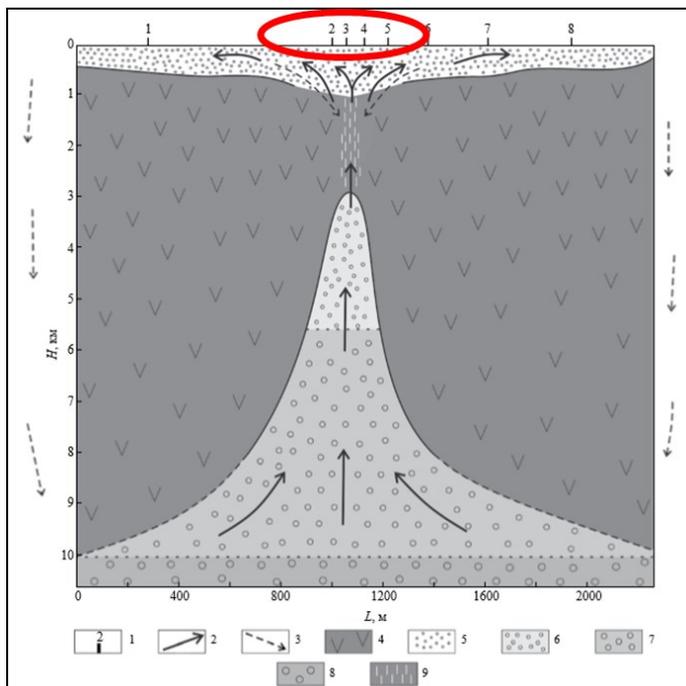


Рис. 3. Глубинная геоэлектрическая модель Больше-Банной гидротермальной системы. Центральная часть месторождения выделена красным овалом [6].

Основным элементом модели является глубинная проводящая зона в земной коре, которая поднимается с глубины 8 км до глубины примерно 5 км в районе пунктов наблюдения 2-5. Удельное электрическое сопротивление зоны составляет около 5-

10 Ом·м. По данным региональных исследований в рассматриваемом районе выделяется коровый проводящий слой на глубинах 10-35 км. Он связывается с наличием жидких флюидов – гидротермальных растворов, насыщающих слой с повышенной пористостью пород [6].

Обсуждение результатов и перспектив дальнейшего изучения

По результатам магнитной съемки и работ методом естественного потенциала установлены аномалии магнитного и электрического полей, результаты этих исследований коррелируют между собой и иллюстрируют гидротермальное изменение пород в районе зоны разгрузки и выхода гидротерм на дневную поверхность. Вертикальное электрическое зондирование наглядно показывает строение зоны разгрузки на глубину до 500 м, строение верхнего и нижнего водоупорных горизонтов пород по электропроводности, а также горизонта, насыщенного геотермальным раствором. Согласно данным ВЭЗ, горизонт с низким удельным сопротивлением, насыщенный геотермальным раствором, проникает на глубину до 500 и, вероятно, более метров в восточной части месторождения, на его периферии. Эта информация дает почву для размышлений об источнике питания и каналах поступления геотермального раствора. В свою очередь, магнитотеллурическое зондирование, напротив, показывает источник питания в виде субвертикального канала, находящегося непосредственно в центральной части месторождения.

Описанные выше результаты не дают полного представления о строении зоны разгрузки месторождения, в связи с чем автор доклада считает необходимым дальнейшее изучение Больше-Банного геотермального месторождения методами геофизики (ВЭЗ, гравиметрия, АМТЗ), с пристальным вниманием к глубинному строению его восточной части. Такие исследования и их осмысление поможет построить достоверную и детальную модель зоны разгрузки и даст понимание природы ее происхождения, а также поможет в оценке тепловых запасов и эксплуатации.

Список литературы

1. *Апрелков С.Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки // *Тектоника*. 1971. № 2. С. 105-111.
2. *Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей. М.: Наука, 1978. 176 с.
3. *Денисов Д.К., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О. и др.* Геофизические исследования в районе Больше-Банного геотермального месторождения (Камчатка) // *Материалы девярых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича*. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2017. С. 164-167.
4. *Денисов Д.К., Нуждаев И.А., Феофилактов С.О.* Строение зоны разгрузки парогидротерм Больше-Банного и Паужетского геотермальных месторождений по геофизическим данным // *Сборник тезисов 14-ой ежегодной научно-практической конференции и выставка «Инженерная и рудная геофизика 2018»*. Алматы: КНИТУ им. К.И. Сатпаева, 2018. С. 127.
5. *Коваленко В.Я., Зальмарович И.И.* Промежуточный отчет о результатах работ на Больше-Банном месторождении термальных вод в 1962 г. Альбом ВЭЗ. Северо-восточное геологическое управление, Камчатское РайГРУ. Петропавловск-Камчатский, 1968. С. 50-59.
6. *Новиков Ю.В., Логинов В.А.* Предварительные результаты работ в районе Больше-Банной гидротермальной системы методами магнитотеллурического зондирования // *Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. науки*. 2020. Т. 31. № 2. С. 215-225.
7. *Рычагов С.Н., Бойкова И.А., Сандиминова Е.И.* Ягоднинско-Банная гидротермально-магматическая система (Камчатка): контроль цеолитового, рудного и геотермального месторождений // *Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского петрографического совещания*. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2015. С. 534-539.

Анализ распределения продуктивных разломов и тектонических нарушений в Паратунском геотермальном районе

Журавлев Н.Б.^{1,2}

Analysis of distribution of productive fault and tectonic fracture in the Paratunsky geothermal area

Zhuravlev N.B.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

² *Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург;*
e-mail: st099075@student.spbu.ru

В работе проведен анализ распределения и азимутов простирания тектонических нарушений южной части Петропавловского геотермального района с целью выявить наиболее вероятные проницаемые структуры, обеспечивающее водное питание Паратунских геотермальных месторождений.

Введение

Критически важным вопросом при разработке стратегий устойчивой эксплуатации геотермальных месторождений является установление их источников водного питания. Это важно для определения запасов подземных вод и полезной тепловой энергии, которая может быть добыта и использована на месторождении.

Паратунский геотермальный район расположен в 40 км к юго-западу от г. Петропавловск-Камчатский. Основные гидротермальные объекты представлены двумя месторождениями термальных вод – Паратунским и Верхне-Паратунским – с общими запасами 48.1 тыс. м³/сут.

Несмотря на высокую степень изученности Паратунских месторождений, следующие вопросы все еще остаются достойными более подробного изучения: (1) Какие структуры могут вмещать каналы, по которым метеорные воды поступают в Паратунский геотермальный район? (2) Какова максимальная глубина инфильтрации метеорных вод и чем она обусловлена? (3) Возможна ли гидравлическая взаимосвязь Паратунского и Верхне-Паратунского месторождений через систему продуктивных разломов?

Так, в данной работе проведен анализ распределения тектонических нарушений в Паратунском геотермальном районе и вероятных областях его водного питания.

Концептуальная модель водного питания

Исходя из результатов анализов изотопного состава воды [5], область водного питания Паратунских геотермальных месторождений (в естественных условиях) не должна включать локальные водосборные бассейны в пределах самих месторождений, но должна быть приподнята до отметок ледников и многолетних снежников. Поэтому области с абсолютными отметками выше 1000 м, где фиксируется распространение ледников (Вилючинский вулкан, 2170 м абс.) и многолетних снежников (Вилючинский вулкан, локальные приводораздельные области кальдеры Леонова в верховьях р. Карымшина), являются наиболее вероятными областями водного питания Паратунских геотермальных месторождений (рис. 1) [2].

Исходные данные

Проведен анализ распределения азимутов простирания тектонических нарушений южной части Петропавловского геотермального района. Исходными данными являются: (1) глубинные разломы и разрывные нарушения, идентифицированные по данным [3, 4] в пределах областей водного питания и по наиболее вероятным путям фильтрации, скрытые под четвертичными образованиями; (2) субвертикальные (углы падения >20°) продуктивные разломы Паратунского и Верхне-Паратунского месторождений, идентифицированные ПО Frac-Digger как

плоско-ориентированные кластеры по кровлям продуктивных зон, вскрытых эксплуатационными скважинами [2]. Распределение азимутов простирания изучено по нескольким областям выборки, представленным на рис. 2. Суммарное число тектонических нарушений, использованных для сравнительного анализа – 558.

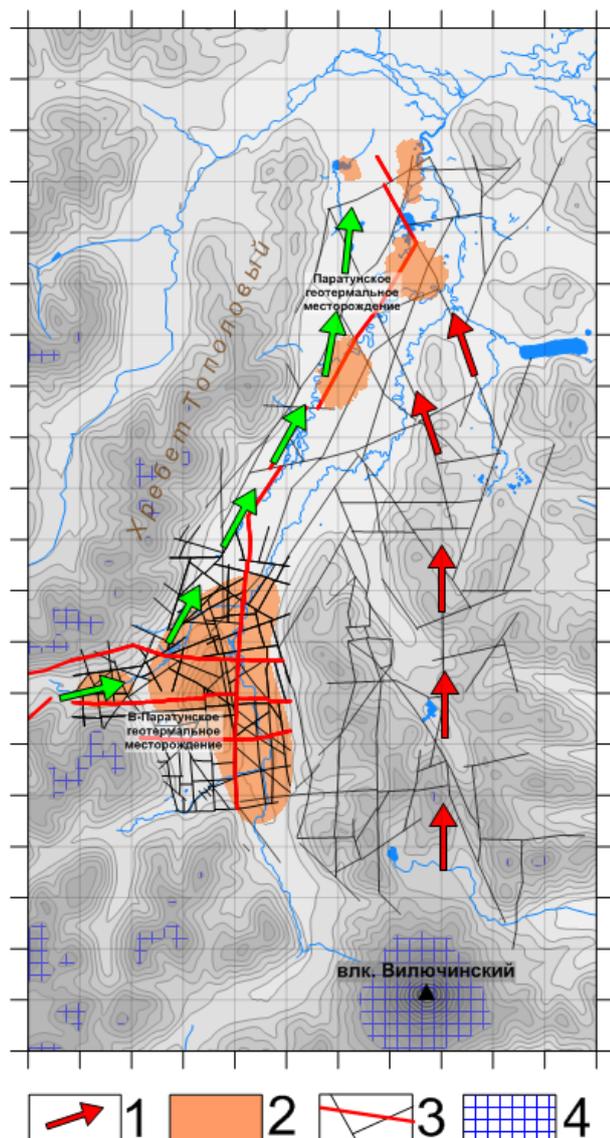


Рис. 1. Концептуальная модель водного питания Паратунского геотермального района.

Условные обозначения:

- 1 – направления фильтрации метеорных вод;
- 2 – границы продуктивных резервуаров на отм. -750 м абс. по данным [2];
- 3 – продуктивные разломы, тектонические нарушения по данным [3, 4];
- 4 – области распространения многолетних ледников и снежников выше 10000 м абс.

Результаты

Результаты анализа представлены в виде роза-диаграмм на рис. 2. Здесь наибольший интерес представляет сравнение азимутов простирания тектонических нарушений по периферии Паратунского геотермального района (красные) с плоско-ориентированными кластерами Паратунского месторождения (синие). Так, для Паратунского грабена в целом (рис. 2а) свойственны две основные системы нарушений: субширотная ВСВ 80-90° и субмеридиональная ССЗ 340-10°. Для области выборки «Вилучинский вулкан – Паратунское месторождение» (рис. 2б) преобладающим является ССЗ простирание 330-340°.

Паратунский геотермальный резервуар включает 16 продуктивных разломов и горизонтов, среди которых наиболее продуктивными являются горизонты в диапазоне глубин от -490 до -560 м абс. (29 % от общей продукции по месторождению) и пять основных субвертикальных продуктивных разломов (41 % от общей продукции по месторождению), выявленных на продуктивных участках. Система питающих разломов характеризуется различными простираниями, преимущественно ЗСЗ, ССВ (рис. 2, синие) [2].

Линейно выраженные нарушения на Верхне-Паратунском месторождении, выявленные геофизическими исследованиями [3], представлены двумя системами – диагональной и ортогональной. Первая включает разрывные нарушения СВ и СЗ простирания, а вторая – субмеридиональные (ССЗ 340-0°) и субширотные (ВСВ 80-90°) разрывные нарушения. Пересечения этих нарушений создают довольно густую мозаику полиблочной структуры (рис. 1). С применением программы Frac-Digger, по кровлям продуктивных зон, вскрытых скважинами, были получены плоско-ориентированные кластеры, которые возможно интерпретировать как продуктивные разломы. На рис. 2в, г показана сравнительная роза-диаграмма для Верхне-Паратунского месторождения по данным оцифровки фондовых материалов и по плоско-ориентированным кластерам.

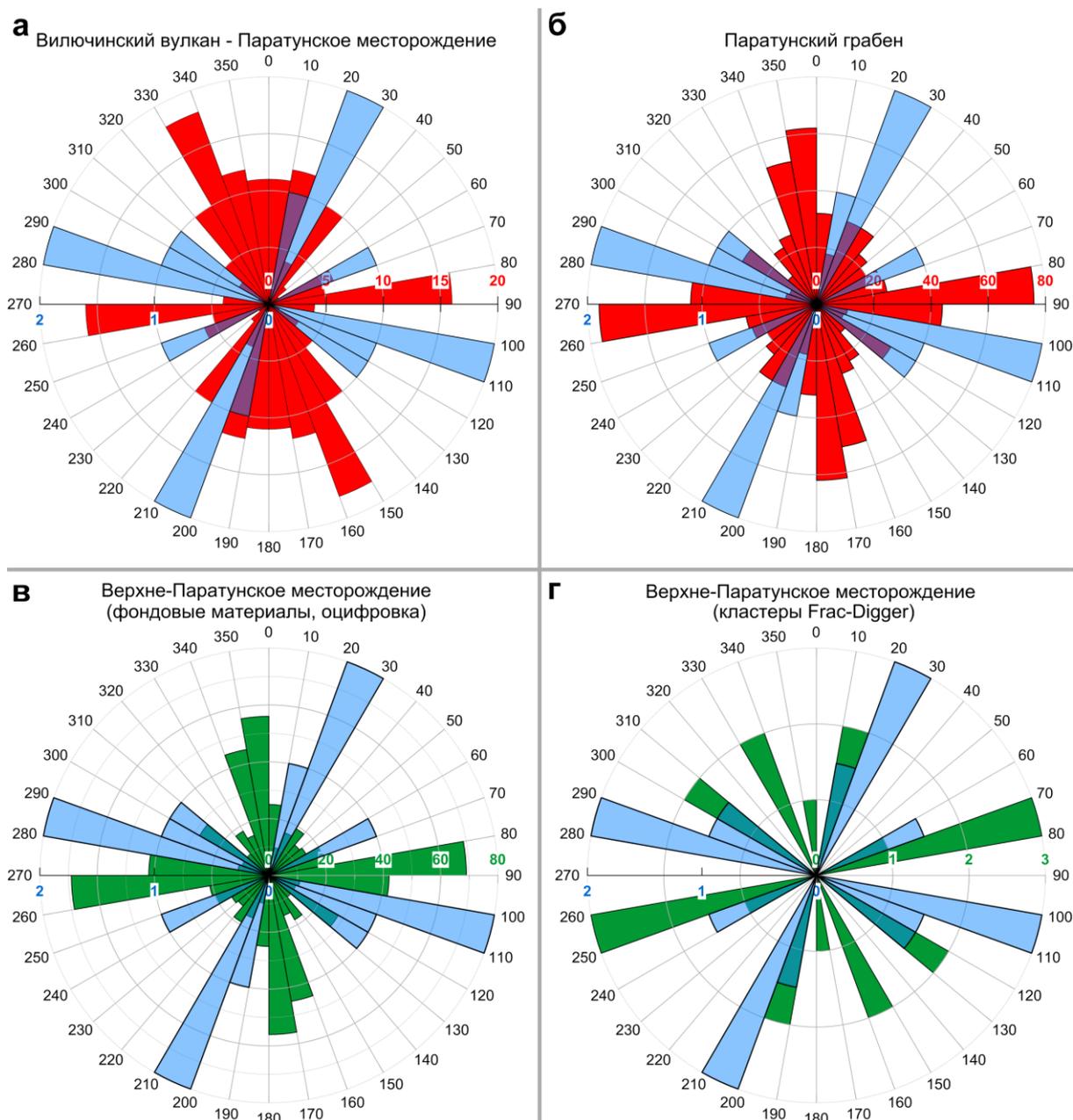


Рис. 2. Роза-диаграммы азимутов простирания разломов Паратунского геотермального района. а – по области «Вилучинский вулкан – Паратунское месторождение», б – по всему Паратунскому грабену; в, г – по Верхне-Паратунскому месторождению. Синим цветом обозначены азимуты простирания продуктивных разломов Паратунского месторождения по данным [2].

Из полученных результатов следует, что для Паратунского геотермального района, как и для ССЗ периферии Вилючинского вулкана, характерно развитие двух систем тектонических нарушений – субширотной и субмеридиональной. В плане от Вилючинского вулкана явно наблюдается преобладание тектонических нарушений, тяготеющих к месторождению по простиранию, которые возможно считать высокопроницаемыми структурами, по которым происходит перенос вод метеорного генезиса от вулкана к восточному флангу геотермального месторождения.

На схеме рельефа кровли мелового фундамента для Южной Камчатки, составленной М.И. Зубиным, видно, что с Верхне-Паратунским месторождением связан локальный прогиб фундамента до глубин ~3500 м [1]. Локальная депрессионная структура выделяется в данном районе и по гравиметрическим данным. Для СВ периферии Вилючинского вулкана кровля фундамента идентифицирована на плотностном разрезе по данным комплекса геофизических исследований [3] на отметках -3000...-3500 м. Следовательно, глубина инфильтрации метеорных вод Вилючинского вулкана в направлении к его северо-западной периферии ограничена отметкой -3.5 км.

Сравнение азимутов простирания продуктивных разломов Паратунского и Верхне-Паратунского месторождений отображает положение субмеридионального Центрального разлома, разделяющего Паратунскую депрессию на два фланга с выраженной геохимической зональностью, но это пока не дает оснований утверждать о наличии видимой гидравлической взаимосвязи между вышеуказанными месторождениями.

Исследование выполнено в рамках гранта Российского научного фонда № 23-27-00127, <https://rscf.ru/project/23-27-00127/>.

Список литературы

1. *Зубин М.И.* Геофизические поля и глубинное строение по геофизическим данным // Долгоживущий центр эндогенной активности Южной камчатки. М.: Наука, 1980. С. 10-19.
2. *Кирюхин А.В.* Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. Санкт-Петербург: Эко-Вектор Ай-Пи, 2020. 431 с.
3. *Смирнова Н.Ф., Наумов Л.Т., Кузьмин В.В., Захарова Г.С.* Отчет о результатах предварительной разведки участков «Восточный» и «Южный» Верхне-Паратунского месторождения термальных вод (1976-1978 гг.). Термальный: гидрогеологическая экспедиция, 1979.
4. *Шварц Я.Б., Нурмухамедов А.Г., Желтухин А.С.* Отчет об опытно-методической работе по применению геолого-структурных, гидрогеологических, геофизических и дистанционных критериев поиска термальных вод на закрытых площадях. Термальный: Авачинская тематическая гидрогеологическая партия, 1995.
5. *Kiryukhin A., Vorozheikina L., Voronin P. et al.* Thermal and permeability structure and recharge conditions of the low temperature Paratunsky geothermal reservoirs in Kamchatka, Russia // *Geothermics*. 2017. V. 70. P. 47-61. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.06.002>

Геохимические и гидрогеологические индикаторы формирования ASC-вод в постройках активных вулканов Тихоокеанского обрамления (обзор)

Калачева Е.Г., Таран Ю.А.

Geochemical and hydrogeological indicators of ASC-waters formation in edifices of active volcanoes of the Pacific Rim (review)

Kalacheva E.G., Taran Y.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: keg@kscnet.ru

В данном обзоре рассмотрены основные геохимические индикаторы формирования ультракислых ($\text{pH} < 3$) $\text{SO}_4\text{-Cl}$ (Cl-SO_4) (в зависимости от мольного отношения сульфат/хлор) вулканических вод (далее ASC-воды, Acid-Sulfate-Chloride waters), разгружающихся на вулканах островных дуг и континентальных окраин Тихоокеанского огненного кольца. Используются как опубликованные данные, так и собственные материалы.

Как известно, основной механизм формирования ASC-вод сводится к конденсации вулканических паров в близповерхностных условиях и/или растворение «кислых» магматических летучих (SO_4 , Cl , HF) в близповерхностных подземных водах с образованием смеси кислот. В случае конденсации магматических флюидов непосредственно над зоной восходящего потока и смешения их с метеорными водами, в кратерах вулканов образуются ультракислые озера. Если разгрузка подобных вод непосредственно над областью формирования невозможна, образуются латеральные потоки, движение которых направлено в сторону падения гидравлического градиента. В данном случае ASC-воды выходят на поверхность в виде преимущественно нисходящих, высокодебитных горячих и теплых ультракислых источников гипсометрически ниже, чем расположена область их формирования.

Большинство ASC-вод обнаружены и описаны в Японии и на Курильских островах [10]. В Индонезии ASC-воды связаны с вулканом Сирунг и его кратерным озером, с вулканами Папандайян и Кава Иджен. В Латинской Америке известны проявления на вулканах Невадо-дель-Руис, Пурасе и Галерас (Колумбия), на вулкане Эль-Чичон (Мексика), вулканах Поас (Коста-Рика) и Копауэ (Аргентина). Все эти места характеризуются влажным климатом, хорошо развитой гидрографической сетью и высоким уровнем грунтовых вод.

Геохимические индикаторы формирования ASC-вод

В таблице приведены средние значения общего химического состава 24 групп ASC-вод (по литературным и собственным данным).

Изотопный состав воды. Для большинства ASC-вод, имеющих относительно низкие концентрации хлора (< 3 г/л) изотопный состав близок к составу местных метеорных вод. Только для вод с высокими концентрациями хлор-ионов может наблюдаться одновременное утяжеление δD и $\delta^{18}\text{O}$ в направлении более или менее универсального изотопного состава магматической воды [10 и ссылки в ней]. Одним из наиболее ярких примеров являются источники вулкана Копауэ (Аргентина). В этих водах высокие содержания хлор-ионов, до 15 г/л, то есть такие же, как в конденсатах высокотемпературных вулканических газов [4, 11], а изотопный состав отражает процесс смешения между локальной метеорной и магматической водой [1]. Однако, для некоторых вулканических гидротермальных систем, изотопный состав вод указывает на более сложные процессы, чем простое смешение. Например, изотопный состав вод кратерного озера и источников вулкана Сирунг показывает значительное изотопное утяжеление за счет испарения и потери пара с поверхности озера [2].

Таблица. Химический (мг/л) и изотопный ($\delta^{34}\text{S-SO}_4$ ‰) составы кислых $\text{SO}_4\text{-Cl}$ вод

	Вулкан	Год	t °C	pH	SO_4^{2-}	Cl^-	F^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Al	Fe	S/Cl моль	$\delta^{34}\text{S-SO}_4$
Курильские острова															
1	Эбеко (В-Ю ист.)	2020	70	1.8	2089	1112	9.7	48.1	25	161	43.1	188	79.5	1.13	18.9
	Эбеко (Ручей № 1)	2021	89	1.4	8880	3192	84	225	113	381	161	505	251		
2	Кунтоминтар	2016	76	2.3	6083	1086	44	111	15	432	92	440	341	2.07	17.6
3	Синарка	2017	51	2.7	1538	2538	0.2	385	29.8	545	501	49.1	106	0.92	
4	Берга	2017	31	3.2	1074	548	3.3	192	23.4	339	155	20	4.4	0.72	
5	Три сестры	2017	45	2.3	1091	234	1.4	129	18	235	47	14	5.9	1.72	21.6
6	Баранский	2021	95	1.2	4865	1838	31	112	44.6	147	38	165	47	95.1	28.1
7	Менделеева (НМ)	2015	82	2.3	1085	1230	2.5	398	39	142	52	26	54	0.33	9.4
8	Головнина	2015	44	1.9	485	649	1.1	209	24	66	26	4.7	8.8	0.28	13
Япония															
9	Сиретоку	2013	92	1.3	4100	1500	35	230	34	350	196	124	98	1.01	
10	Атосанопури	1962	62	1.4	3375	1633		301	75	305	27			0.76	17.2
11	Тамагава	2000	98	1.4	930	2800	50	56	41	148	44	105	90	0.12	31
12	Зао	1980	47	1.4	4571	664	25	53	34	67	53	171	82	2.54	14.7
13	Кусатсу Ширане (оз.)	2003	26	1.2	1827	2482		23	15	94	24	141	83	0.27	34.7
	Кусатсу Ширане (ист.)	2003	95	1.6	1760	978		108	52	101	59	60	11.3	0.66	22.7
14	Сацума Иводзима	1990	60	1.6	7430	1847	10	603	166	314	58	710	120	1.49	17.6
Филиппины															
15	Канлаон	2014	75	2.7	287	431	5	253	39	30	4	5	21	0.25	-2.4
Индонезия															
16	Кава Иджен (оз.)	2009	36	0	64771	22115	1394	1141	1312	807	686	5792	2384	1.08	22.1
	Кава Иджен (ист.)	2009	34	0.4	45389	14587	226	882	983	778	557	4606	2528	1.15	18.2
17	Папандайян	2005	84	1.9	4386	631		140	23	284	170	106	1010	2.57	-0.3
18	Сирунг (оз.)	2008	42	0.4	24598	17510	722	220	137	1656	293	1804	879	0.52	13.2
	Сирунг (река)	2008	59	1.3	5903	2789	234	160	62	658	215	658	238	0.78	13.2
Мексика															
19	Эль Чичон (оз.)	1997	32	2.6	403	4430	0.02	1414	233	577	112	5.5	11.5	0.03	2.3
	Эль Чичон (ист.)	2004	58	2.2	590	10003	0.61	4830	488	1181	40	42	18	0.02	5.3
Коста-Рика															
20	Поас (оз.)	1990	49	1.1	59500	22100	1270	740	260	1120	780	2290	1240	0.99	14
	Поас (ист.)	1990	56	1.5	12000	5930	152	460	120	425	820	1740	1020	0.75	10
Колумбия															
21	Невадо дель Руис	1986	65	1.5	10610	1025	91	505	120	269	248	633	152	3.82	19.9
22	Галерас		27	2.0	4444	559	48	238	66	271	170			2.93	
23	Пурасе	2017	48	1.9	3356	1056	22	348	132	178	240	113	76	1.17	16.2
Аргентина															
24	Копауэ (оз.)	2005	32	0.8	10127	7164	864	290	181	636	232	878	327	0.52	14.2
	Копауэ (ист.)	2005	62	1.4	11988	7026	524	759	263	735	814	1510	672	0.63	14.5

Примечание. Пустые ячейки означают отсутствие данных. Данные в таблице из [10 и ссылки в ней].

Изотопный состав серы – является одним из важных факторов изучения условий формирования ASC-вод. В случае растворения в воде вулканического SO_2 происходит рекомбинация с образованием растворенного и газообразного H_2S , элементарной серы – S и растворенного бисульфата – HSO_4^- . В работе [7] экспериментальным путем измерены параметры изотопного фракционирования $\text{H}_2\text{S-S-HSO}_4$ в этой реакции. В температурном интервале 150-300 °C сера бисульфата оказывается на 6-8 ‰ тяжелее серы исходного SO_2 . Если принять $\delta^{34}\text{S-SO}_2 = +6 \pm 3$ ‰ (изотопный состав островодужной серы) [6], то после рекомбинации SO_2 в водном растворе образующийся би(сульфат) будет иметь $\delta^{34}\text{S} = +13 \pm 3$ ‰. Примерно такой изотопный состав серы сульфата наблюдается в большинстве ультракислых вулканогидротермальных систем (таблица).

Другие процессы, такие как гидролиз элементарной серы или приповерхностное окисление сероводорода, могут утяжелять или облегчать $\delta^{34}\text{S}$. В случаях смешения кислых сульфатных вод с нейтральными, содержащими низкие концентрации SO_4 , или при приповерхностном окислении сероводорода, разгружающегося вместе с Na-Cl-водой, изотопный состав серы сульфата легкий (-5‰ - $+5\text{‰}$), поскольку при окислении сероводорода фракционирования практически нет [3]. Пример такого окисления сероводорода можно найти в работе по геохимии геотермальной системы Канлаон (о. Негрос, Филиппины) ($\delta^{34}\text{S-SO}_4 = -2.5\text{‰}$) [8]. При гидролизе серы фракционирование между образовавшимся сульфатом – продуктом гидролиза – и элементарной серой составляет от 30 ‰ (при 200 °C) до 20 ‰ (при 300 °C) [9]. Поэтому в сформированных по такому сценарию водах, сульфат изотопно тяжелый – выше 30 ‰. Такой механизм возможен, например, на источниках «Голубые озера» вулкана Баранского (о. Итуруп, Курильские острова).

Химический состав вод. В дополнение к изотопному составу серы и воды, индикатором формирования вулканических ASC-вод может быть их химический состав. Для большинства из них характерно молярное отношение сульфата к хлору ~ 1 (таблица). Однако, только по отношению SO_4/Cl трудно предложить механизм образования анионного состава, поскольку сера теряется при подъеме воды к поверхности или вблизи поверхности как следствие осаждения сульфатных минералов: алунитов, ярозита, ангидрита и гипса. Конечное отношение SO_4/Cl также зависит от отношения вода/порода. Чем выше отношения вода/порода, тем больше отношения SO_4/Cl , при этом низкие отношения обеих величин должны сопровождаться повышением pH [5].

Характерной особенностью высокотемпературных вулканических газов служат также высокие концентрации HF. Согласно [11], островодужные газы характеризуются молярным отношением Cl/F, равным 11 ± 4 . Концентрации фтор-ионов в ASC-водах варьируют в широких пределах, от единиц до тысячи мг/л. Верхне-Юрьевские источники, источники Тамагава, кислые воды вулканов Невадо дель Руис и Пюрасе в Колумбии, а также ASC-воды, связанные с кратерными озерами Поас и Копауэ, имеют высокие концентрации фтора и низкие отношения Cl/F. Таким образом, этот показатель может служить одним из сильных индикаторов непосредственного магматического вклада в формирование ASC-вод.

Катионный состав ASC-вод в некоторых случаях также может служить индикатором их формирования. Ультракислые воды, как правило, почти полностью растворяют породу, и соотношение основных катионов близко к таковому во вмещающей породе. Концентрации алюминия и железа очень чувствительны к pH: воды с $\text{pH} > 2.5$ резко обедняются этими компонентами (таблица). При смешении ASC вод с хлоридно-натриевыми водами увеличиваются относительные концентрации натрия (+калий).

Гидрогеологические аспекты формирования ASC-вод. Формирование ультракислых вулcano-гидротермальных систем в большой степени связано со специфической структурой вулканических аппаратов, а также с локальными гидрогеологическими особенностями. Основные критерии формирования таких систем сводятся к следующему: 1) в постройке вулкана должен существовать источник магматических газов, SO_2 и HCl, растворение которых в грунтовых водах дает ультракислые растворы, то есть приводит к образованию гидротермальной системы (гидротермального резервуара) в предвершинной части вулкана; 2) наличие специфической структуры проницаемости вулканической постройки, например, чередование проницаемых и непроницаемых зон (лавовые потоки – пирокластика); 3) отсутствие длительного взаимодействия с вмещающими породами; 4) значительный гидравлический градиент, обеспечивающий латеральный поток образовавшегося кислого раствора; 5) достаточно короткое время водообмена в системе; 6) климат с достаточно высоким количеством осадков. Другими словами, это должна быть «проточная» система с высокой скоростью оттока.

Заключение

Представлены данные о химическом составе более 20 систем кислых сульфатно-хлоридных термальных (ASC) вод, разгружающихся на склонах вулканов в различных вулканических регионах мира. Основными геохимическими индикаторами формирования ASC-вод являются: 1) изотопный состав воды; 2) изотопный состав серы; 3) анионный состав. Для большинства ASC-вод, имеющих относительно низкие концентрации хлора (<3 г/л), изотопный состав воды (δD и $\delta^{18}O$) близок к составу местных метеорных вод. Только для вод с высокими концентрациями хлор-ионов может наблюдаться одновременное утяжеление δD и $\delta^{18}O$ в направлении изотопного состава магматической воды. Изотопный состав серы указывает на процессы формирования сульфата в ASC-водах. Значения $\delta^{34}S < 5 \text{ ‰}$ указывают на окисление сероводорода. Если же $\delta^{34}S$ близок к 15 ‰, то более вероятно рекомбинация магматического SO_2 . В случае же формирования состава ASC-вод за счет взаимодействия с англизированной породой, изотопный состав серы сульфата может находиться в широких пределах, но поскольку такая порода может содержать значительное количество элементарной серы, наиболее вероятно, что $\delta^{34}S > 15 \text{ ‰}$.

Наиболее сильным геохимическим индикатором формирования ASC-вод является соотношение Cl/F.

Появление ультракислых вод в большой степени связано со специфической структурой вулканических аппаратов, а также с локальными гидрогеологическими особенностями. Основным критерием является то, что это должна быть «проточная» система с высокой скоростью оттока.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-17-00016.

Список литературы

1. *Agusto M., Varekamp J.* The Copahue volcanic-hydrothermal system and applications for volcanic surveillance // Tassi F., Vaselli O., Caselli A. (Eds.). Copahue Volcano. Springer, 2016. P. 199-238.
2. *Caudron C., Bernard A., Murphy S. et al.* Volcano hydrothermal system and activity of Sirung volcano (Pantar Island, Indonesia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 357. P. 186-199. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.011>
3. *Delmelle P., Bernard A.* The remarkable chemistry of sulfur in hyper-acid crater lakes: a scientific tribute to Bokuichiro Takano and Minoru Kusakabe / Rouwet D., Christerson B., Tassi F., Vandemeulebrouck J. (Eds.). Volcanic Lakes. Springer, 2015. P. 239-259.
4. *Giggenbach W.F.* Chemical composition of volcanic gases / Scarpa R., Tilling R.I. (Eds.). Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards. Springer-Verlag, Berlin, 1996. P. 221-256.
5. *Hedenquist J.W., Taran Y.* Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // Economic Geology. 2014. V. 108. P. 1523-1540.
6. *Kagoshima T., Sano Y., Takahata N. et al.* Sulfur geodynamic cycle // Scientific Reports. 2015. V. 5. Art. 8330.
7. *Kusakabe M., Komoda Y., Takano B., Abiko T.* Sulfur isotopic effects in the disproportionation reaction of sulfur dioxide in hydrothermal fluids: implications for the $\delta^{34}S$ variations of dissolved bisulfate and elemental sulfur from active crater lakes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2000. V. 97 (1). P. 287-307. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00161-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00161-4)
8. *Maximo R.P.R., Bernard A., Maussen K. et al.* Geochemical studies of thermal waters from Kanlaon Volcano, Negros Island, Philippines // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. V. 374. P. 39-51. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.014>
9. *Robinson B.W.* Sulfur isotope equilibrium during sulphur hydrolysis at high temperatures // Earth and Planetary Science Letters. 1973. V. 18. P. 443-450.
10. *Taran Y., Kalacheva E.* Acid sulfate-chloride volcanic waters; Formation and potential for monitoring of volcanic activity // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2020. V. 405. Art. 107036. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.107036>
11. *Taran Y., Zelenski M.* Systematics of water isotopic composition and chlorine content in arc-volcanic gases / The Role of Volatiles in the Genesis, Evolution and Eruption of Arc Magmas. Geological Society, London, Special Publications. 2014. P. 410-432.

Сравнительная характеристика толщи гидротермальных глин Верхне- и Восточно-Паужетского термальных полей (Южная Камчатка)

Кравченко О.В., Рычагов С.Н.

Comparative characteristics of hydrothermal clays of Upper and East Pauzhetsky thermal fields (Southern Kamchatka)

Kravchenko O.V., Rychagov S.N.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: kovina86@mail.ru

На основании сравнительной характеристики толщи гидротермальных глин двух основных термальных полей Паужетского геотермального месторождения получены критерии оценки условий разгрузки парогидротерм в различных блоках геологической структуры месторождения.

Введение

Гидротермальным глинам Паужетско-Камбально-Кошелёвского геотермального района посвящена большая серия работ [1, 3-7 и др.]. С помощью проходки шурфов и скважин колонкового бурения на основных термоаномалиях района изучено распространение глин, их химический и минеральный составы, физические свойства и т.д. Показана роль толщи гидротермальных глин как индикатора многих геологических (геотермических, геохимических, минералогических) процессов в структуре современных гидротермальных систем. На Паужетском геотермальном месторождении детально изучены крупные термальные поля – Верхне- (ВхПП) и Восточно-Паужетское (ВПП). В связи с уникальными геолого-геофизическими и минералого-геохимическими данными, второму термальному полю было уделено повышенное внимание, в т.ч. при изучении разрезов толщи глин [4, 5, 10]. Однако, сравнительная характеристика объектов, представленная в настоящей публикации впервые для Паужетского месторождения, позволяет получить новые данные о геотермальных процессах в зоне разгрузки парогидротерм.

Строение зон разгрузки термальных вод Паужетского месторождения

Термальные поля Паужетского месторождения приурочены к отдельным овально-кольцевым тектоно-магматическим блокам (ВПП) или к более сложной системе сочленения и наложения таких структур (ВхПП) [9] (рис. 1). На поверхности термальных полей разгружаются слабокислые сульфатные и гидрокарбонатно-сульфатные растворы с минерализацией до 1 г/л. Растворы формируются за счет смешения конденсата сульфатного пара с метеорными водами и поступающими на дневную поверхность гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридными гидротермами верхнего водоносного горизонта. Такая гидрогеохимическая обстановка преобладает в районе ВхПП, но на ВПП в основании толщи гидротермальных глин разгружаются металлоносные щелочные хлоридно-натриевые растворы глубинного происхождения [4]. Таким образом, в районе этих термальных полей существуют принципиально различные геолого-структурные и физико-химические условия формирования и фильтрации термальных вод, по-видимому, определяющие состав, строение и генезис толщи гидротермальных глин.

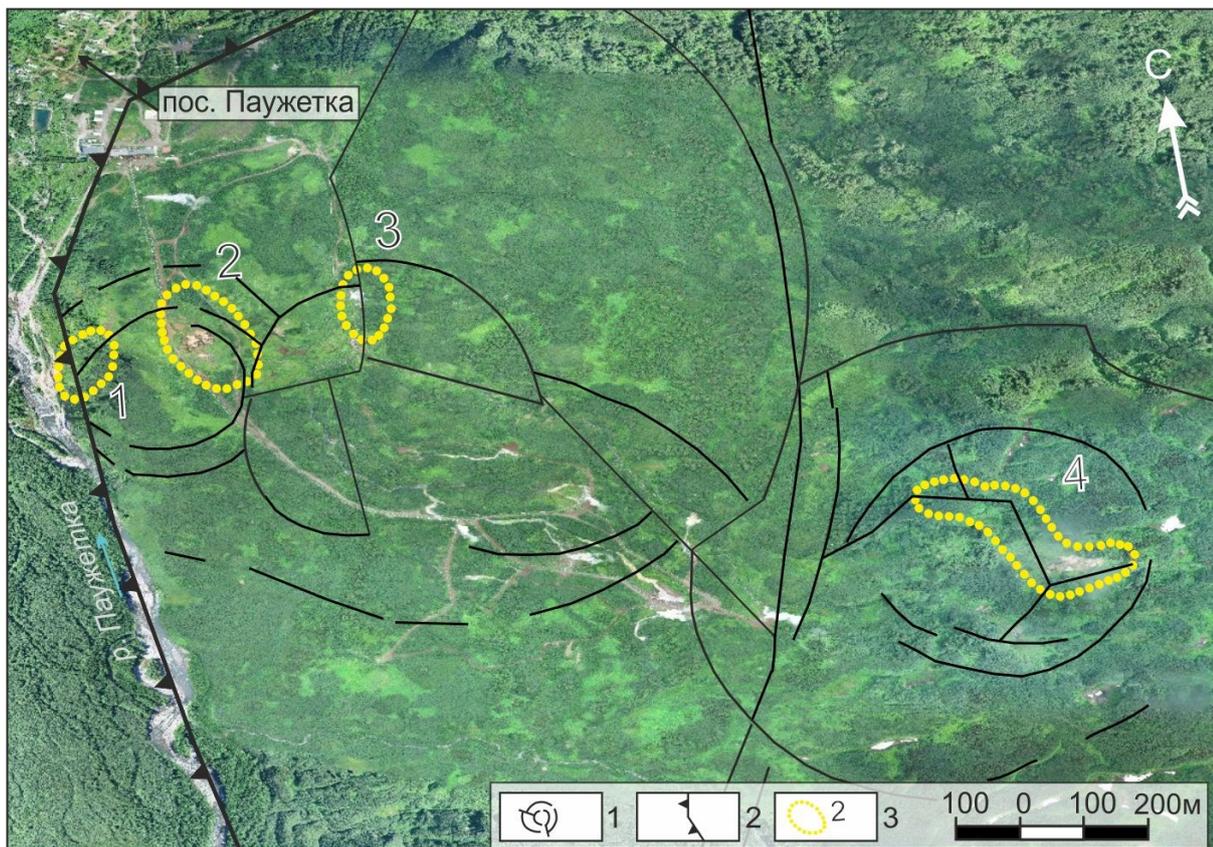


Рис. 1. Ортофотоплан (автор М.С. Чернов) и основные структурные элементы Паужетского геотермального месторождения по [9]. Условные обозначения: 1 – кольцевые тектонические нарушения; 2 – граница Паужетского грабена; 3 – термальные поля Паужетского геотермального месторождения: 1 – Южно-, 2 – Верхне-, 3 – Нижне- и 4 – Восточно-Паужетское.

Фактический материал и обсуждение результатов

Литологические разрезы толщи гидротермальных глин ВхПП и ВПП имеют принципиальное сходство и, в то же время, существенные различия в составе и свойствах выделенных горизонтов (рис. 2, 3). Верхняя часть толщи сложена пестроцветными глинами зоны сернокислотного выщелачивания. Из глинистых минералов здесь преобладает каолинит. Другие минералы: сульфаты ряда металлов (Са, Al, Fe, др.), оксиды железа и титана, сульфиды железа, отмечается самородная сера. К этому горизонту приурочен субкавальный (сульфидный) барьер [2] на обоих термальных полях. В следующем горизонте происходит смена каолинита на монтмориллонит, а глубже преобладают смешанослойные минералы, вплоть до иллит-сметита и хлорит-сметита, а также гидрослюды в аргиллизированных породах основания. Границы между горизонтами и слоями глин резкие, что определяется структурой проницаемости и, соответственно, изменением температурного режима. Литологический разрез ВПП выделяется наличием мощного и протяженного горизонта пластичных глин, обладающего свойствами водоупора и теплового изолятора. Формирование этого горизонта послужило одним из факторов образования минеральных рудных ассоциаций: фосфатно-алюмосиликатно-сульфидной и кремнисто-карбонатно-сульфидной вследствие разгрузки в проницаемой зоне щелочных металлоносных растворов с участием соединений фосфатов и редких металлов, что отражается в распределении основных химических компонентов на рис. 3. Другой особенностью разреза ВПП является устойчивый рост концентрации щелочных и щелочноземельных элементов к основанию толщи глин. Ранее было установлено, что аргиллизированные андезиты ВПП интенсивно карбонатизированы и цеолитизированы за счет разгрузки напорных щелочных термальных вод [8].

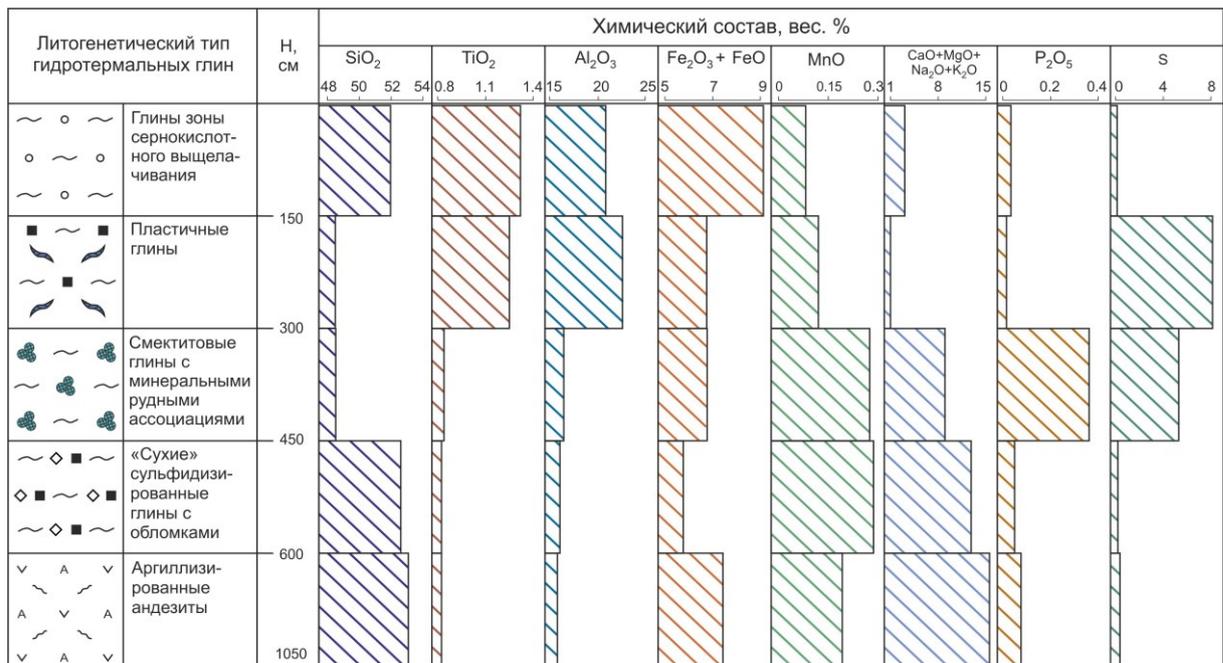


Рис. 2. Строение и химический состав толщи гидротермальных глин VxIII.

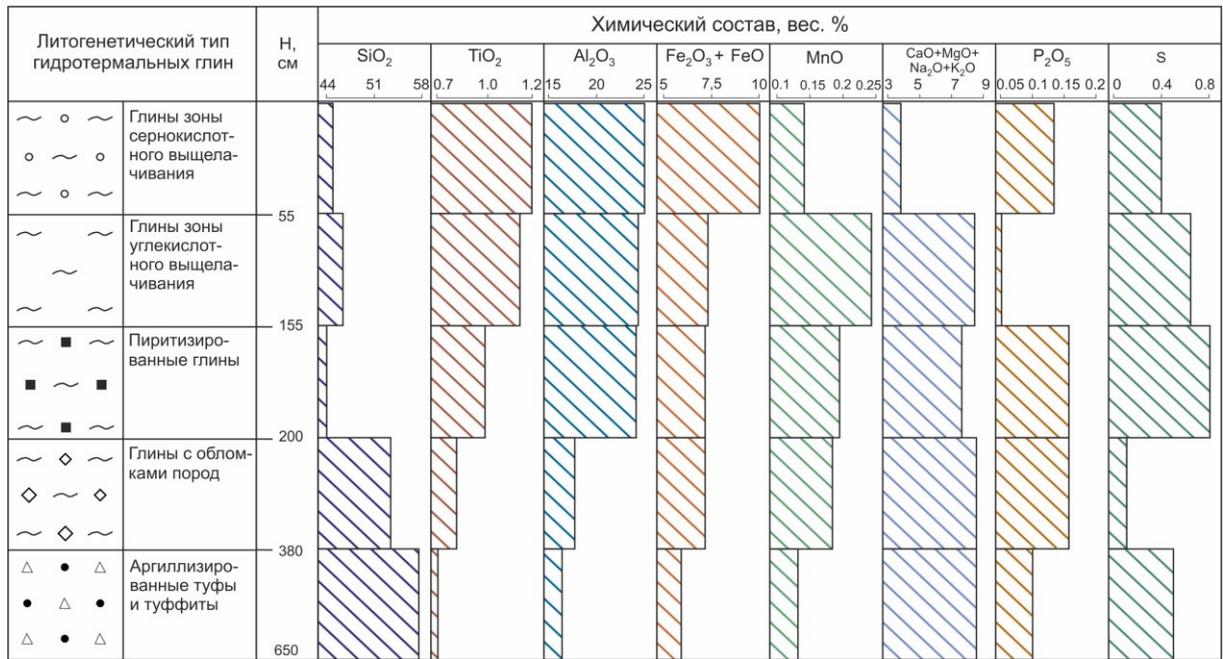


Рис. 3. Строение и химический состав толщи гидротермальных глин VIII.

Соответственно, с этими процессами связан привнос во вмещающие породы Ca, Mg, K, Na, а также Mn. На VxIII распределение химических компонентов обусловлено замедленной фильтрацией слабокислых термальных вод в туфах и туффитах дацитового состава. Такая гидродинамика на данном участке месторождения является следствием общей структуры Паужетки: в приповерхностных горизонтах центральной части гидротермальной системы происходит латеральное растекание термальных вод верхнего водоносного горизонта, их смешение с метеорными водами и конденсатом кислого пара [9, 11].

Заключение

Сравнительная характеристика разрезов толщи гидротермальных глин двух основных термальных полей Паужетского геотермального месторождения указывает на определенные условия формирования и разгрузки термальных вод в различных блоках

геологической структуры месторождения. Полученные критерии выделения горизонтов толщи гидротермальных глин Паужетки могут быть использованы для прогноза строения и состава аргиллизированных пород и (или) состава и условий циркуляции термальных вод на других, менее изученных гидротермальных системах. Возможно решение и обратной задачи: моделирование строения толщи аргиллизированных пород на основании данных о составе и динамике термальных вод в зоне разгрузки парогидротерм.

Список литературы

1. *Кравченко О.В., Рычагов С.Н.* Строение и литогенез толщи гидротермальных глин Нижне-Кошелевской геотермальной аномалии (Южная Камчатка) // Литосфера. 2017. № 2. С. 95-114.
2. *Пампура В.Д.* Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 153 с.
3. *Рычагов С.Н., Давлетбаев Р.Г., Ковина О.В.* Гидротермальные глины и пирит геотермальных полей: значение в геохимии современных эндогенных процессов (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 39-56.
4. *Рычагов С.Н., Сандиминова Е.И., Чернов М.С. и др.* Минералообразование на Восточно-Паужетском термальном поле (Южная Камчатка) как отражение влияния глубинного щелочного флюида и эпитепирмальной рудообразующей системы // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 2. С. 255-279. <https://doi.org/10.15372/GiG2022211>
5. *Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чернов М.С.* Специфические минеральные ассоциации гидротермальных глин (Южная Камчатка) // ДАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 81-86. <https://doi.org/10.7868/S0869565217310176>
6. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины как высокодинамичная коллоидно-дисперсная минералого-геохимическая система // ДАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 806-809.
7. *Рычагов С.Н., Соколов В.Н., Чернов М.С.* Гидротермальные глины геотермальных полей Южной Камчатки: новый подход и результаты исследований // Геохимия. 2012. № 4. С. 378-392.
8. *Сандиминова Е.И., Рычагов С.Н., Сергеева А.В., Чубаров В.М.* Цеолитовая минерализация в аргиллизитах Восточно-Паужетского термального поля как индикатор разгрузки щелочного флюида в современной гидротермальной системе (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 6. С. 42-62. <https://doi.org/10.1134/S0742046322060070>
9. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
10. *Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др.* Новые данные о строении зоны разгрузки гидротерм в районе Восточно-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2017. № 5. С. 36-50. <https://doi.org/10.7868/S0203030617050030>
11. *Феофилактов С.О., Рычагов С.Н., Букатов Ю.Ю. и др.* Строение зоны разгрузки парогидротерм в районе Верхне-Паужетского термального поля (Южная Камчатка) // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 9. С. 1194-1214. <https://doi.org/10.15372/GiG2019163>

Макрокомпонентный состав поровых растворов глин Паужетского геотермального месторождения (юг Камчатки, Россия)

Кузьмина А.А., Сергеева А.В., Кравченко О.В., Карташева Е.В., Назарова М.А.

Macrocomponent composition of pore solutions in clays of the Pauzhetka geothermal field (south of Kamchatka, Russia)

Kuzmina A.A., Sergeeva A.V., Kravchenko O.V., Kartasheva E.V., Nazarova M.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: analytic@kscnet.ru

В работе описаны составы поровых растворов Восточно-Паужетского и Верхне-Паужетского термальных полей, расположенных на Паужетском геотермальном месторождении, на юге Камчатки. Поровые растворы глин Восточно-Паужетского поля имеют Ca-Mg-NH₄-состав, Верхне-Паужетского – преимущественно Ca-Mg. Описаны корреляции между компонентами растворов и специфика составов для разных термальных полей.

Введение

В настоящей работе исследован состав поровых растворов Паужетского геотермального месторождения, расположенном на юге п-ова Камчатка. Геологическая структура характеризуется локальным тектоно-магматическим поднятием пород в позднечетвертичное время. Породы разбиты на субвертикальные блоки за счет внедрения малых интрузий габбро-диоритов и активных тектонических подвижек в доголоценовое время и современный период. По зонам дробления на поверхность разгружаются термальные растворы с температурой до 98 °С, которые преобразуют горные породы до гидротермальных глин. В результате этого на поверхности образуются термальные площади с выжженной растительностью, парящими грунтами, парогазовыми струями, кипящими грязеводными источниками. От основания глинистых плащей идет поток глубинных флюидов с преимущественно слабощелочной средой, в приповерхностных горизонтах сильно влияние метеорных вод, обогащенных растворенным кислородом, и среда растворов скорее слабокислая за счет окисления соединений серы и железа. В итоге формируется два основных горизонта глинистых плащей: зона сернокислотного выщелачивания, расположенная сверху, и под ней зона углекислотного выщелачивания. В работе рассмотрены два термальных поля – Восточно-Паужетское и Верхне-Паужетское.

При исследовании составов термальных источников юга Камчатки отмечается повышенное содержание аммония [2] и широкий спектр микроэлементов, в том числе редкоземельные элементы и благородные металлы [1]. Особенно подвижными элементы становятся в ультракислых средах, более характерных для фумарольных площадок активных вулканов. Составы поровых растворов гидротермальных глин юга Камчатки, сформировавшихся под воздействием щелочных флюидов и метеорных вод, ранее подробно не рассматривались.

Материалы и методы

Образцы были получены при проходке шурфов и послойном отборе проб глин. Затем была определена их влажность, получены водные вытяжки, в которых в дальнейшем определялись содержания макрокомпонентов, с последующим пересчетом на концентрации в поровых растворах с учетом влажности.

Результаты и обсуждение

На рис. 1 и 2 показаны тройные диаграммы содержания основных катионов и анионов в поровых растворах, для Верхне-Паужетского и Восточно-Паужетского термального поля. Катионный состав Верхне-Паужетского термального поля преимущественно кальций-магниевый, с небольшим содержанием аммония (рис. 1). Более высокая доля аммония наблюдается в поровых растворах Восточно-Паужетского

термального поля, причем содержание NH_4^+ возрастает с увеличением глубины. По анионному составу поровые растворы сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные и сульфатно-хлоридные. Сульфат доминирует в поровых растворах Верхне-Паужетского поля, гидрокарбонат начинает преобладать в глубинных горизонтах Восточно-Паужетского термального поля, хлоридно-сульфатный состав на Восточно-Паужетском термальном поле наблюдается преимущественно на глубине от 1.5 м.

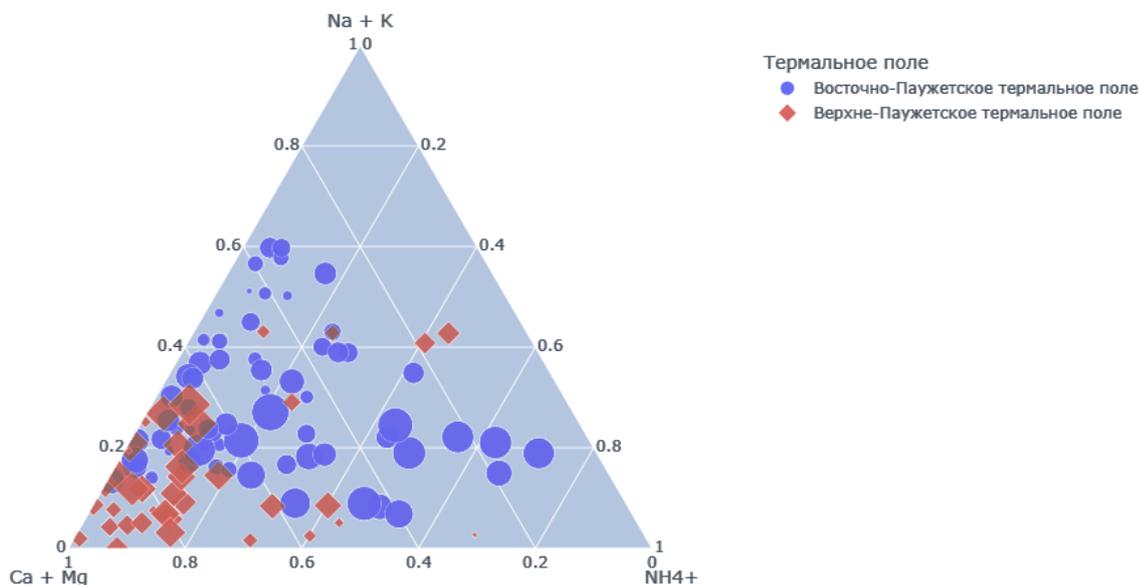


Рис. 1. Относительное содержание (исходная концентрация в мг-экв/л) основных катионов в поровых растворах глин термальных полей Паужетского геотермального месторождения, размер значка пропорционален глубине залегания образца, до 6 м.

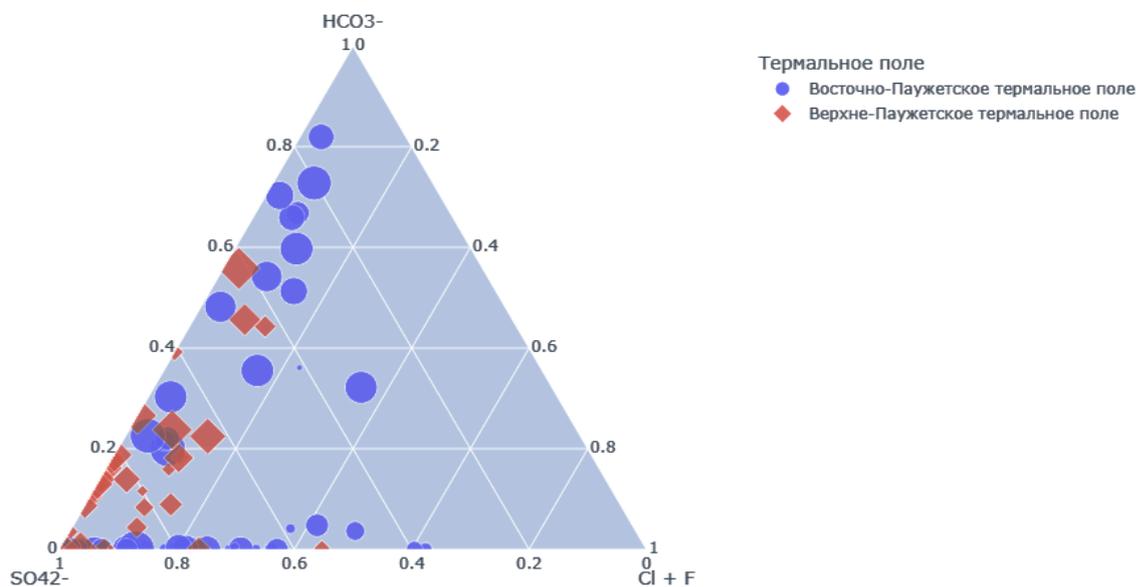


Рис. 2. Относительное содержание (исходная концентрация в мг-экв/л) основных анионов в поровых растворах глин термальных полей Паужетского геотермального месторождения, размер значка пропорционален глубине залегания образца, до 6 м.

На рис. 3 показаны основные корреляции между содержаниями ионов и минерализацией поровых растворов с учетом глубины залегания образцов и pH. Наиболее четко прослеживается зависимость между суммой концентраций кальция и магния и общей минерализацией в горизонте углекислотного выщелачивания Восточно-Паужетского термального поля, в слабощелочной среде, связь практически прямая. Из анионов такая связь наблюдается для сульфата, для остальных же ионов

разброс значений большой. Минерализация немонотонно зависит от кислотности раствора, минимум приходится на pH ~5-6, при переходе от горизонта углекислотного выщелачивания к горизонту сернокислотного выщелачивания, для обоих термальных полей. Поровые растворы приповерхностных горизонтов преимущественно слабокислые, а находящиеся на глубине, в зоне углекислотного выщелачивания, – слабощелочные, что отражает разгрузку щелочных хлоридно-гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод у основания глинистых плащей. Примечательно, что в поровых растворах горизонта углекислотного выщелачивания Восточно-Паужетского термального поля концентрации аммония повышены, до 500 мг/л. В растворах Верхне-Паужетского термального поля содержание NH_4^+ ниже, колеблется в широких пределах, но в среднем до 100 мг/л.

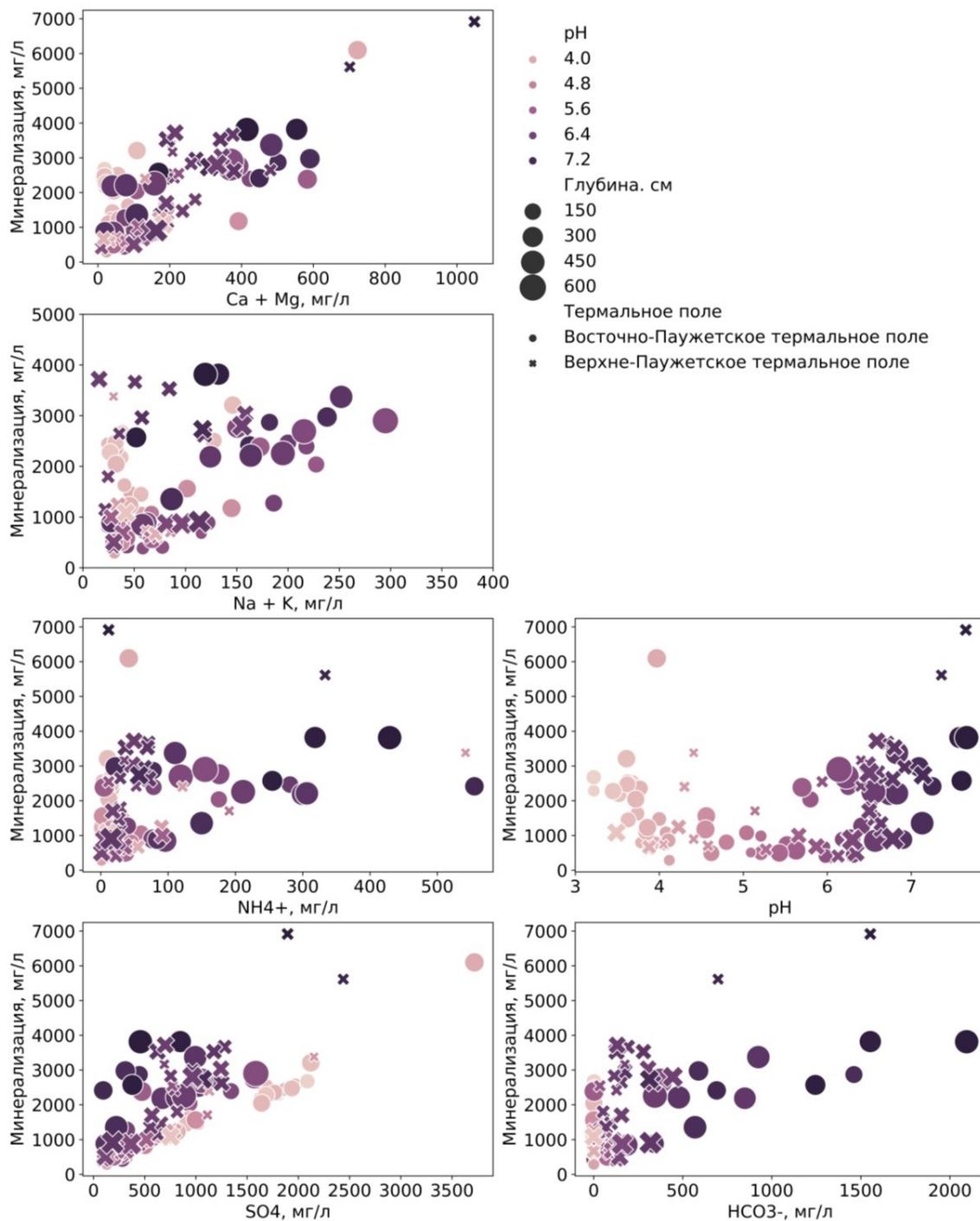


Рис. 3. Корреляции общей минерализации поровых растворов с ионным составом.

Заключение

Составы поровых растворов двух исследованных термальных полей – Восточно-Паужетского и Верхне-Паужетского – сходны, но имеют количественные отличия, видимо, связанные с особенностями разгрузки глубинных флюидов.

Химический состав поровых растворов гидротермальных глин Восточно-Паужетского термального поля аммонийно-кальциево-магниевый, сульфатно-гидрокарбонатный. В горизонте сернокислотного выщелачивания среди анионов преимущественно преобладает сульфат, а среди катионов – кальций, натрий и магний, тогда как в горизонте углекислотного выщелачивания среди катионов преобладает аммоний и кальций с магнием, а среди анионов – гидрокарбонат и хлорид.

Для Верхне-Паужетского термального поля, в горизонте сернокислотного выщелачивания среди катионов доминирует кальций и магний, а среди анионов – сульфат. В более глубоком горизонте углекислотного выщелачивания начинает преобладать гидрокарбонат, а среди катионов по-прежнему доминируют кальций и магний, но незначительно возрастает доля аммония. По всей видимости, аммоний поступает вместе с разгружающимся флюидом.

Список литературы

1. *Бортникова С.Б., Гавриленко Г.М., Бессонова Е.П., Лапухов А.С.* Гидрогеохимия термальных источников вулкана Мутновский (южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2009. № 6. С. 26-43.
2. *Калачева Е.Г., Рычагов С.Н., Королева Г.П., Нурдаев А.А.* Геохимия парогидротерм Кошелевского вулканического массива (Южная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 41-56.

Геофизические исследования флюидодинамических структур

Мисюркеева Н.В.^{1,2,3}, Буддо И.В.^{1,2,3,4}, Шелохов И.А.^{1,2,3,4}, Агафонов Ю.А.²,
Смирнов А.С.^{3,5}

Geophysical studies of fluid dynamic structures

Misyurkeeva N.V., Buddo I.V., Shelokhov I.A., Agafonov Yu.A., Smirnov A.S.

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск;

e-mail: mnv@crust.irk.ru

² ООО СИГМА-ГЕО, г. Иркутск

³ ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», г. Салехард

⁴ ФГБОУ ВО Иркутский национальный исследовательский технический университет,
г. Иркутск

⁵ ФГБОУ ВО Тюменский индустриальный университет, г. Тюмень

Описан опыт геофизических исследований методом зондирования становлением поля в ближней зоне в комплексе с сейсморазведочными исследованиями 3D МОГТ с целью изучения строения разреза под предполагаемыми флюидодинамическими структурами от поверхности до глубины 5 км.

Введение

Глубинные флюидодинамические процессы находят отражение на поверхности Земли и вблизи нее в виде различных морфологических форм, таких как следы высачивания, геохимические аномалии, грязевые и гидровулканы или гидролакколиты – ледяные бугры, разнообразные воронки, озера и др.

Гидровулканов-гидролакколитов особенно много в северных и арктических районах Земли, где распространена вечная мерзлота. Здесь они называются буграми пучения, булгуньяхами. Например, в Западной Сибири насчитывается более 1500 булгуньяхов. Они имеют высоту от 1-2 м до 15-35 м, диаметр до 200-400 м [4].

Одной из особенностей подобных структур и, в то же время, опасным явлением на севере Западной Сибири являются выбросы газа и образование воронок, приуроченных к буграм пучения. Ярким примером результата взрыва бугра пучения может служить известный Ямальский кратер [1-3]. Впоследствии кратер был заполнен водой. В связи с этим, генезис многих озер правильной округлой формы на территории Западной Сибири связывают с кратерами газового выброса, заполненного после их образования водой [1].

Таким образом, озера и другие морфоструктурные элементы рельефа также могут быть индикаторами глубинных флюидодинамических процессов, так как являются активным источником эмиссии метана в атмосферу [1].

Несмотря на широкое распространение, поверхностные проявления флюидодинамических процессов изучены очень слабо. Изученность булгуньяхов как геофизическими методами, так и бурением, сводится преимущественно к их приповерхностной части, тогда как информация об их глубинном строении отсутствует.

Методы

Геофизические исследования методом малоглубинных зондирований становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) и глубинных (ЗСБ) зондирований в комплексе с сейсморазведочными исследованиями методом общей глубинной точки (3D МОГТ) позволили изучить строение разреза под предполагаемыми флюидодинамическими структурами от поверхности до глубины 5 км.

Результаты исследований

На геоэлектрических разрезах территории исследования, на абсолютных отметках от -70 м до -400 м и глубже (до 3 км), наблюдаются вертикальные геоэлектрические аномалии, пронизывающие толщу осадочных пород.

По геоэлектрическим характеристикам аномалии характеризуются как пониженными, 5-10 Ом·м, так и высокими, 40-100 Ом·м, значениями сопротивления. Выделенные зоны отождествляются с вертикальными зонами неоднородностей в разрезе, по которым, по-видимому, могли поступать флюиды из глубинных залежей в верхнюю часть разреза (рис. 1).

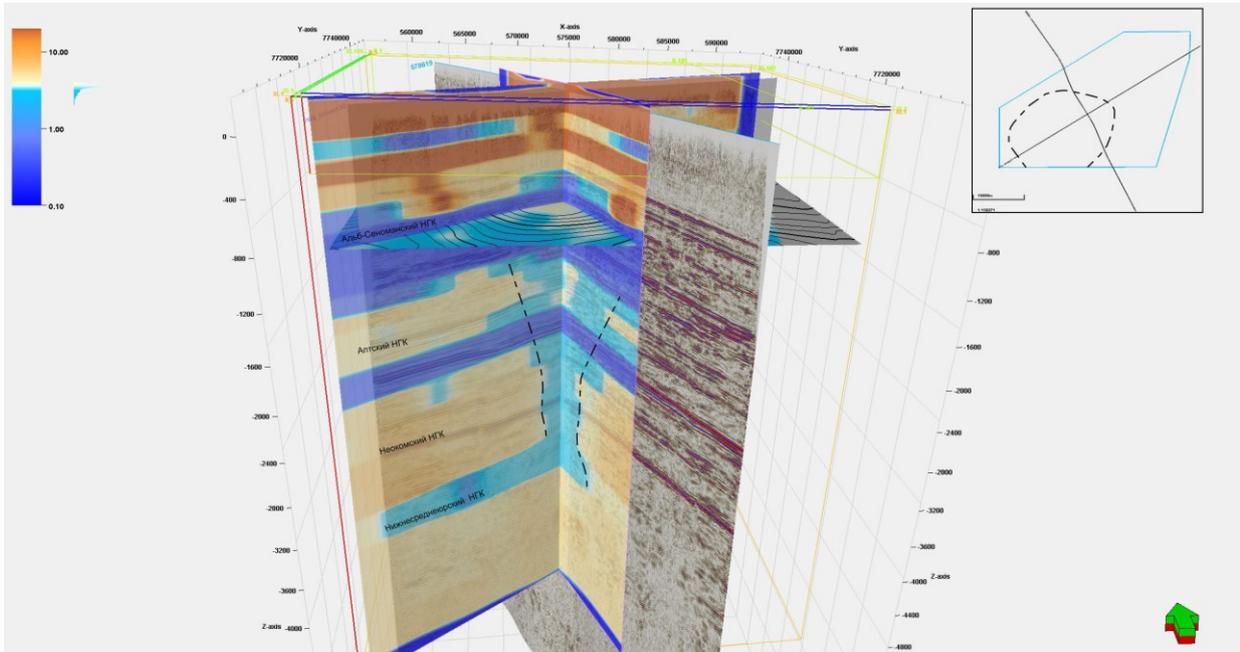


Рис. 1. Канал флюидомиграции по комплексу геофизических данных.

Что характерно, зачастую данные зоны протягиваются вплоть до четвертичных отложений и находятся под местами расположения бугров пучения и крупных озер (рис. 1, 2).

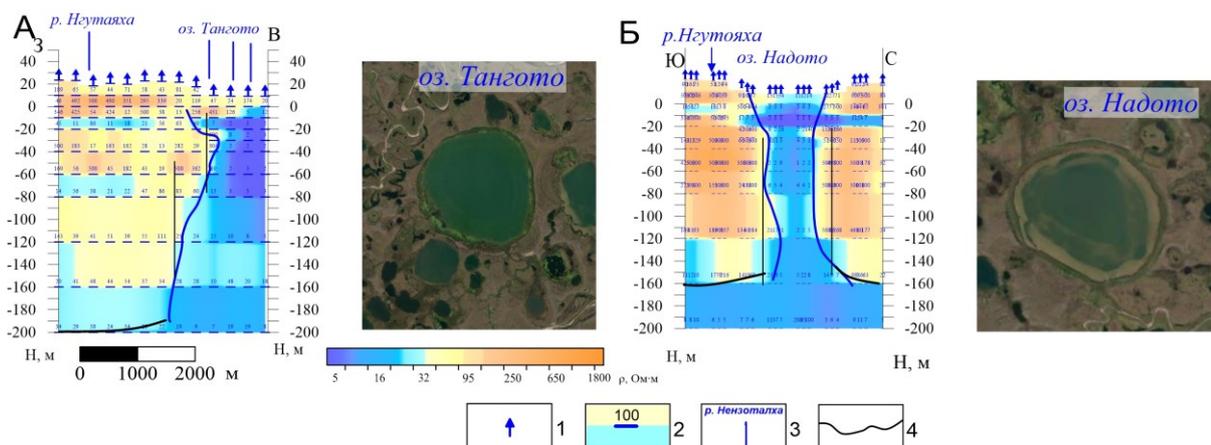


Рис. 2. Строение верхней части разреза под озерами: А – озеро Тангото, Б – озеро Надото. Условные обозначения: 1 – пункты мЗСБ; 2 – значения сопротивления, Ом·м; 3 – положение рек и озер на профиле; 4 – предполагаемая граница льдистых многолетнемерзлых пород.

В свою очередь бугры пучения и озера ориентированы согласно простиранию известных линий геодинамических линейаментов и разломов в отложениях палеозоя.

Основным признаком наличия вертикальных каналов миграции углеводородов по 3D МОГТ является наличие вертикальных низкоскоростных аномалий, пронизывающих осадочный чехол. В плане вертикальные каналы миграции газа представляют собой аномальные кольцевые зоны, являющиеся кинематическими аномалиями сейсмической записи цилиндрической формы.

При сопоставлении данных МОГТ и ЗСБ в некоторых случаях отмечается, что вертикальным низкоскоростным аномалиям в сейсмическом разрезе соответствуют аномалии удельного электрического сопротивления (УЭС) (по ЗСБ), которые могут отождествляться с каналами миграции флюидов. В зависимости от стадии и длительности процесса миграции, каналы могут выделяться пониженным либо повышенным УЭС по данным ЗСБ.

Выводы

Проведенные исследования методом малоглубинных и глубинных зондирований, а также сопоставление их с результатами сейсморазведочных исследований 3D МОГТ, позволили изучить строение разреза под элементами рельефа и предположить их связь с глубинными флюидодинамическими процессами.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (грант № 22-17-20009, <https://rscf.ru/project/22-17-20009/>). Проект № 22-17-20009 «Современные методы геофизических исследований для разработки и научного обоснования подходов к изучению внутреннего строения криолитозоны и поверхностных криогенных форм рельефа Арктики и их возможной связи с флюидодинамическими процессами» реализуется при поддержке правительства Ямало-Ненецкого автономного округа.

Список литературы

1. *Bogoyavlensky V., Bogoyavlensky I., Nikonov R. et al.* New catastrophic gas blowout and giant crater on the Yamal Peninsula in 2020: Results of the expedition and data processing // *Geosciences*. 2021. V. 11. № 2. Art. 71. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020071>
2. *Buldovicz S.N., Khilimonyuk V.Z., Bychkov A.Y. et al.* Cryovolcanism on the Earth: Origin of a spectacular crater in the Yamal Peninsula (Russia) // *Scientific Reports*. 2018. V. 8. Art. 13534. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-31858-9>
3. *Leibman M.O., Kizyakov A.I., Plekhanov A.V., Streletskaya I.D.* New permafrost feature – deep crater in central Yamal (West Siberia, Russia) as a response to local climate fluctuations // *Geography environment sustainability*. 2014. V. 7. № 4. P. 68-79.
4. *Nezhdanov A.A., Smirnov A.S.* Fluid dynamic interpretation of seismic data: Tutorial. Tyumen: Tyumen Industrial University, 2021. 286 p.

Кристаллизация солей из вод горячих источников термальных полей Камбального вулканического хребта (Южная Камчатка, Россия)

Назарова М.А., Сергеева А.В., Кравченко О.В., Кузьмина А.А., Карташева Е.В.

Salt crystallization from hot spring waters of the thermal fields of the Kambalny volcanic ridge (South Kamchatka, Russia)

Nazarova M.A., Sergeeva A.V., Kravchenko O.V., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: nazarovamar@mail.ru

Исследован макроэлементный состав растворов грязеводных котлов и источников Южно-Камбального Ближнего и Южно-Камбального Дальнего термальных полей (юг Камчатки), а также кристаллизация солей из них. Среди катионов доминируют аммоний, кальций, натрий, железо и алюминий, среди анионов доминирует сульфат-ион. При испарении растворов кристаллизуются масканьит, коктаит, гипс, бассанит и летовицит.

Введение

Исследованы термальные поля южной группы Камбального хребта, наиболее близкие к постройке Камбального вулкана, который расположен на юге Камчатки. Это обширные термоаномалии, где происходит разгрузка термальных флюидов в форме парогазовых струй, горячих источников, термальных озер, прогретых грунтов. Вследствие контакта вмещающих пород с разгружающимися термальными водами происходит формирование протяженных толщ гидротермальных глин, которые начинают играть самостоятельную роль в минералообразовании. Глинистые плащи сложены монтмориллонитом и каолинитом, причем в нижних горизонтах обычно доминирует монтмориллонит, а верхний горизонт имеет более пестрый минеральный состав, с превалированием каолинит-ярозит-алунитовых минеральных ассоциаций. Толща гидротермальных глин пропитана термальными растворами, на прогретых грунтах кристаллизуются водные сульфаты аммония, алюминия, железа, щелочных и щелочноземельных металлов. Ранее была исследована кристаллизация солей из поровых растворов глин термальных полей Южной Камчатки. Было обнаружено, что солевой состав поровых растворов представлен теми же сульфатами, что кристаллизуются на поверхности [1]. Из поровых растворов кристаллизовались кристаллогидраты сульфатов NH_4^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} : буссенготит, коктаит, масканьит, мелантерит, ромбоклаз, метавольтин, феррикопиапит, квасцы, алуноген и др. Поровые растворы характеризуются высокой минерализацией и низким рН, что делает их агрессивными к контактирующим глинистым минералам. В настоящей работе была исследована кристаллизация солей из термальных источников и грязеводных котлов для выяснения взаимосвязи между солевыми составами и потенциальным минеральным разнообразием, а также для сравнения с солевым составом поровых растворов, который тесно связан с составом выцветов.

Инфильтрация сквозь глинистую толщу восходящего потока и его смешение с метеорными водами, несущими кислород, порождает окислительно-восстановительные процессы, которые приводят к понижению рН и агрессивному выщелачиванию элементов вмещающих пород.

Материалы и методы

Образцы вод были получены из грязеводных котлов и фоновых источников, расположенных на окраинах термальных полей Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Ближнего, в ходе полевых работ в июле-августе 2022 г. Был исследован макрокомпонентный состав терм, а затем растворы были испарены при температуре около 100 °С, что имитирует условия прогретых грунтов на термоаномалиях. Сухие солевые остатки были исследованы методами инфракрасной спектроскопии и рентгеновской дифрактометрии. Инфракрасные спектры были записаны с помощью

инфракрасного спектрофотометра с преобразованием Фурье, IRAffinity-1 (Shimadzu), в диапазоне волновых чисел $400-4000\text{ см}^{-1}$, с разрешением 4 см^{-1} , число сканов 100. Образцы для исследования были растерты в агатовой ступке с бромидом калия и спрессованы в таблетки. Дифрактограммы записаны с помощью рентгеновского дифрактометра XRD MAX 7000 (Shimadzu), в диапазоне $6-65\text{ }^{\circ}2\theta$, с шагом $0.1\text{ }^{\circ}2\theta$, скорость сканирования 4 град/мин , при вращении образца.

Результаты и обсуждение

На рис. 1 представлены дифрактограммы солей, которые кристаллизуются из термальных растворов. В большинстве случаев кристаллизуется сульфат аммония – масканьит $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, зачастую в ассоциации с коктаитом – двойным сульфатом кальция-аммония $(\text{NH}_4)_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Из вод, отобранных на окраинах термальных полей, кристаллизуются гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и бассанит $\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$, без аммонийных соединений. К масканьит-коктайтовой ассоциации может присоединяться летовицит, сульфат-гидросульфат аммония $(\text{NH}_4)_3\text{H}(\text{SO}_4)_2$, что отражает кислый характер приповерхностных термальных источников, но чаще летовицит кристаллизуется вместе с масканьитом. Совместно с гипсом может кристаллизоваться чермигит и масканьит, хотя гипс и масканьит при кристаллизации должны давать коктаит, да и само наличие пары коктаит-масканьит свидетельствует о доминировании аммония над кальцием в термальных водах. Видимо, хорошо растворимый сульфат аммония в толще глин находится в растворенном состоянии, в составе поровых растворов, в то время как сульфат кальция должен откладываться в виде малорастворимого гипса в приповерхностном горизонте глинистых плащей. Поэтому в водах источников исследуемых термоаномалий преобладает масканьит-коктайт-летовицитовая растворимая часть с различным соотношением компонент, а если учесть, что коктаит является двойной солью, то состав можно обозначить как масканьит-гипс-летовицитовый.

В составе сухих солевых остатков в незначительных количествах обнаруживаются пиракмонит, мелантерит, морит, леконтит, леонит и ряд других сульфатов, а также рентгеноаморфные фазы, которые фиксируются на дифрактограммах лишь в виде характерного гало. В виде рентгеноаморфных фаз зачастую представлены водные гидролизованные сульфаты железа-аммония или фазы на основе алуногена. В этой части прослеживается ожидаемое сходство солей термальных растворов грязевых котлов и солей поровых растворов. Если экстраполировать результаты данной работы на минерализацию исследуемых термальных полей, то можно предположить наличие гипс-бассанитовых отложений в толще, а на поверхности глинистых плащей весьма вероятны гипс, коктаит, масканьит, чермигит, сульфаты железа-аммония и алюминия, не исключено, что в виде аморфных фаз.

Солевой состав грязеводных котлов Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Ближнего термальных полей обусловлен несколькими факторами: конденсатом парогазовых струй, носящим кислый характер, его смешением с метеорными водами, разгрузкой глубинного флюида, попаданием растворимых солей с прогретых грунтов, смываемых с поверхности термального поля, контактом с толщей глинистых плащей, пропитанных поровыми растворами. В фоновых ручьях доминируют сульфаты натрия и кальция, а обогащение аммонием происходит уже непосредственно на термальных полях (рис. 2).

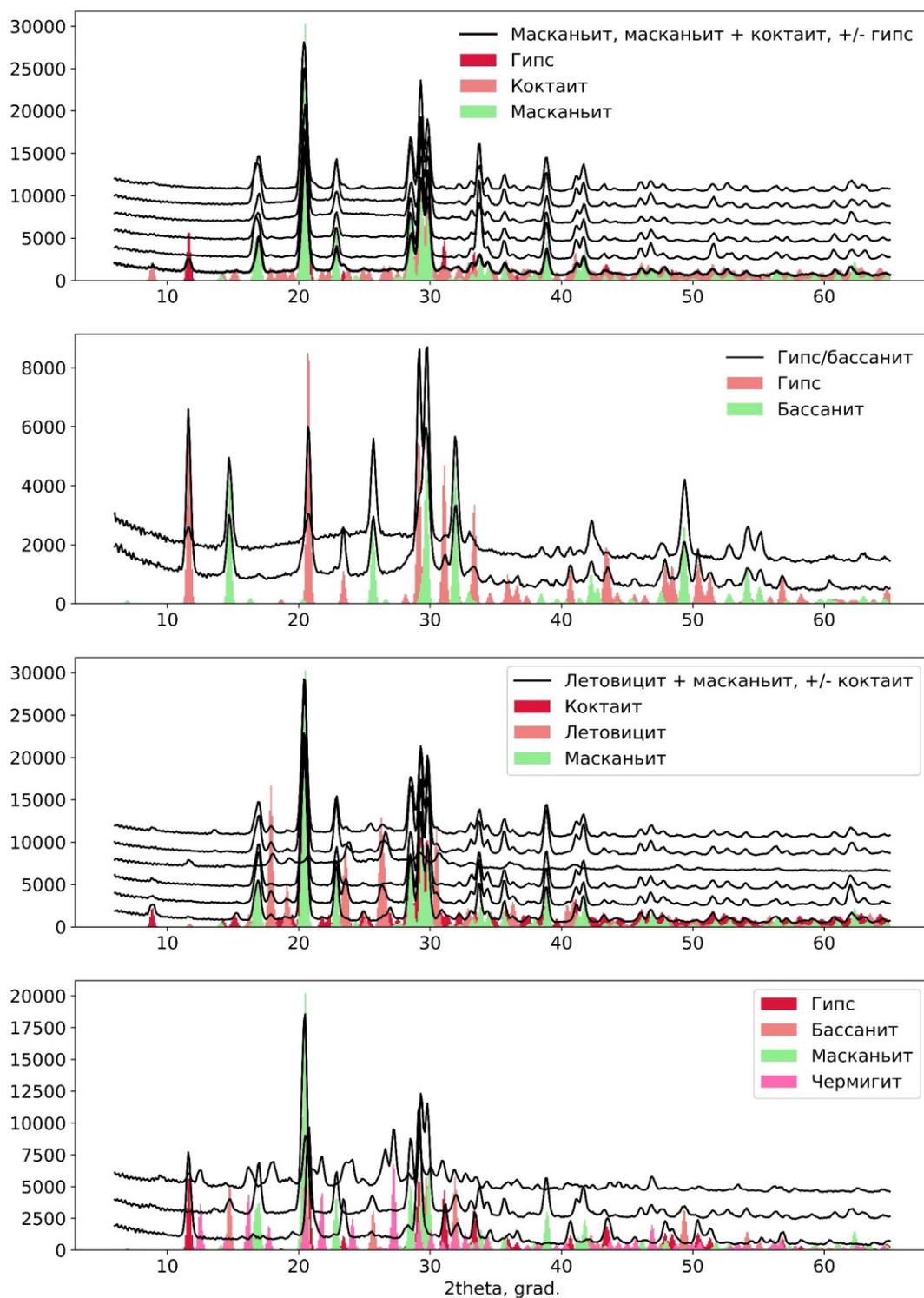


Рис. 1. Фазовый состав сухих солевых остатков из грязеводных котлов и ручьев Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Ближнего термальных полей.

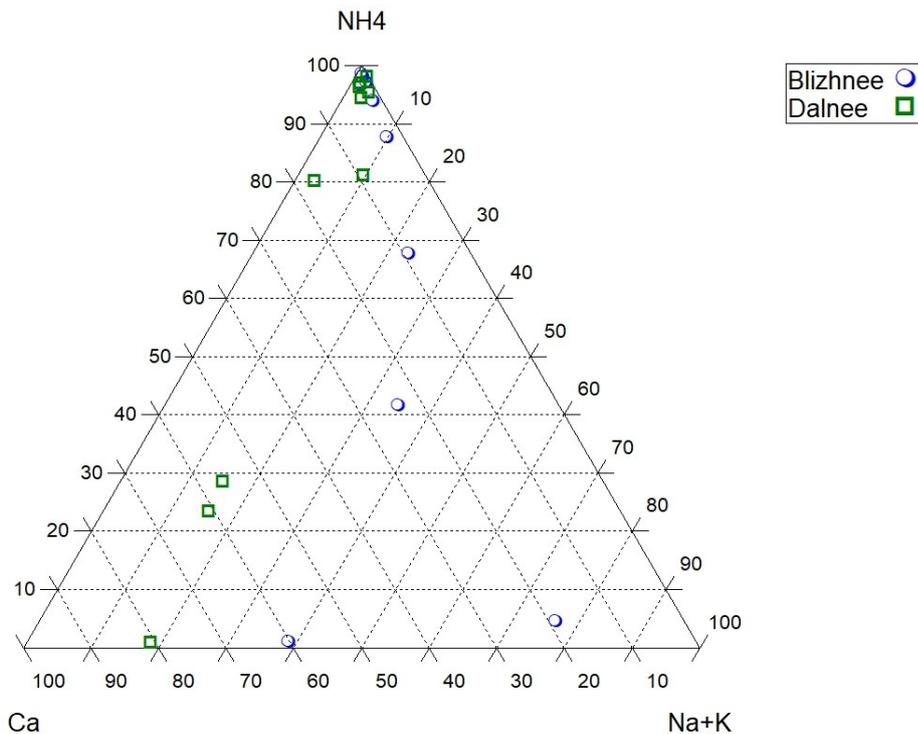


Рис. 2. Катионный состав грязеводных котлов и источников Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Ближнего термальных полей.

Заключение

В термальных источниках Южно-Камбального Дальнего и Южно-Камбального Ближнего термальных полей растворены сульфаты кальция, аммония, алюминия, железа, сами растворы преимущественно кислые. При кристаллизации из них формируются масканьит-кокタイト-летовицитовая ассоциация с различным соотношением указанных компонентов. Помимо этих основных фаз могут кристаллизоваться чермигит $\text{NH}_4\text{Al}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, пиракмонит $(\text{NH}_4)_3\text{Fe}(\text{SO}_4)_3$, мелантерит $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ и продукты его дегидратации, морит $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, леконтит $(\text{NH}_4)\text{Na}(\text{SO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, леонит $\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и подобные ему соединения. Сульфаты железа(III)-аммония и алюминия могут давать рентгеноаморфные фазы. Факторы, обуславливающие солевой состав растворов источников: кислый или слабокислый конденсат парогазовых струй, глубинный флюид, смыв растворенных метеорными водами солевых выцветов в водоток, контакт с толщей глинистых отложений, пропитанных поровыми солевыми растворами. Периферийные ручьи термальных полей содержат меньше аммония, чем воды грязеводных котлов непосредственно на термоаномалиях.

Список литературы

1. *Сергеева А.В., Назарова М.А., Житова Е.С., Нуждаев А.А.* Моделирование процесса минералообразования на термоаномалиях с аммонийно-сульфатными термальными водами: роль водородного показателя (pH) // Вулканология и сейсмология. 2022. № 1. С. 39-53.

Совместные геофизические и геохимические работы на гидротермальных объектах вулкана Баранского, о. Итуруп

Панин Г.Л.¹, Котенко Т.А.², Коханова С.П.³

Joint geophysical and geochemical studies of hydrothermal objects of Baransky volcano, Iturup Island

Panin G.L., Kotenko T.A., Kokhanova S.P.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск;

e-mail: ra9odd@gmail.com

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: sinarka2017@mail.ru

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Приводятся результаты электротомографии на постоянном токе для источников Голубые озера и источников в русле руч. Старозаводской (вулкан Баранского, о. Итуруп). Установлены каналы, подводящие высокоминерализованный флюид к объектам, и их конфигурация. Для Голубых озер питание происходит через единый канал на дне верхней воронки.

Введение

Идентификация высоко минерализованных подземных вод во вмещающих породах возможна благодаря характерным для них предельно низким значениям удельного электрического сопротивления (УЭС), контрастным по сравнению с окружающими породами [2, 11]. Данные свойства позволяют визуализировать внутреннее строение гидротермальных объектов и выявить конфигурацию питающих каналов до глубины 20-40 м. Изучение гидротермальных объектов в подобном ключе отрабатывалось на термальных полях вулканов Мутновский, Эбеко, Головнина [напр. 6-8] с использованием комплекса многоэлектродной электроразведки на постоянном токе «Скала-48» с применением установки Шлюмберже. В августе 2012 г. электротомография была выполнена для двух гидротермальных объектов вулкана Баранского, о. Итуруп.

Результаты и их обсуждение

Голубые озера

Возникновение постройки действующего вулкана Баранского относится к позднему плейстоцену [3], последнее извержение зафиксировано в 1951 г. Изучаемые объекты (источники Голубые озера (ГО) в бассейне р. Кипящей и руч. Старозаводской) располагаются на юго-западном склоне вулкана (рис. 1а, врезка).

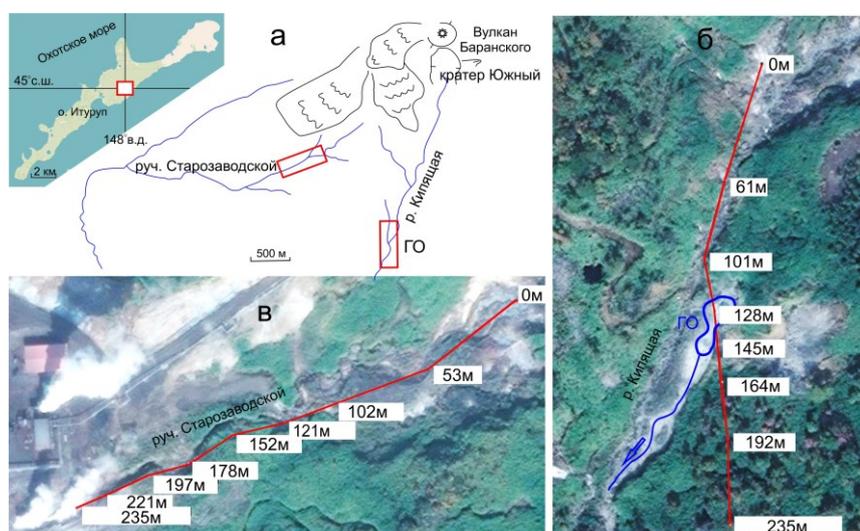


Рис. 1. Местоположение вулкана Баранского и участков профилирования – а; профили электротомографии: через Голубые озера – б; по руслу руч. Старозаводской – в.

Участки Старозаводской и р. Кипящая [9] приурочены к тектоническим поднятиям, разбитым сетью открытых разломов – структурных элементов вывода парогидротерм на поверхность. На основании геохимического исследования источников и газов [10] установлено, что для Старозаводского поля источником питания является высокотемпературная субнейтральная водно-доминирующая гидротермальная система, проявляющаяся на поверхности в виде разбавленных грунтовыми водами нейтральных теплых источников $\text{SO}_4\text{-Cl}$ состава, паровых струй, а также водных и водно-грязевых котлов. Для источников и паровых струй р. Кипящая – высокотемпературная близповерхностная ультракислая гидротермальная система, формирующаяся непосредственно в постройке вулкана за счет поглощения магматических газов метеорными водами [5, 10]. Голубые озера – представители редкого типа кипящих вулканических $\text{SO}_4\text{-Cl}$ вод с $\text{pH} < 1.4$ и минерализацией до 8 г/л с высоким дебитом [4, 5, 10]. В августе 2012 г. здесь находились две террасированные воронки, одна под другой, с прозрачной водой бирюзового цвета (рис. 2).



Рис. 2. Источники Голубые озера 9 августа 2012 г. Вид с запада. Фото Панина Г.Л.

Размер верхней воронки составлял 7×11 м, глубина в 1 м от берега была более 3 м и резко увеличивалась к центру. Вода из верхней воронки переливалась в нижнюю, диаметром 5 м и глубиной ~2 м. Сток из нижней воронки формировал горячий ручей, принимающий дополнительно с левого борта холодную разгрузку. Состав и температура воды в воронках были очень близки (таблица, ГО1 и ГО2), соответствовали сульфатно-хлоридному-кальций-натриевому типу с высоким содержанием железа. Из микроэлементов наиболее значимы цинк и мышьяк. Те же закономерности наблюдаются в проанализированных поровых растворах из донных осадков (таблица, ГО1/1 и ГО2/1).

Таблица. Некоторые элементы в вулканогенных растворах вулкана Баранского (мг/л)

Проба	Т°С	pH	Na	Mg	S	K	Ca	Cr	Mn	Fe	Zn	As	Rb	Sr
ГО1	98.7	0.49	154	40	989	51	162	0.032	2.2	58	0.37	1.41	0.13	0.51
ГО2	98.5	1.3	145	38	893	50	197	0.047	4.4	56	0.5	1.46	0.13	0.5
ГО1/1			119	32	764	41	173	0.027	1.72	45	0.47	1.39	0.11	0.43
ГО2/1			100	27	627	34	165	0.037	1.5	40	1.14	0.95	0.085	0.4

Профиль длиной 235 м с шагом между электродами 5 м (рис. 16) вверху проходил по руслу правого притока р. Кипящей, в центре – между воронок Голубых озер (ГО), в нижней части – вблизи русла разгрузки с ГО. Получены величины УЭС от 0 до >1000 Ом·м (рис. 3).

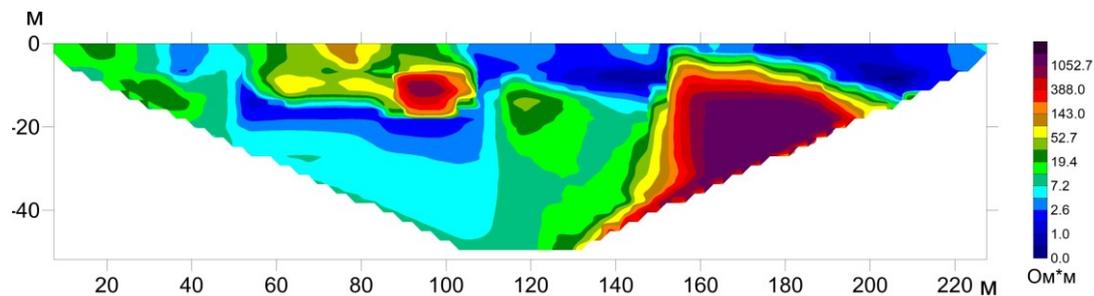


Рис. 3. Профиль электротомографии через Голубые озера.

Область минимальных значений УЭС в центральной части разреза соответствует единому резервуару под ГО глубиной до 10-15 м. Этим объясняются почти идентичные физико-химические параметры воды. Питающий канал один и расположен под верхней воронкой, являясь частью крупного (более 60 м протяженностью) низкоомного объекта, корневая часть которого находится за пределами глубины зондирования. Этот резервуар соединен с другим участком термальной разгрузки в русле р. Кипящей выше ГО. Постоянная локализация источников ГО, вероятно, сохраняется за счет блокирования потока окружающими неизменными монолитными породами (УЭС >400 Ом·м в диапазонах 90-110 м и 150-190 м на профиле (рис. 3)). Низкоомный объект в нижней части профиля (180-220 м) расположен под руслом горячего ручья, стекающего из ГО. Его конфигурация до конца не вскрыта, так как глубины более 10 м находятся за пределами границы зондирования. Является ли он самостоятельным объектом с глубинной питающей зоной или создан подрусовой фильтрацией, неясно. Максимальные расчетные значения минерализации рассола (М, г/л) могут достигать в пределах разреза 80-90 г/л (УЭС ≤0.1 Ом·м) согласно формуле для свободных подземных вод [11]:

$$\text{УЭС} = 8.4 / \text{М}.$$

Старозаводское поле

Профиль выполнен вдоль русла руч. Старозаводской (рис. 1в). Распределение УЭС представлено на рис. 4, диапазон значений значительно меньше, чем на участке ГО, и варьирует от 0.15 до 120 Ом·м.

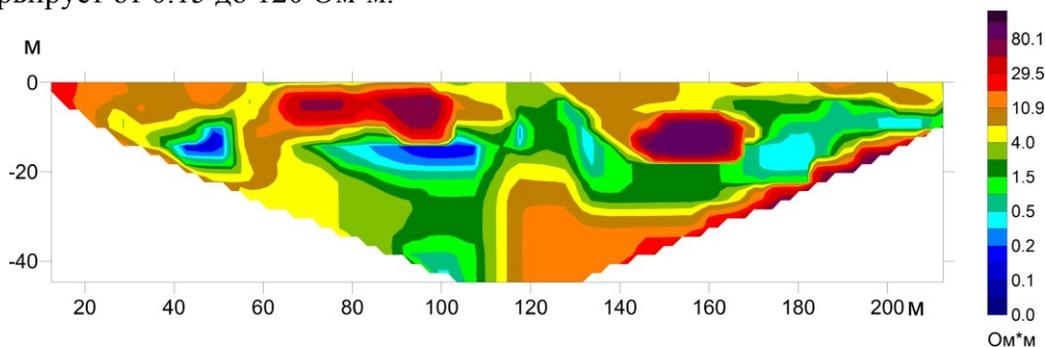


Рис. 4. Профиль электротомографии вдоль руч. Старозаводской.

Предположительно низкоомные аномалии приурочены к участкам сильного гидротермального изменения пород с соответствующим снижением характерных значений УЭС. В русле, выше уреза воды, на участке зондирования находятся малодобитные (0.5-1 л/с) сульфатные источники с минерализацией ~1 г/л, рН 2-3.5 и температурой 60-95 °С, а также небольшие грязевые котлы. На геоэлектрическом разрезе выявлена одна корневая структура в центре, распространяющаяся на глубину более 40 м. В краевых частях разреза уменьшения глубины зондирования не позволяют определить наличие подводящих каналов. Для всех малоглубинных (15-20 м) флюидонасыщенных линз наблюдаются более высокие максимальные значения УЭС, чем для участка ГО, соответственно, меньшая расчетная минерализация – 25-60 г/л.

Выводы

Представленные результаты демонстрируют возможности междисциплинарных исследований в задачах поиска путей транспорта вещества близ поверхности гидротермальных объектов. Новые данные об их структуре помогли составить представление о зональности процессов газо-гидротермальной разгрузки в верхней части разреза на глубинах 5-40 м. Для Голубых озер химическое совпадение составов подтверждается общим каналом транспорта по данным электротомографии. Все данные электротомографии получены с использованием простых установок – Шлюмберже, более подробно анализ существующих типов расстановок описан в [1]. Для увеличения глубинности и разрешающей способности подобных объектов авторы рекомендуют использование прямой и обратной трехэлектродной установки.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00618, <https://rscf.ru/project/22-27-00618/>.

Список литературы

1. Балков Е.В., Панин Г.Л., Маништейн Ю.А. и др. Электротомография: аппаратура, методика и опыт применения // Геофизика. 2012. № 6. С. 54-63.
2. Бобачев А.А., Горбунов А.А. Двумерная электроразведка методом сопротивлений и вызванной поляризации: аппаратура, методики, программное обеспечение // Разведка и охрана недр. 2005. № 12. С. 52-54.
3. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
4. Знаменский В.С., Никитина И.Б. Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские о-ва) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 44-65.
5. Калачева Е.Г., Таран Ю.А., Котенко Т.А. и др. Ультракислые сульфатно-хлоридные воды вулкана Баранского (о. Итуруп, Курильские о-ва). Состав и вынос магматических и породообразующих компонентов // Вулканология и сейсмология. 2022. № 5. С. 31-48. <https://doi.org/10.31857/S0203030622050054>
6. Котенко Т.А., Панин Г.Л., Балков Е.В., Фадеев Д.И. Применение малоглубинной электроразведки для изучения гидротермальных объектов вулкана Эбеко (о-в Парамушир) // Вестник ДВО РАН. 2018. № 2. С. 101-109.
7. Маништейн Ю.А., Бортникова С.Б., Маништейн А.К. и др. Особенности строения проводящих каналов термальных источников вулкана Мутновский (Южная Камчатка) // Доклады АН. Геофизика. 2008. Т. 423. № 3. С. 383-388.
8. Панин Г.Л., Гора М.П., Бортникова С.П., Шевко Е.П. Подповерхностная структура Северо-Восточного фумарольного поля вулкана Эбеко (о. Парамушир) по данным геоэлектрических и геохимических исследований // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 67-78.
9. Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др. Температурная и геолого-геохимическая модель геотермального месторождения Океанское (о. Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1993. № 5. С. 405-418.
10. Таран Ю.А., Знаменский В.С., Юрова Л.М. Геохимическая модель гидротермальных систем вулкана Баранского (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 95-115.
11. Хмелевской В.К. Электроразведка. М.: Изд-во МГУ, 1984. 421 с.

Минеральный состав возгонов вулкана Тангкубан Пераху (Западная Ява, Индонезия)

Плутахина Е.Ю., Зобенько О.А., Кудяева Ш.С.

Mineral composition of exhalations from Tangkuban Perahu volcano (West Java, Indonesia)

Plutakhina E.Y., Zobenko O.A., Kudayeva Sh.S.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: e.plutakhina@gmail.com

Проведены минералогические исследования фумарольных инкрустаций кратера Домас (Domas) вулкана Тангкубан Пераху. Впервые для вулкана среди минералов эксгаляций диагностированы барит, сильвин, галенит, нашатырь и киноварь.

Введение

Вулкан Тангкубан Пераху (Tangkuban Parahu) на о. Ява – действующий щитообразный стратовулкан высотой 2084 м н.у.м. Вулканическая постройка приурочена к плейстоценовой кальдере размером 6×8 км. Породы вулкана представлены андезитами, андезибазальтами, базальтами и пикробазальтами. Для вулкана характерна фумарольная деятельность в кратерах Рату (Ratu), Упас (Uras) и Домас (Domas) и небольшие фреатические извержения [2]. Последние извержения зафиксированы в 2013, 2015, 2019 гг. Современные исследования посвящены в большей степени гидротермальной системе вулкана [3]. Минеральное разнообразие продуктов реакции газ-порода представлено самородной серой, алунитом, каолинитом, энаргитом, халькопиритом и оксидами кремния [1].

Образцы фумарольных инкрустаций кратера Домас были отобраны авторами во время проведения международной конференции «1st International Conference Geoscience for Energy, Mineral Resources, and Environment» в г. Бандунг в 2014 г.

Методы исследований

Минеральные агрегаты были изучены с помощью методов классической минералогии и минераграфии на стереомикроскопах Discovery V.12 CarlZeis и Leica EZ40. Химические примеси в самородной сере определены методами рентгенофлуоресцентного анализа (АЦ ИВиС ДВО РАН). Анализ методами сканирующей электронной микроскопии проведен на SEM Vega 3 Tescan (лаборатория вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН) в 2014-2016 гг.

Результаты

Основную массу возгонов составляет самородная сера и опаловые агрегаты. Менее распространенные минералы: ангидрит CaSO_4 , барит BaSO_4 . Редкие находки: сильвин KCl , киноварь HgS , пирит FeS_2 , галенит PbS , циркон ZrSiO_4 , халькопирит CuFeS_2 , оксиды железа, нашатырь NH_4Cl .

Самородная сера преимущественно светло-желтая, сероватая в агрегатах. Микроморфология поверхности инкрустаций меняется от оплавленной до хорошо ограненных ромбических кристаллов (рисунок, а). Макроскопически чистые кристаллы самородной серы, по результатам РФА, имеют примеси селена (до 25 ppm), теллура (до 67 ppm), сурьмы (до 60 ppm). Концентрации хрома, цинка, молибдена, свинца незначительно превышают порог определения.

Опаловые агрегаты неоднородные, редко с микрокристаллической или слоистой структурой (рисунок, б). Часто микрокристаллические опаловые агрегаты выполняют пустоты в самородной сере. Химический состав опаловых корок показал концентрации меди (до 136 ppm), бария (до 314 ppm), свинца (до 20 ppm). Минеральными формами для этих элементов установлены, соответственно, халькопирит, барит и галенит.

Кристаллы этих минералов встречены во всех образцах, размер индивидов не превышает 15 мкм.

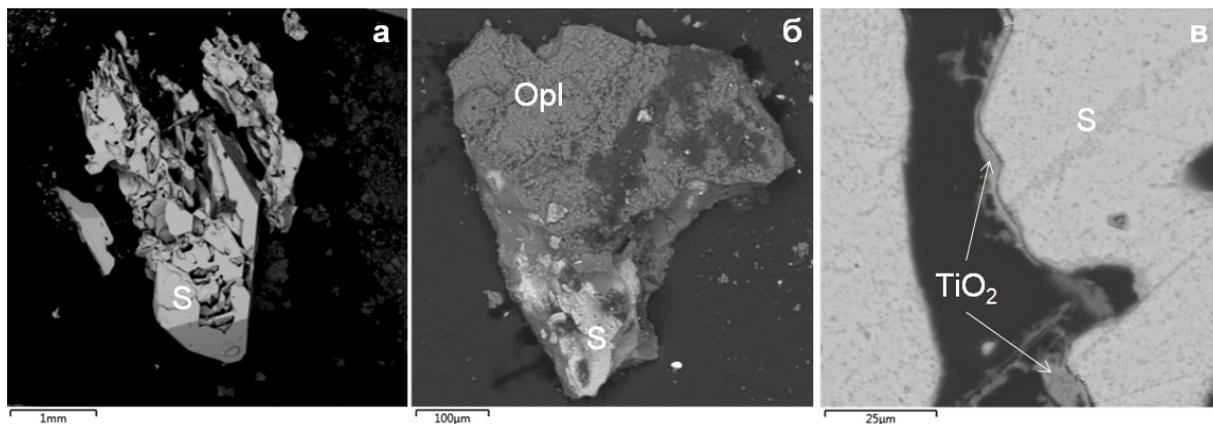


Рисунок. Микроморфология фумарольных инкрустаций: а – кристаллы самородной серы (S); б – обломок опалового агрегата (Opl) с участком самородной серы; в – пленки оксида титана на самородной сере (аншлиф). Фото в обратно отраженных электронах.

Ангидрит и нашатырь встречены в пустотах агрегата серы в виде идиоморфных кристаллов размерами до 100 мкм. Изометричные кристаллы киновари, пирита, халькопирита, галенита и оксидов железа, а также удлиненные кристаллы сильвина не превышают размер 10 мкм.

Необычной находкой в аншлифах из самородной серы стали пленки оксида титана (рисунок, в). Состав пленок аналогичен рутилу. Наибольшее их количество встречено в плотном возгоне опала и серы.

Заключение

Минеральный состав возгонов вулкана Тангкубан Пераху отражает процесс кислотно-сульфатного выщелачивания пород вулкана. Наличие пирита, халькопирита, энаргита и киновари при высоких концентрациях серы делает субвулканическую гидротермальную систему похожей на молодое месторождение типа «хай сульфидейшен» (high sulfidation).

Список литературы

1. *Angkasa S., Ohba T., Imura T. et al.* Exploring magmatic gas and subvolcanic hydrothermal system interactions: Mineralogy and sulfur isotope characteristics of the Holocene volcanic products at Mt. Tangkuban Parahu, Indonesia. 2021. 30 p. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-141850/v1>
2. *Kartadinata M.N., Okuno M., Nakamura T., Kobayashi T.* Eruptive history of Tangkuban Perahu volcano, west Java, Indonesia: a preliminary report // *Journal of Geography (Japan)*. 2002. V. 113. P. 404-409.
3. *Rahayudin Y., Kashiwaya K., Tada Y. et al.* Clarifying the fluid interaction process by water geochemistry with a case study of the Tangkuban Perahu area, West Java, Indonesia // 15th International Symposium on Mineral Exploration, Kyoto, Japan (ISME-XV Kyoto), 2018.

Новые находки в сублиматах Авачинского вулкана

Плутахина Е.Ю., Малик Н.А.

New findings in the sublimates of Avacha volcano

Plutakhina E.U., Malik N.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: e.plutakhina@gmail.com

Приведены результаты изучения минеральных фаз сублиматов вулканических газов Авачинского вулкана из кварцевой трубки, установленной в фумароле со 2 по 16 сентября 2015 г. Описаны главные и редкие минеральные фазы сублиматов.

Введение

Исследование микрокомпонентного состава вулканических газов – сложная задача, для решения которой выполняется анализ конденсатов, фумарольных инкрустаций и сублиматов фумарольных газов. Среди этих методов сублимация газов позволяет изучать минеральные фазы, наименее измененные окружающими условиями. Метод осаждения сублиматов в кварцевых трубках, установленных в устье фумарол, впервые применен Ф. Ле Герном и А. Бернардом на вулкане Мерапи в 1982 г. [3]. На Авачинском вулкане такой эксперимент проводится с 2013 г. [1 и ссылки в ней]. Относительная близость вулкана к г. Петропавловск-Камчатский позволяет проводить эксперимент непрерывно, устанавливая трубки в разные сезоны и на разные сроки для получения наиболее полной информации об осаждающихся минеральных фазах.

В данной работе представлены результаты изучения сублиматов трубки № 9. Минералообразование в трубке проходило 2 недели, что является наименьшим временем по сравнению с другими трубками (от 1 до 9 месяцев).

Методы исследований

В лабораторных условиях кварцевая трубка размечалась на участки около 10 см в длину, разбивалась. Морфология минеральных агрегатов просматривалась на стереомикроскопах Leica EZ 4 D (Leica Microsystems) и Stemi 2000-C (Carl Zeiss). Фазовый состав наиболее распространенных фаз сублиматов изучен XRD-7000 MAxima (Shimadzu) в АЦ ИВиС ДВО РАН. Микроморфология и химический состав минеральных фаз изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа SEM Tescan Vega3 (HV 20 kV, инт. зонда 14, программное обеспечение AZtec).

Результаты исследований

Минеральные агрегаты распределены по трубке непрерывно, с ярко выраженной зональностью на границе перехода минеральной матрицы с опал-хлоридной массы на рентгеноаморфное мышьяковистое серное стекло (рис. 1).

К главным минеральным фазам сублиматов трубки № 9 отнесены опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), галит (NaCl), сильвин (KCl) и рентгеноаморфное мышьяковистое серное стекло (As,S). К фазам средней распространенности отнесены оксиды железа (Fe_2O_3 , FeO_2), маскагнит ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$), ральстонит ($\text{Na}_{0.5}(\text{Al,Mg})_2(\text{F,OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), чаллоколлоит (KPb_2Cl_5), гефестосит (TPb_2Cl_5), ангидрит (CaSO_4), коттунит (PbCl_2), самородная сера (S).

Минеральные формулы фаз с теллурием не подтверждены рентгенофазовым анализом, наиболее близкие минералы по химическому составу – парателлуриит (TeO_2) и каргурлиит (As_2Te_3). Микрокристаллы оксида теллура найдены преимущественно в высокотемпературной зоне трубки на опаловых агрегатах и на поверхности самородной серы (рис. 2а). Изометричные агрегаты листовидных кристаллов теллурида мышьяка найдены в низкотемпературной части трубки на сере с примесью селена до 5 вес. % (рис. 2в). Ранее таких минералов для сублиматов Авачинского вулкана отмечено не было [2].

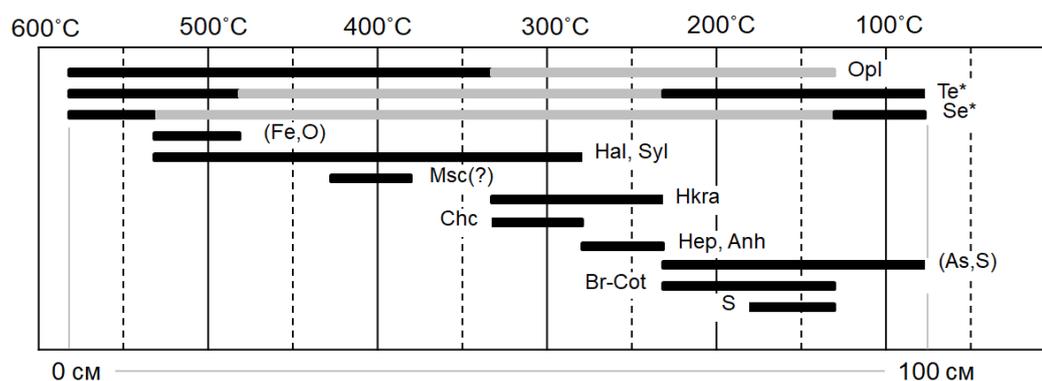


Рис. 1. Последовательность отложения сублиматов в кварцевой трубке. Обозначения: opl – опал, Te* – теллурсодержащие фазы, Se* – селенсодержащие фазы, (Fe,O) – оксиды железа; Hal, Syl – галит, сильвин, Msc – маскагнит, Hkra – ральстонит, Chc – чаллоколлоит, Hep – гепестосит, Anh – ангидрит, (As,S) – мышьяковистое серное стекло, Br-Cot – бромсодержащий коттунит, S – самородная сера.

Минеральная форма селена определена как самородный селен (Se). Нанокристаллические неплотные агрегаты на матрице рыхлых микрокристаллов опала часто показывают примесь теллура до первых вес. %. Коттунит в данной трубке бромсодержащий, расчетная формула наиболее крупных кристаллов $PbCl_{1.7}Br_{0.3}$.

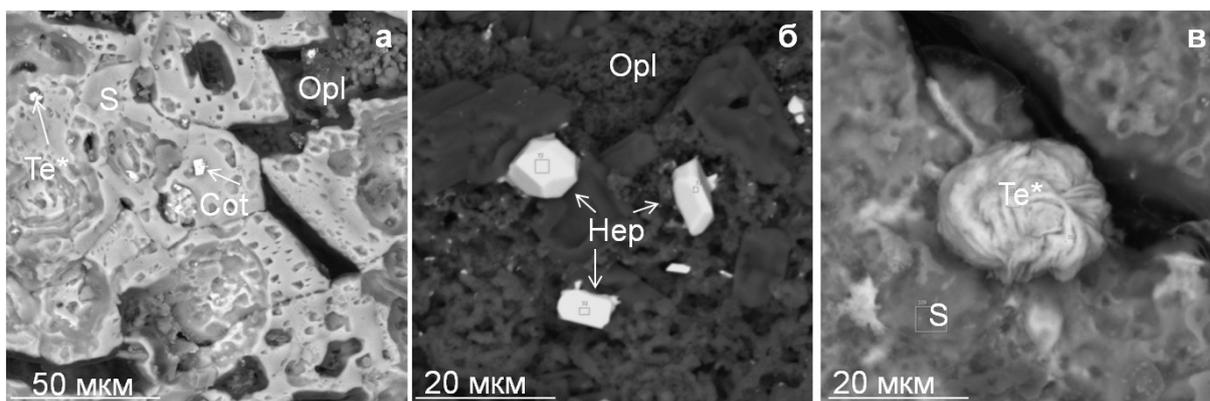


Рис. 2. Формы выделения сублиматов в кварцевой трубке: а – кристаллы коттунита (Cot) на опаловом агрегате (Opl) и теллурсодержащие (Te*) кристаллы на самородной сере (S); б – кристаллы гепестосита (Hep) и маскагнита (Msc) на матрице опала (Opl); в – пример агрегата кристаллов теллурида мышьяка на матрице сере.

Отличительной чертой минералогии сублиматов трубки № 9 стало отсутствие собственных минералов йода. Примеси йода до 4 вес. % отмечены только в самородной сере, в виде неоднородностей на поверхности агрегатов.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (грант № 23-27-00156, <https://rscf.ru/project/23-27-00156/>).

Список литературы

1. Малик Н.А., Зеленский М.Е., Округин В.М. Температура и состав газа fumarol вулкана Авачинский (Камчатка) в 2013-2016 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 1. Вып. 33. С. 21-33.
2. Округин В.М., Малик Н.А., Плутахина Е.Ю. и др. Новые данные о возгонах и сублиматах Авачинского вулкана (2014-2015 гг.) // Материалы XIX ежегодной региональной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 29-30 марта 2016 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 400-405.
3. Le Guern F., Bernard A. A new method for sampling and analyzing volcanic sublimates – application to Merapi volcano, Java // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1982. V. 12. P. 133-146. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90008-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90008-7)

Магматическая активность Мутновского вулкана в 2022 г. по сейсмическим и газогидрохимическим данным

Поляков А.Ю., Кирюхин А.В.

Magmatic activity of Mutnovsky volcano in 2022 according to seismic and gas-hydrochemical data

Polyakov A.Yu., Kiryukhin A.V.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: pol@kscnet.ru*

Измерения парциального давления на конденсаторе пара Мутновской ГеоЭС используются в качестве индикатора разгрузки магматических газов через систему магмофраксинга вулканической системы в продуктивный геотермальный резервуар. Наблюдается корреляция этих данных с инъекцией даек в окрестности Мутновского вулкана.

Введение

Инъекция магмы синхронизирована с притоком магматического CO_2 в продуктивные геотермальные резервуары, что фиксируется изменением парциального давления неконденсированного газа на конденсаторе Мутновской ГеоЭС. Непрерывные измерения начаты в 2019 г. для прогноза активности Мутновского вулкана и сильных землетрясений.

Магматическая активность Мутновского вулкана в 2022 г.

Генерация электрической энергии на Мутновской ГеоЭС осуществляется посредством двух турбин по 25 МВт каждая, питание турбин осуществляют геотермальные скважины 24, А2, Гео-3, О29W, О16, ГК1, О42, О13, О17, О37, Гео-2 через два сепаратора. Измерение газосодержания в общем паре Мутновской ГеоЭС позволяет проводить отслеживание дополнительного притока магматического газа, синхронизированного с инъекциями магмы [2-4]. Нами используется методика измерения парциального давления неконденсирующихся газов (P_{NCG}) в конденсаторе турбины ГеоЭС [5].

Пять сейсмических станций регистрируют сейсмичность в Мутновско-Гореловской вулканической зоне (MTV, GRL, ASA, RUS, PET). Выделение даек и силлов выполнялось по каталогам микроземлетрясений (MEQ) КФ ФИЦ ЕГС РАН с использованием программы Frac-Digger [1, 3, 5] (критерий выборки: $\delta_t = 30$ дней, $\delta_R = 6$ км, $\delta_Z = 1$ км, $N = 6$).

С января по декабрь 2022 г. в Мутновском геотермальном районе зарегистрировано 116 землетрясений, 55 % из них составляют 9 плоско-ориентированных кластеров, интерпретированных как внедрение даек, большая часть которых фиксируется в северо-восточном секторе вулкана Мутновский.

На рис. 1 сопоставлены данные парциального давления P_{NCG} в конденсаторе турбины с временной последовательностью инъекций даек вблизи вулкана Мутновский, обнаруженных в результате обработки сейсмических данных КФ ФИЦ ЕГС РАН с использованием программы Frac-Digger. На рис. 1 видно, что имеются внедрения даек, следующие за выбросами P_{NCG} или близко синхронизированные с ними.

На рис. 2 и рис. 3. приведены пространственные характеристики дайкового комплекса в виде следов на горизонтальных сечениях и в виде двумерных выпуклых многоугольников в трехмерном пространстве, соответственно. Численные характеристики плоскостей аппроксимации плоско-ориентированных кластеров микроземлетрясений приведены в таблице.

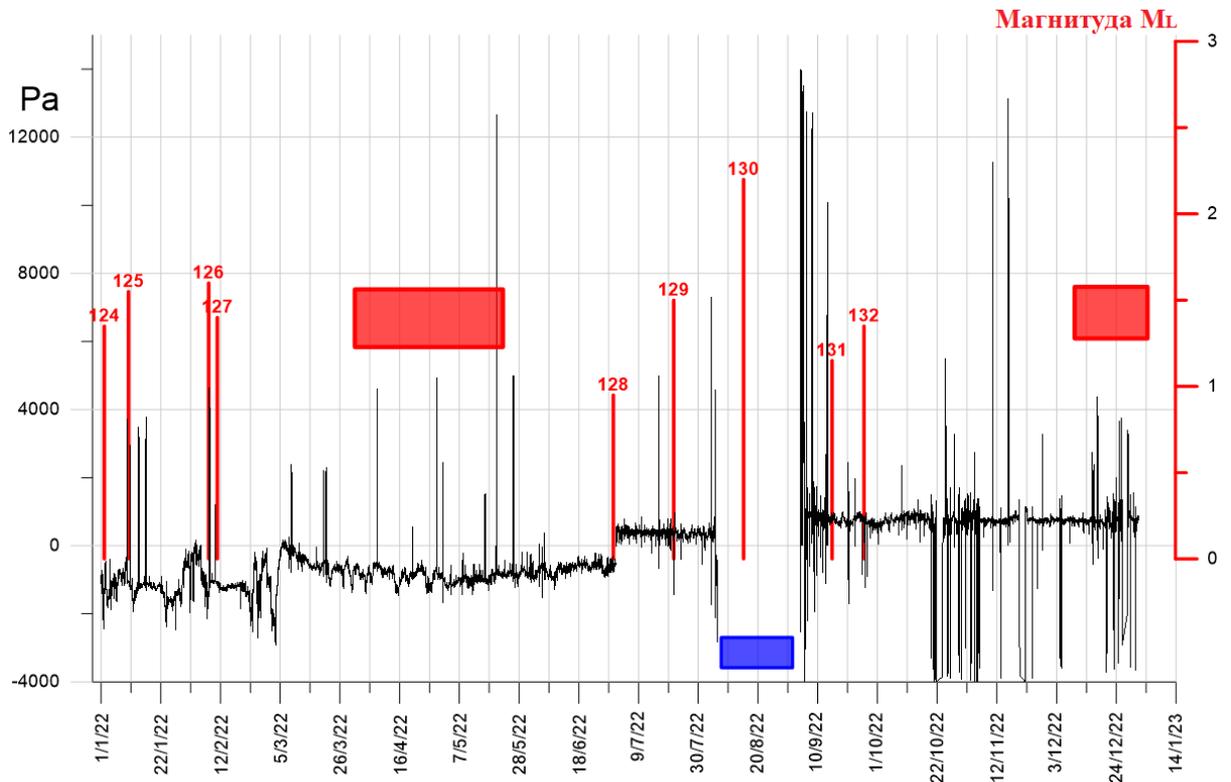


Рис. 1. Изменение P_{NCG} (Па) в конденсаторе турбины Мутновской ГеоЭС (2022 г.) и время начала внедрения дайки в продуктивный резервуар. Номер дайки соответствует (таблица, рис. 2, 3), M_L – максимальная магнитуда сейсмических событий, красные прямоугольники – период отсутствия сейсмических данных, синий прямоугольник – период отсутствия данных по давлению.

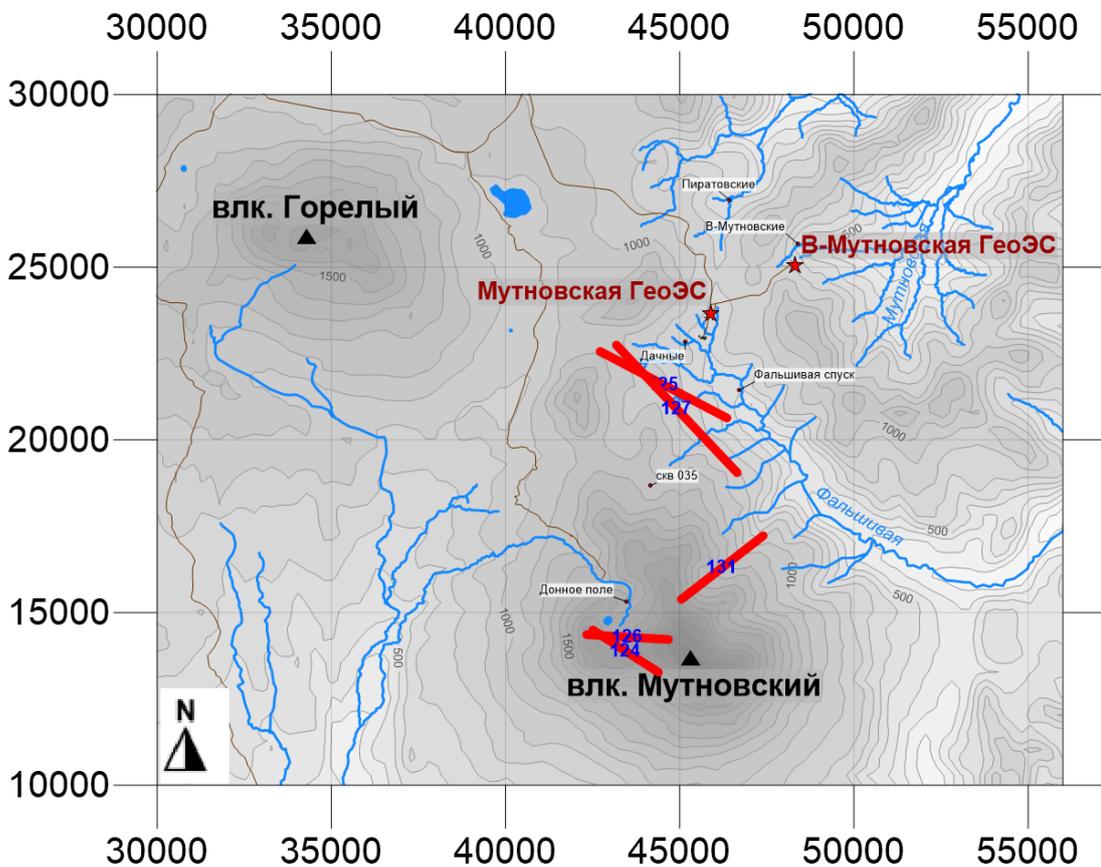


Рис. 2. Следы плоскостей кластеров на горизонтальной поверхности (глубина 3 км).

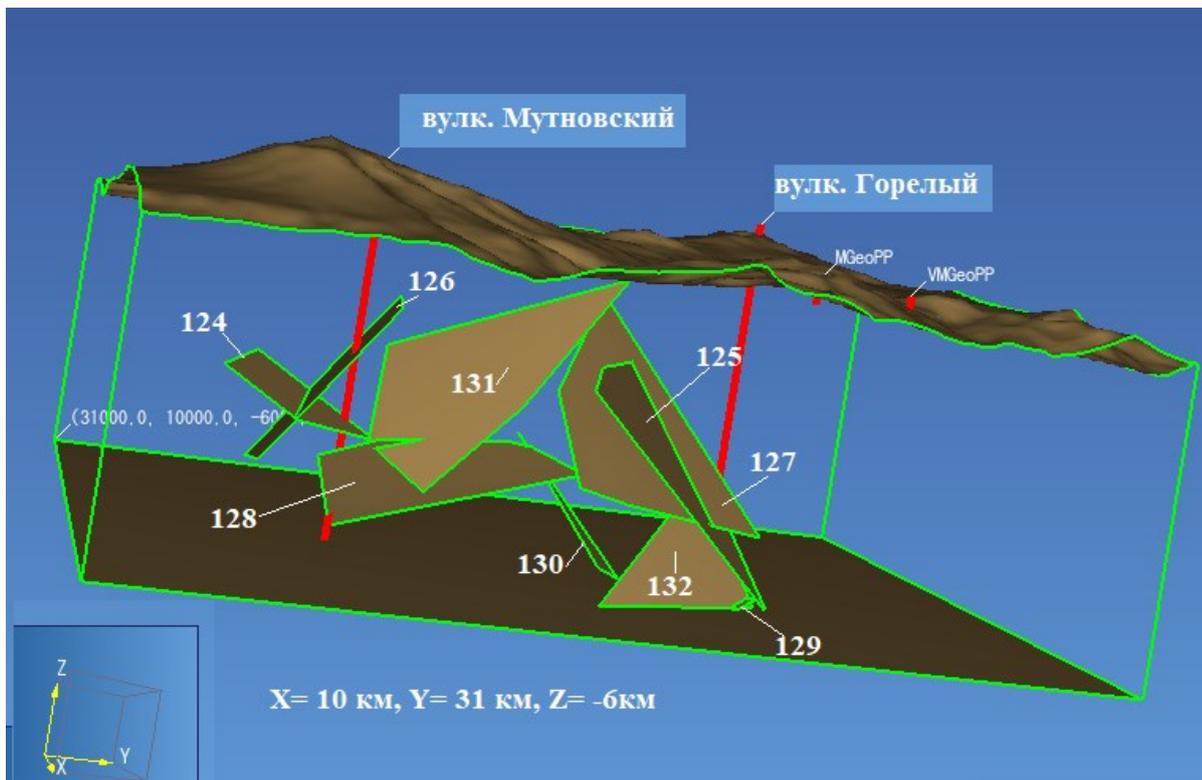


Рис. 3. Геометрия инъекций магмы под Мутновским вулканом по сейсмическим данным КФ ФИЦ ЕГС РАН за период январь-декабрь 2022 г., цифрами указаны номера даек (см. рис. 1, 2, таблица).

Таблица. Характеристики плоскостей аппроксимации плоско-ориентированных кластеров микроземлетрясений (МЕQ), интерпретируемых как дайки и силлы, изображенные на рис. 1, 2, 3

Кластер №	Угол падения (градус)	Азимут падения (градус)	X, м	Y, м	Z, м	Дата	M_L	Число событий	Площадь, км ²
124	30.8	33	43622	13730	-2981	02.01.22	1.35	6	5.2
125	50.5	27.9	44648	21235	-2674	10.01.22	1.55	7	18.3
126	51.1	183.5	43367	14446	-2818	07.02.22	1.6	6	9.7
127	48.7	46.9	45006	20511	-2773	10.02.22	1.4	6	20.6
128	30.1	263.9	45490	17106	-3761	30.06.22	0.95	7	14.8
129	15.2	151.4	44840	22783	-6018	21.07.22	1.5	10	6.6
130	54.9	354.5	42911	21442	-6165	14.08.22	2.2	6	3.9
131	50.7	141.9	45893	16515	-2550	15.09.22	1.15	10	14.8
132	42.8	62.4	45208	22491	-5493	26.09.22	1.35	6	9.3

Примечание 1: $M_L = K_s \times 0.5 - 0.75$.

Примечание 2: Выпуклые 2D-полигоны были получены из плоскостей аппроксимации плоско-ориентированных кластеров гипоцентров МЕQ. Для этого программа Frac-Digger наносит проекции гипоцентров МЕQ на плоскость аппроксимации, затем ищет выпуклый многоугольник, включающий точки проекций.

Выводы

На основании данных технологических измерений филиала «Возобновляемая энергия» ПАО Камчатскэнерго (01.01.2022-31.12.2022) наблюдается связь между значимыми аномалиями парциального давления неконденсированного газа (PNCG) в конденсаторе турбины геотермальной электростанции и магматическими инъекциями.

Магматическая активность вулкана Мутновский, выявленная по сейсмическим данным, проявлена в виде инъекций пологих даек в северо-восточном секторе вулкана.

Авторы выражают признательность директору филиала ПАО Камчатскэнерго «Возобновляемая энергетика» А.А. Любину, начальнику Мутновских ГеоЭС М.Л. Безотечество и ведущему инженеру О.В. Колесникову за предоставление данных по давлению и температуре в конденсаторе Мутновской ГеоЭС.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00127, <https://rscf.ru/project/23-27-00127/>.

Список литературы

1. *Кирюхин А.В.* Геотермофлюидомеханика гидротермальных, вулканических и углеводородных систем. Санкт-Петербург: ООО «Эко-Вектор Ай-Пи», 2020. 431 с.
2. *Поляков А.Ю.* Удаленный мониторинг динамики поступления магматического газа в геотермальный резервуар на базе станции НОВО RX 3000 // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2020), 3-8 сентября 2020 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2020. С. 90-93.
3. *Kiryukhin A.V., Polyakov A.Yu., Usacheva O.O. et al.* Thermal-permeability structure and recharge conditions of the Mutnovsky high-temperature geothermal field (Kamchatka, Russia) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2018. V. 356. P. 36-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.02.010>
4. *Kiryukhin A., Chernykh E., Polyakov A. et al.* Magma fracking beneath active volcanoes based on seismic data and hydrothermal activity observations // Geosciences. 2020. V. 10. № 52. P. 1-16. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020052>
5. *Kiryukhin A.V., Polyakov A.Yu., Voronin P.O. et al.* Magma fracking and production reservoirs beneath and adjacent to Mutnovsky volcano based on seismic data and hydrothermal activity // Geothermics. 2022. V. 105. Art. 102474. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102474>

Вулканическое стекло в цеолит-кремнистых отложениях Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка)

Рычагов С.Н., Кравченко О.В., Сандиминова Е.И., Философова Т.М.

Volcanic glass in zeolite-siliceous deposits of the Pauzhetsky geothermal field (South Kamchatka)

Rychagov S.N., Kravchenko O.V., Sandimirova E.I., Phylosofova T.M.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: rychns@kscnet.ru

В искусственных цеолит-кремнистых отложениях Паужетского геотермального месторождения выделены частицы вулканического стекла, имеющие необычную форму. Исследован их состав и условия образования. Показана роль этих частиц в гидротермальном минерало- и рудообразовании.

Введение

На Паужетском геотермальном месторождении из сепараторов ряда эксплуатационных скважин происходит сброс термальной воды на дневную поверхность. В течение 30-40 лет образовались и продолжают формироваться «плащи» минеральных отложений. Отложения сложены минералами кремнезема – от опала до тридимита и кристобалита, раскристаллизованных в отдельных линзах в халцедон [3]. В последнее время установлено, что в начале излива термальных вод на термодинамическом барьере образуются рентгеноаморфные минеральные фазы, отвечающие по составу цеолитам и смеси цеолитов с опалом; далее по простиранию отложения становятся полностью кремнистыми [2]. Начальные участки формирования «плащей» выделяются также повышенными концентрациями многих микроэлементов – Sb, As, Au, Ag и РЗЭ, что объясняется следующим: определенной геохимической специализацией паужетских термальных вод [3], резким изменением физико-химических условий в начале сброса гидротерм, особыми сорбционными свойствами кремнезема и цеолитов.

С целью определения минерального состава и геохимических свойств искусственных минеральных отложений Паужетского геотермального месторождения нами закартированы и опробованы все эти «плащи» (рис. 1). В результате первичной обработки проб выяснилась еще одна интересная особенность состава отложений: в первых точках опробования выделены необычные и разнообразные по форме частицы вулканического стекла, которым и посвящена данная работа.

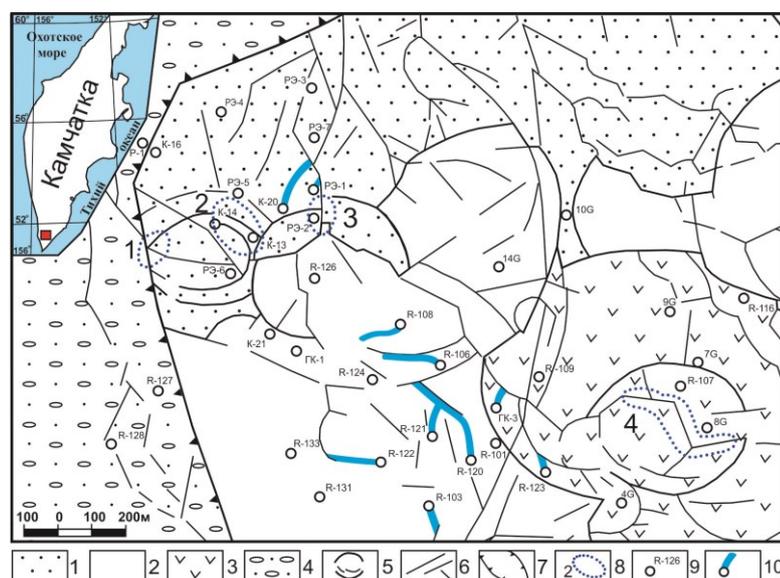


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Паужетского месторождения: 1 – туффиты и туфы паужетской свиты; 2 – лаво-экструзивный комплекс пород кислого состава; 3 – то же, андезиты и андезибазальты; 4 – аллювиальные отложения; 5 – кольцевые тектонические нарушения; 6 – то же, линейные; 7 – Паужетский грабен; 8 – термальные поля: 1 – Южно-, 2 – Верхне-, 3 – Нижне-, 4 – Восточно-Паужетское; 9 – скважины; 10 – кремнисто-цеолитовые «плащи».

Методика исследований

Отбор проб проведен от начала сброса термальных вод (от зумпфов) по простиранию отложений с определенной периодичностью для изучения изменения их химического и минерального составов. На участках увеличенной мощности, характеризующихся чередованием слоев с различными физическими и др. свойствами, опробован каждый слой. Наиболее детальные исследования проведены на скважинах ГК-3 и R-122 в связи с обнаружением здесь частиц вулканического стекла. Пробы объемом 0.008 м^3 высушены при температуре около $30 \text{ }^\circ\text{C}$, измельчены в чугунной ступке до размера обломков $\leq 2-5 \text{ мм}$, шлиховым анализом выделена тяжелая фракция, включающая в т.ч. зерна стекла. Изучение зерен выполнено на сканирующем электронном микроскопе в ИВиС ДВО РАН. С целью определения источников вулканического стекла проведено опробование и шлиховой анализ почвенно-пирокластических отложений в районе скважин ГК-3 и R-122 по методике, описанной выше.

Характеристика вулканического стекла

Частицы вулканического стекла выделены из кремнисто-цеолитовых отложений, образующихся непосредственно под зумпфом скважин R-122 и ГК-3 в начале сброса термальных вод. Частицы имеют сильный стеклянный блеск и разнообразную форму: идеальные или неправильные шарики, каплевидные, гантелевидные, овальные с «отростками»-иголочками, сросшиеся уплощенные и др. – самых невероятных очертаний (рис. 2). Цвет стекла от медово-желтого до бурого и черного. На сколах видно, что практически все зерна массивные, но во многих присутствуют пузырьки газа (газово-жидкие включения?). Зерна достигают $2.0-2.5 \text{ мм}$ (что наиболее характерно для гантелевидных и игольчатых), но преобладает размерность $\leq 0.1-0.5 \text{ мм}$. Из одной пробы выделено более 300 штук наиболее крупных зерен.



Рис. 2. Частицы вулканического стекла, выделенные из кремнисто-цеолитовых отложений Паужетского геотермального месторождения (скважина R-122). Снимок с использованием цифрового микроскопа Levenhuk DTX 90.

Послойное изучение отложений показало, что зерна стекла находятся, в основном, в нижнем слое и подошве цеолит-кремнистых осадков, что, по-видимому, обусловлено гравитационным характером их распределения – оседанием тяжелых частиц (плотность стекла может колебаться от 3.0 до 7.5 г/см^3) сквозь рыхлый субстрат к подошве толщи.

Согласно микронзондовым исследованиям, стекло имеет состав, близкий к таким минералам как мелилит и авгит. В стеклянной матрице выделяются шарики самородного железа и сульфидов железа (пирротина?), отмечаются включения кристаллов шпинели (с мельчайшими включениями самородного железа) и оливина. Все это свидетельствует об основном составе частиц вулканического стекла. Большой интерес представляют рудные образования, обнаруженные в кремнистой оторочке ряда зерен (рис. 3). Диагностированы: сульфиды серебра (наиболее вероятно низкотемпературная разность аргентита – акантит) с селеном и золотом, пирит и мышьяковистый пирит, ртутьсодержащий пирит, и др.

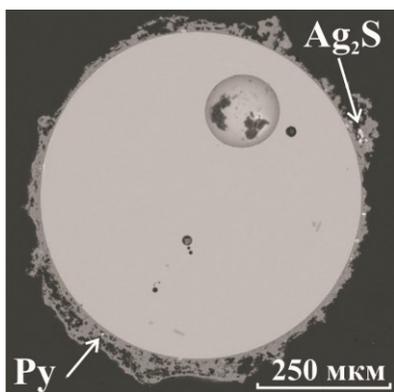


Рис. 3. Стеклообразная микросфера с газовыми пузырьками и водосодержащей (до 7 масс. %) силикатной (SiO_2 92.32; Al_2O_3 0.4; CaO 0.6 масс. %) оторочкой из кремнисто-цеолитовых отложений скважины R-122. В оторочке мелкие включения пирита (Py) и акантита (Ag_2S). Полированный срез. Снимок BSE.

Источник частиц вулканического стекла

Основным вопросом данных исследований является источник и, соответственно, происхождение обнаруженных частиц. Не вызывает сомнения, что в минеральные отложения Паужетского месторождения они попали в результате выпадения на этой территории пепла одного из действующих вулканов Южной Камчатки или Курильских островов. С целью решения этого вопроса нами опробованы слои пирокластических отложений разного возраста в районе эксплуатационного участка месторождения: пемзы Курильского озера, пеплы вулкана Ксудач, тефра вулкана Камбальный, и др. Определено, что во всех перечисленных отложениях этих частиц нет, но ими насыщены почвы, в т.ч. непосредственно возле скважин ГК-3 и R-122. Это свидетельствует о молодом возрасте (не более нескольких десятков лет) источника стекла, сопоставимого с возрастом формирования почвенного горизонта и с периодом времени, в течение которого образовались цеолит-кремнистые «плащи» Паужетского месторождения. Наиболее вероятным источником может являться пепел вулкана Алаид – активного в этом регионе за последние десятилетия: известны его крупные лаво-эксплозивные и эксплозивные извержения 1972, 1981, 2012 гг. и др., пепел которых выпадал по всему югу Камчатки, вплоть до г. Петропавловска-Камчатского.

Анализ литературных данных [1, 4] и наши микроскопические исследования (в т.ч. частиц стекол извержений вулкана Алаид 1981 и 2012 гг.) показали, что стекла, обнаруженные в кремнисто-цеолитовых отложениях, имеют сходство со стеклами извержения Алаида 2012 г. по морфометрическим характеристикам: блеску поверхности, форме, размерам, плотности (массивности, однородности), цвету, а также минеральным ассоциациям, характерным для высокощелочных пород основного состава. Это может говорить о генетическом родстве всех этих частиц.

Заключение

Зерна стекла, выделенные из кремнисто-цеолитовых отложений Паужетского геотермального месторождения, являются индикаторами определенных условий образования и переноса материала эксплозивных извержений вулканов, а также представляют большой интерес для исследования минерало- и рудообразующих процессов в геотермальной среде.

Источником вулканического стекла, вероятнее всего, служит пепел извержения вулкана Алаид 2012 г. Представляется следующий механизм образования таких, необычных по форме, зерен стекла. Капли силикатного расплава приобретали причудливые формы и закалку в активной аэродинамической влажно-воздушной среде (во время циклонов, характерных для периода извержения – ноябрь-декабрь). Частицы стекла были перенесены воздушными потоками на десятки и сотни километров (расстояние до Паужетки составляет 100 км) в типичном для осенних циклонов северо-восточном направлении. Частицы стекла имеют высокую прочность и плотность, что благоприятствовало их сохранности и переносу из почв в формирующиеся кремнисто-

цеолитовые отложения, характеризующиеся идеальной структурой для накопления тяжелого материала.

На поверхности зерен стекла образуется оторочка кремнистого и кремнисто-цеолитового состава, обладающая высокой сорбционной емкостью. Это ведет к высаживанию в оторочке рудных соединений, включая сульфиды серебра и железа, обогащенные микроэлементами (Au, Se, As, Hg, др.).

Предполагается, что в течение геологического времени такие зерна вулканического стекла могут создавать значительные концентрации в почвенно-пирокластических и различных минеральных отложениях и, соответственно, участвовать в метаморфических минерало- и рудообразующих процессах.

Авторы признательны В.А. Рашидову за предоставление пепла извержений вулкана Алаид 1981 и 2012 гг., а также В.В. Пономаревой и Л.П. Аникину за консультации.

Список литературы

1. *Рашидов В.А., Малик Н.А., Фирстов П.П. и др.* Активизация вулкана Алаид (Курильские острова) в 2012 году // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 9-15.
2. *Сергеева А.В., Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И. и др.* Минеральный состав искусственных кремнистых отложений («гейзеритов») Паужетского геотермального месторождения (Южная Камчатка) // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога. 30-31 марта 2022 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 154-157.
3. Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
4. *Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др.* Вещественный состав продуктов извержения вулкана Алаид в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 27-43.

Хромититы альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки
Савельев Д.П.¹, Москалева С.В.¹, Щербakov В.Д.², Шайхутдинова Д.Р.²
Chromitites from the alpine-type ultrabasites of Eastern Kamchatka
Savelyev D.P., Moskaleva S.V., Shcherbakov V.D., Shaikhutdinova D.R.

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: savelyev@kscnet.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Изучены образцы хромитовых (хромитовых или хромититовых?) руд из нескольких гипербазитовых массивов Восточной Камчатки. В хромитите с г. Попутной (Валагинский хр.) описан высокомагнезиальный оливин (до Fo97.1) с содержанием NiO до 1 %. Этот же образец наиболее насыщен микровключениями платиноидов, среди которых преобладают минералы рутения (лаурит и самородный рутений).

Альпинотипные гипербазиты Камчатки (массивы дунит-гарцбургитовой формации) слагают на Восточной Камчатке два офиолитовых пояса – Восточно-Камчатский (массивы о. Карагинский, п-ова Озерной, севера хр. Кумроч и Валагинского хр.) и Восточных полуостровов (массивы полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий) [1, 6]. Эти массивы сложены в основном серпентинизированными гарцбургитами с подчиненным количеством дунитов. Хромитовые руды, в отличие от уральских офиолитовых поясов, на Камчатке не образуют крупных проявлений, однако хромититы встречаются в виде линз, участков густой вкрапленности в дунитах, глыб в меланже, отдельных обломков в элювии практически во всех массивах. Важность изучения хромититов связана с их потенциальной платиноносностью; они могут быть источником платиноидов в россыпях.

Нами с помощью сканирующего электронного микроскопа изучены образцы хромитовых руд из трех гипербазитовых массивов. Обр. 878-13 – массивный хромитит, образующий шпир размером 5×10 см в серпентинизированном гарцбургите гипербазитового массива на левобережье р. Большой (Кроноцкий п-ов). Обр. 6640-1, D2253-2, D2255-1 отобраны из глыб в зоне меланжа, обрамляющей с востока гипербазитовый массив г. Солдатской (п-ов Камчатский Мыс); 6640-1 – метаморфизованная оливин-хромитовая порода (70 % хромита, 30 % серпентина с хромистым хлоритом и порфиробластами уваровита, образец описан ранее в [2, 4]); D2253-2 – массивный хромитит с прожилками хлорита; D2255-1 – хромитовая порода (80 % хромита, 20 % хлорита с бруситом). Обр. 7230 – с массива г. Попутной (из коллекции А.В. Колоскова, работы 1970 г.) – оливин-хромитовая порода (60 % хромита, 40 % частично серпентинизированного оливина).

Полированные препараты (шашки диаметром 2.4 см) из каждого образца были изучены на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA3 с аналитической приставкой X-MAX80 в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, два образца были изучены также на СЭМ JEOL IT-500 с аналитической приставкой X-MAX50 (Геологический факультет МГУ). Состав хромитов представлен на рис. 1. Наблюдается большой разброс хромистости и магнезиальности хромитов в пробах из одного массива и даже из одного образца. Например, хромистость (Cr/(Cr+Al) в атомарных %) в образце D2255-1 показывает интервал от 0.50 до 0.93 при магнезиальности (Mg/(Mg+Fe²⁺)) от 0.25 до 0.71. Это связано, видимо, не с особенностями первичного состава магм, а с условиями метаморфических преобразований пород или с реакцией перидотитов с дренирующими их расплавами, как это показано для хромитовых руд Урала [5]. В связи с этим представляется некорректным использовать данные по хромититам для идентификации геодинамических обстановок, сравнивая их с анализами мантийных перидотитов.

В образцах с полуостровов Камчатский Мыс и Кроноцкий первичный оливин полностью замещен серпентином или хлоритом. В хромитите из массива г. Попутной в

интерстициях хромитовых зерен присутствует экстремально магнезиальный оливин – до Fo97.1 с содержанием NiO до 1 %. Оливин с такими характеристиками в камчатских породах описан впервые. По литературным данным, оливины в перидотитах г. Попутной характеризуются магнезиальностью Fo 89.9-91.1 [7]. Экстремально магнезиальный оливин не в равновесии с мантийным субстратом, он описан в некоторых метаморфизованных массивных хромититах [3]. Экстремально высокая магнезиальность оливина объясняется переуравновешиванием составов хромшпинелида и оливина при метаморфической рекристаллизации [3].

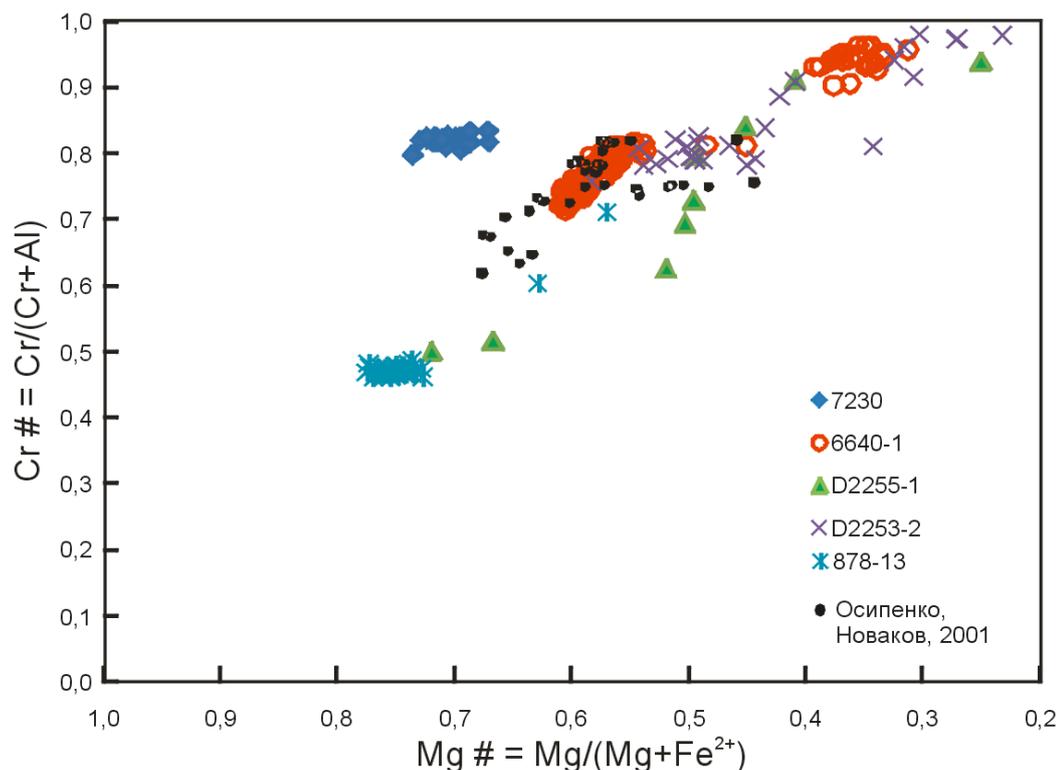


Рис. 1. Составы хромитовых руд из гипербазитовых массивов Восточной Камчатки. Образцы: 7230 – Валагинский хр., г. Попутная; 6640, D2255-1, D2253-2 – п-ов Камчатский Мыс, массив г. Солдатской; 868/13 – Кроноцкий п-ов. Черными точками показаны составы хромшпинелидов из хромититов Камчатского Мыса по [2].

В четырех из пяти изученных образцов найдены включения минералов платиновой группы (МПП) (сульфидов, арсенидов, самородных фаз) (рис. 2, таблица), размер включений обычно не превышает 2-3 мкм.

Наиболее насыщенным МПП оказался хромитит из массива г. Попутной – в образце (дюймовой полированной шашке) было найдено 13 включений разного состава (таблица), из них два представлены лауритом и 6 – самородным рутением (иногда с примесью Ir, Rh, Os) – в основном в виде включений в аваруите (рис. 2а, б), реже – в хезлудите (Ni_3S_2). Немного меньше МПП (8 включений) наблюдалось в хромитите D2253-2 из массива г. Солдатской, среди них преобладали зерна лаурита, иногда с примесью платины и палладия, найдено также включение поликсена (железистой платины).

В хромитовой породе D2251-1 включений МПП не было найдено, но хлоритовая масса, вмещающая зерна хромита, обильно насыщена выделениями сульфида никеля – хезлудита размером 1-10 мкм. В трех из пяти изученных образцов хромитовых руд были встречены единичные выделения арсенидов никеля (в сростаниях с хезлудитом или в виде отдельных кристаллов): орселит ($Ni_{4.77}As_2$) и редко Ni_2As . Фаза Ni_2As описана в статьях среди акцессорных минералов в породах гарцбургитовых массивов [8], но в минералогической базе данных такого минерала нет.

Таблица. Аксессуарные минералы в образцах хромитовых руд из гипербазитовых массивов Восточной Камчатки

№ образца, массив	Порода	Сульфиды и арсениды	Аваруит медь	МППГ (в скобках – количество)
878-13, р. Большая	массивный хромитит	хезлвудит (Ni_3S_2), миллерит (NiS)	–	Десятки субмикронных выделений самородного Ru с примесью Os и Ir в трех зернах хезлвудита размером 30-50 мкм; самородная Pt (1); иридиевая Pt (1); самородный Ir с примесью Os и Ru (1); Pt+Pd+Au (1)
6640-1, г. Солдатская	хромитовая порода	–	–	лаурит – $(Ru_{0.79}Os_{0.17}Ir_{0.04})S_2$ – (1)
D2253-2, г. Солдатская	массивный хромитит	Со-пентландит (до 15 вес. % Co), Ni_2As	аваруит	лаурит (4); лаурит + Pt +/- Cu +/- Pd (1); поликсен (Pt с 9 вес. % Fe) (1); иридиевая Pt (1); Со-пентландит с Ru (10 вес. %) (1)
D2255-1, г. Солдатская	хромитовая порода	хезлвудит – множество выделений, орселит ($Ni_{4.77}As_2$); Ni_2As	никелистая медь (1)	–
7230, г. Попутная	оливиновый хромитит	хезлвудит миллерит (NiS), орселит, сульфиды Cu	аваруит	самородный Ru (6); лаурит – (2); Ir (1); Os+Ir (1); арсенид Ru+Rh+/-Ir (2); Pd+Sb (1)

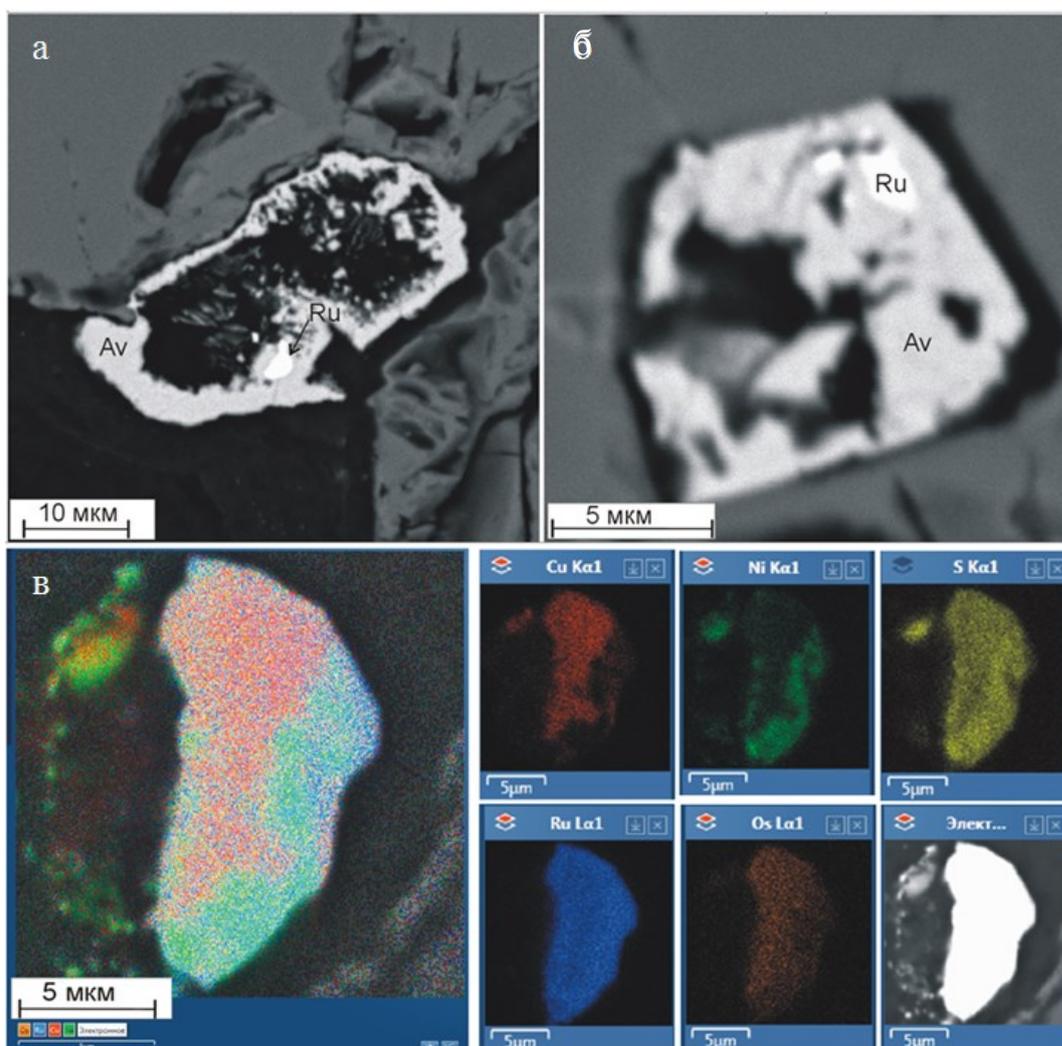


Рис. 2. Микровыделения МППГ в хромитовых рудах из гипербазитовых массивов Восточной Камчатки. а, б – самородный Ru в аваруите (Av), в – распределение Ru и Os по сульфидным фазам на мультиэлементной карте.

В аллювии водотоков, размывающих гипербазитовые массивы г. Солдатской и г. Попутной, известны платиноносные золотые россыпи [1, 6]. В россыпи р. Ольховой-1, приуроченной к массиву г. Солдатской, среди МПГ из шлиховых концентратов преобладают Os-Ir-Ru сплавы (65 %) [6]. Наши находки МПГ в хромитовых рудах показывают преобладание минералов рутения, при этом сами хромитовые руды найдены, в основном, в глыбах в меланже. Зоны меланжа размываются более интенсивно, чем коренные гипербазиты, поэтому с большей вероятностью являются источником МПГ в россыпях.

В результате исследования установлено, что хромититы из альпинотипных гипербазитов Восточной Камчатки характеризуются большим разнообразием – как по составу хромита, так и по минералогии микровключений платиноидов. В хромитите с Валагинского хребта описан экстремально магнезиальный оливин с высоким содержанием никеля. Этот же образец наиболее насыщен различными МПГ, среди которых преобладают минералы рутения (лаурит и самородный рутений). Большинство микровключений платиноидов ассоциирует с сульфидными выделениями и с аваруитом, образовавшимся при распаде сульфидных фаз в процессе серпентинизации. Найдена редкая минеральная фаза Ni_2As . Особенности минерального состава хромититов показывают сложность и многоэтапность метаморфических преобразований пород. Хромититы могут быть источником зерен МПГ в россыпях, приуроченных к гипербазитовым массивам.

Авторы благодарят Николая Некрылова (ИЭМ РАН) за ценные советы. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-27-00029, <https://rscf.ru/project/22-27-00029/>.

Список литературы

1. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Восточно-Камчатская. Лист 0-58-XXVI, XXXI, XXXII (Усть-Камчатск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 226 с. + 2 вкладки.
2. Осипенко А.Б., Новаков Р.М. Хромитовая минерализация в ультрамафитах п-ова Камчатский Мыс (Камчатка) // Записки ВМО. 2002. № 2. С. 84-98.
3. Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Некрылов Н.А. Экстремально магнезиальный оливин в магматических породах // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 2129-2147.
4. Савельев Д.П., Филофова Т.М. Микровключения минералов ЭПГ и золота в породах офиолитового комплекса п-ова Камчатский Мыс // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 2. Вып. 34. С. 5-13.
5. Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Соболев А.В., Кузьмин Д.В. Минералы мантийных перидотитов – индикаторы хромовых руд в офиолитах // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452. № 3. С. 313-316.
6. Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона. Автореф. дис. на соиск. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Москва, 2009. 46 с.
7. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Офиолиты Валагинского хребта Восточной Камчатки: новые данные о составе и геодинамической природе // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2005. № 5. С. 78-93.
8. Caillère S., Avias J., Falgueirettes J. Decouverte en Nouvelle-Caledonie d'une mineralisation arsenicale sous forme d'un nouvel arsénure de nickel Ni_2As // Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences. 1959. V. 249. № 18. P. 1771-1773.

Платиноносность железомарганцевых корок с гайотов и разломных зон прикамчатской акватории Тихого океана

Савельева О.Л., Савельев Д.П.

Platinum content of ferromanganese crusts from guyots and fault zones of the near-Kamchatka area of the Pacific Ocean

Savelyeva O.L., Savelyev D.P.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: savelyeva@kscnet.ru

Получены новые данные по составу железомарганцевых корок на подводных возвышенностях в разломной зоне Стейлмейт, к западу от нее и вблизи Курило-Камчатского желоба, а также на гайотах Императорской цепи. Корки гидрогенные, содержание платины в них имеет диапазон 64-279 мг/т и коррелирует с отношением Mn/Fe и с содержанием Ni.

Железомарганцевые корки, развитые на подводных горах и плато во всех океанах, являются потенциальным ресурсом многих металлов, прежде всего Co, Ni и Mn, а также сопутствующих элементов платиновой группы (ЭПГ). Наиболее развиты Fe-Mn корки в Тихом океане, поскольку именно здесь присутствует наибольшее число подводных гор и хребтов с обнаженными участками. Корки покрывают свободные от осадка поверхности твердых пород на глубинах 400-7000 м; наиболее мощные и богатые металлами корки встречаются на глубине 800-2500 м [8]. По происхождению Fe-Mn корки в основном гидрогенные [8], в составе некоторых из них может присутствовать гидротермальный материал [1].

Об источниках ЭПГ в Fe-Mn образованиях подводных гор среди исследователей существуют различные мнения. Первоначально предполагалось два непосредственных источника Pt: морская вода и космические сферулы [7]. Указывалось также на возможное попадание металлов в воду из гидротермальных растворов, циркулирующих во втором или даже третьем слое океанической коры [2].

Материалы и методы

В данной работе изучены семь образцов железомарганцевых корок, драгированных с поверхности гайотов и приразломных зон прикамчатской акватории Тихого океана: подводных возвышенностях в разломной зоне Стейлмейт, к западу от нее и вблизи Курило-Камчатского желоба, а также на гайотах Императорской цепи (рис. 1). Мощность драгированных корок составляла 5-10 см. Образцы весом 70-100 г были издроблены и истерты до пудры в яшмовой ступе. В ИГХ СО РАН (г. Иркутск) были выполнены рентгено-флуоресцентный (XRF) и ICP-MS анализы для определения петрогенных и примесных элементов. Содержания ЭПГ и Re были определены С.В. Палесским методом ICP-MS с изотопным разбавлением в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Результаты

По соотношению примесных элементов (Co+Ni+Cu) и Fe-Mn матрицы, а также по составу редкоземельных элементов изученные корки имеют характеристики, типичные для гидрогенных образований (рис. 2). Содержание Co, Ni и Cu в корках, соответственно, 0.08-0.17 %, 0.04-0.32 %, 0.03-0.28 %, что ниже, чем в Главной тихоокеанской корковой зоне (Pacific Prime Crust Zone – PPCZ) по [8]. Содержание большинства редкоземельных элементов и иттрия коррелируют с P₂O₅, при этом для Ce такая корреляция отсутствует; также видна хорошая корреляция Pb с P₂O₅. Так же, как и корки других районов Мирового океана, корки из прикамчатской акватории существенно (в десятки раз) обогащены платиной относительно глубоководных осадков.

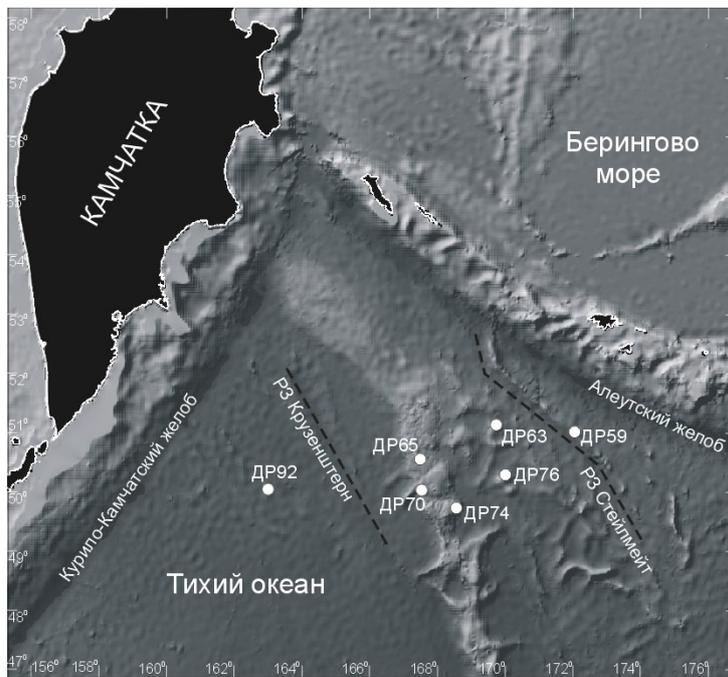


Рис. 1. Пункты драгирования в рейсе SO249 НИС «SONNE», с которых изучены образцы железомарганцевых корок.

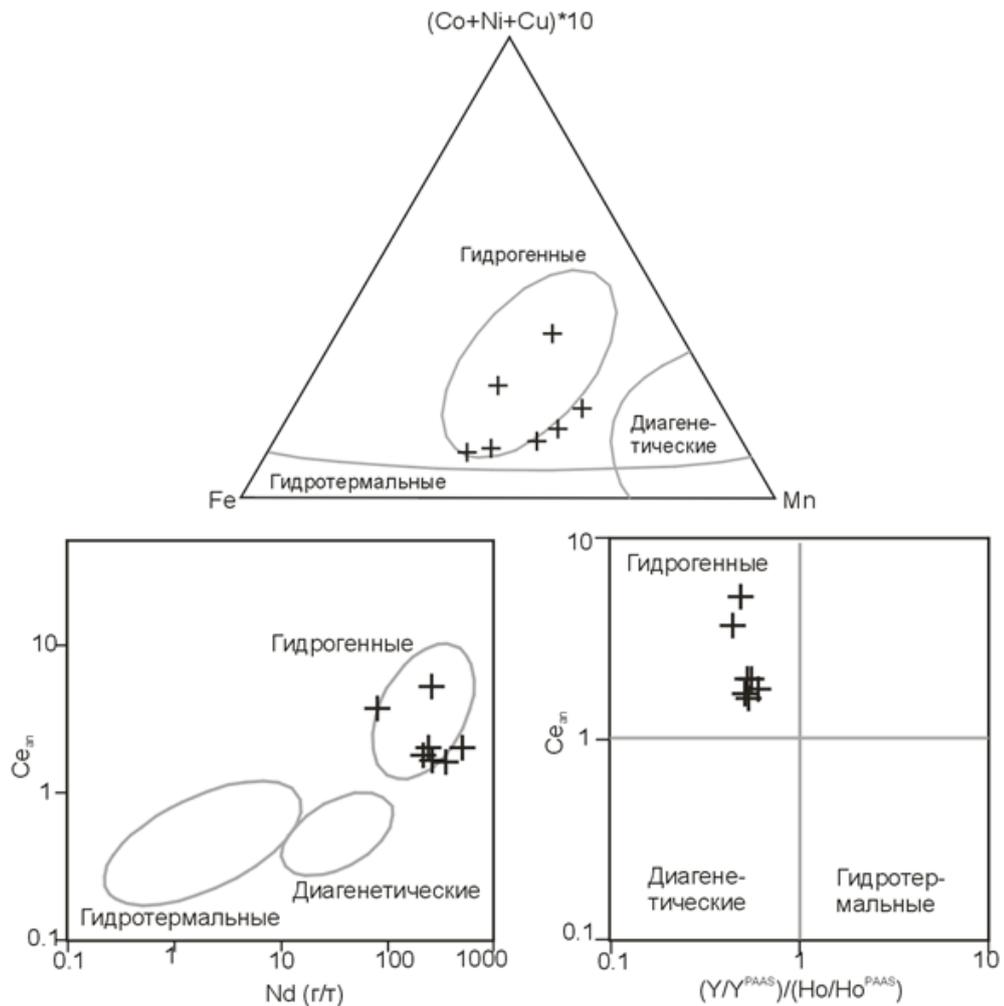


Рис. 2. Составы изученных железомарганцевых корок на дискриминационных диаграммах по [4-6].

Распределение ЭПГ в корках соответствует спектрам морской воды, что подчеркивает гидрогенный характер корок (рис. 3). Для выяснения источников платиноидов и механизмов их накопления требуются дополнительные исследования.

Возможным источником ЭПГ в корках и морской воде может являться метеоритная пыль [3, 7]. По содержанию ЭПГ изученные корки уступают коркам PPCZ: содержания Pt в них 64-279 мг/т (среднее 121 мг/т), в то время как в корках PPCZ среднее содержание Pt равно 470 мг/т [8]. Содержания Os, Ir, Rh и Pd в изученных корках, соответственно, 0.18-1.70, 1.88-4.96, 5.14-20.62 и 0.63-6.54. Из ЭПГ лучше всего коррелируют между собой содержания Ir и Rh. Содержания Pt и суммарное содержание ЭПГ в корках коррелируют с Ni и с отношением Mn/Fe.

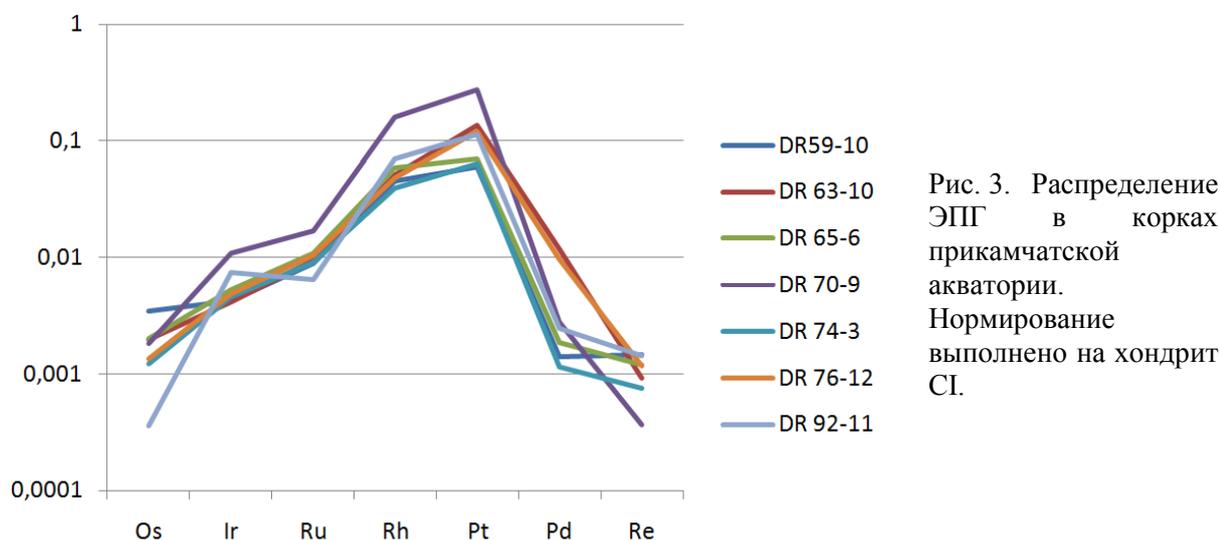


Рис. 3. Распределение ЭПГ в корках прикамчатской акватории. Нормирование выполнено на хондрит CI.

Для исследования использованы образцы, собранные во время рейса SO249 НИС «SONNE» в рамках проекта «БЕРИНГ» при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 23-27-00068, <https://rscf.ru/project/23-27-00068/>.

Список литературы

1. Батулин Г.Н., Дубинчук В.Т. О минералогии и геохимии железомарганцевых корок Атлантического океана // Геохимия. 2011. № 6. С. 605-621.
2. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
3. Савельев Д.П., Савельева О.Л., Москалева С.В., Рашидов В.А. Состав космогенных сферул из железомарганцевых корок Магеллановых гор // Геохимия. 2022. Т. 67. № 5. С. 413-422. <https://doi.org/10.31857/S0016752522050090>
4. Bau M., Schmidt K., Koschinsky A. et al. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004>
5. Berezhnaya E.D., Dubinin A.V., Rimskaya-Korsakova M.N., Safin T.H. Accumulation of platinum group elements in hydrogenous Fe-Mn crust and nodules from the Southern Atlantic Ocean // Minerals. 2018. V. 8 (7). P. 275. <https://doi.org/10.3390/min8070275>
6. Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification and genesis of submarine ironmanganese deposits. In: Horn D. (Ed.) Ferromanganese deposits on the ocean floor. National Science Foundation, Washington, 1972. P. 149-165.
7. Halbach P., Kriete C., Prause B., Puteanus D. Mechanisms to explain the platinum concentration in ferromanganese seamount crusts // Chemical Geology. 1989. V. 76 (1-2). P. 95-106. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90130-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90130-7)
8. Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources // Ore Geology Review. 2013. V. 51. P. 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.12.001>

Перитектоидный гидролитический распад водного сульфата железа (III) в условиях, имитирующих прогретые грунты термальных полей Камчатки
Sergeeva A.V.¹, Gladysheva A.V.², Nazarova M.A.¹, Kuzmina A.A.¹, Kartasheva E.V.¹
Peritectoidal hydrolytic decomposition of aqueous iron (III) sulfate under conditions simulating heated soils of thermal fields in Kamchatka

Sergeeva A.V., Gladysheva A.V., Nazarova M.A., Kuzmina A.A., Kartasheva E.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: anastavalers@gmail.com*

² *ГАНОУ ВО «Региональный центр выявления, поддержки и развития способностей и талантов у детей и молодежи «Орион», г. Воронеж*

Исследованы превращения водного сульфата железа (III) при нагревании, он претерпевает перитектоидный гидролитический распад на феррикопиапит и ромбоклаз, лишь затем образуется безводный сульфат железа, а при углублении гидролитических процессов возможно образование гидронийрозита и серной кислоты. На спектрах фиксируются полосы сульфата, гидросульфата, координированной воды и $[\text{FeO}_6]$.

Введение

Природные термоаномалии Камчатки, приуроченные к современным гидротермальным системам, характеризуются разгрузками парогидротерм, которые реализуются в нескольких вариантах: в виде горячих источников, грязеводных котлов, прогретых грунтов и парогазовых струй. Прогретые грунты термальных полей имеют температуру до 100 °С и выше, температура парогазовых струй также обычно около 100 °С, но нередко превышает это значение и может достигать ~130-140 °С. Вмещающие породы вследствие воздействия парогидротерм преобразуются в глинистые плащи с доминированием слоистых силикатов: монтмориллонита, каолинита [1-3], диккита, галлуазита. Сквозь толщу глин на поверхность инфильтруются поровые растворы, в приповерхностном горизонте в их составе преобладают сульфаты натрия, кальция, аммония, алюминия, и железа (II) и (III) [1]. Растворенные в поровых растворах соли напрямую связаны с минеральным составом солевых выцветов, которые в сухую погоду покрывают обширные пространства прогретых грунтов, обрамляют устья парогазовых струй и борта грязеводных котлов. Поэтому целью данной работы было определение фаз, которые могут кристаллизоваться из растворов сульфата железа (III), а также спектральная характеристика продуктов кристаллизации. Водный сульфат железа (III) склонен к плавлению в собственной кристаллизационной воде и последующему гидролизу, в растворе катион Fe^{3+} также гидролизует и обеспечивает pH ~3-3.5.

Материалы и методы

В качестве исходного реагента был взят гидрат сульфата железа (III) марки «чда»: в одном эксперименте он был нагрет до температуры около 100 °С в закрытом фарфоровом тигле, а в другом эксперименте сульфат был растворен в дистиллированной воде и раствор выпаривался при той же температуре в открытом тигле. Второй эксперимент имитирует условия парогазовых струй, пронизывающих глинистые плащи. Инфракрасные спектры были записаны с помощью инфракрасного спектрофотометра с преобразованием Фурье, IRAffinity-1 (Shimadzu), в диапазоне волновых чисел 400-4000 cm^{-1} , с разрешением 4 cm^{-1} , число сканов 100. Образцы для исследования были растерты в агатовой ступке с бромидом калия и спрессованы в таблетки. Дифрактограммы записаны с помощью рентгеновского дифрактометра XRD MAX 7000 (Shimadzu), в диапазоне 6-65 °2θ, с шагом 0.1 °2θ, скорость сканирования 4 град/мин, при вращении образца. Рамановские спектры были записаны на рамановском спектрометре Confotec DUO, лазер 532 нм.

Результаты и обсуждение

На рис. 1 показаны фазовые составы смесей, которые образовались при нагревании водного сульфата трехвалентного железа в закрытом тигле, и испарения его насыщенного раствора в открытом тигле. В первом случае образуется смесь ромбоклаза $(\text{H}_3\text{O}_2)\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и феррикопиапита $\text{Fe}^{3+}_{0.67}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ по перитектоидной реакции:

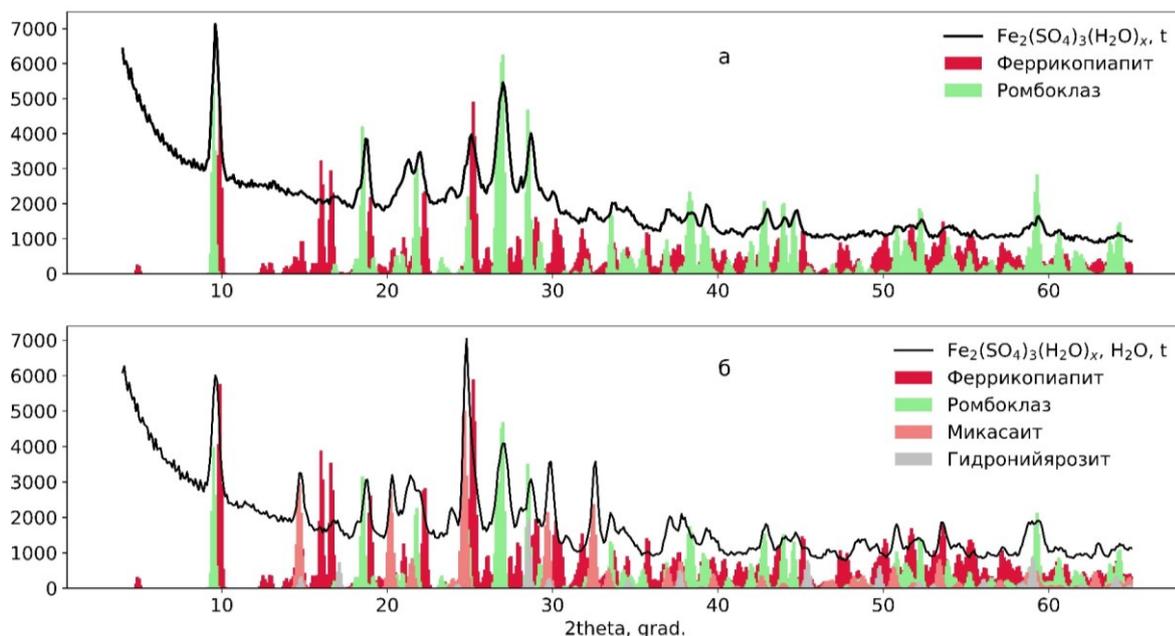
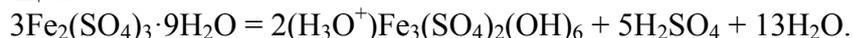
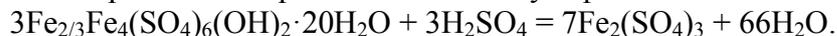


Рис. 1. Дифрактограммы продуктов распада водного сульфата железа (III) в закрытом тигле (а), и при испарении насыщенного раствора из открытого тигля (б).

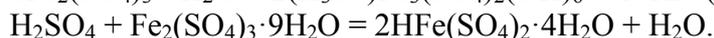
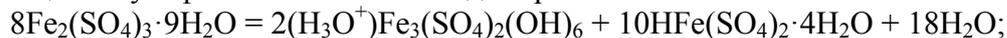
Сходные соединения образуются при выпаривании сульфата железа (III) из раствора с имитацией парогазовой активности, но в смеси появляется гидронийярозит и микасаит. Схема образования гидронийярозита из водного сульфата железа (III) следующая:



Одновременно с гидронийярозитом, на дифрактограмме фиксируется сильный рефлекс микасаита, который, скорее всего, является продуктом реакции феррикопиапита с ромбоклазом либо с серной кислотой, и не обязательно является результатом прямой дегидратации водного сульфата железа:



Серная кислота, образующаяся в процессе с формированием гидронийярозита, при реакции с сульфатом железа может дать ромбоклаз:



При нагревании $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ и его менее гидратированных форм происходит перитектоидный распад водных сульфатов до ромбоклаза и феррикопиапита, а при выпаривании из водного раствора в условиях, близких к условиям термальных полей, дополнительно образуется гидронийярозит и микасаит $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$. В условиях испарения насыщенного раствора гидролиз водного сульфата железа (III) идет глубже, образуется серная кислота, которая разрушает феррикопиапит. По-видимому, и на термальных полях, в условия парогазовой деятельности, гидролиз трехвалентного железа протекает глубже из-за повышенной температуры. Помимо гидролиза, в растворе происходит образование полиядерных кластеров железа (III), таких как двухъядерный кластер в структуре феррикопиапита и трехъядерный кластер в структуре ярозитовых минералов.

Рассмотрим спектры основных продуктов перитектоидного распада водного сульфата железа (III): ромбоклаза и феррикопиапита (рис. 2, 3).

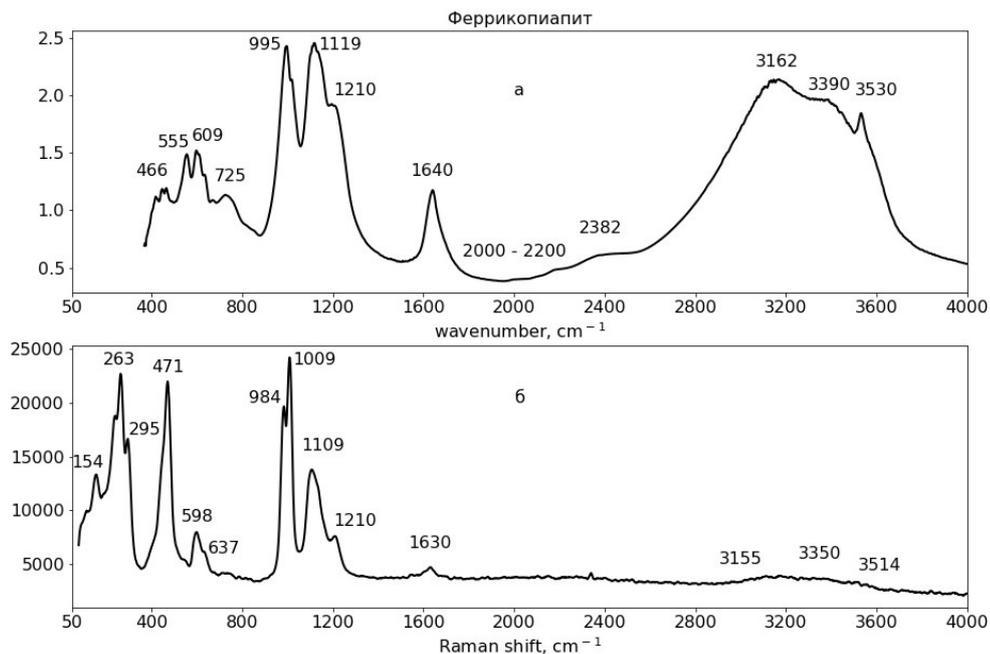


Рис. 2. Инфракрасный (а) и рамановский (б) спектр феррикопиапита.

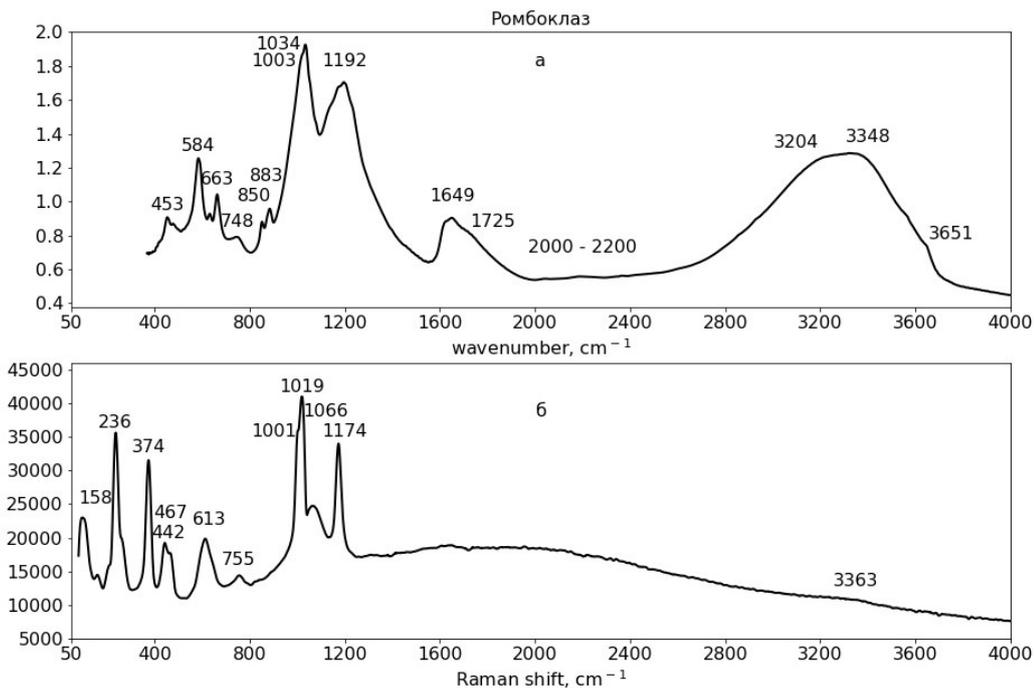


Рис. 3. Инфракрасный (а) и рамановский (б) спектры ромбоклаза.

В области ниже 1400 см^{-1} расположены колебания SO_4 и (FeO_6) . Около $1600\text{--}1700\text{ см}^{-1}$, $2300\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ расположены валентные и деформационные колебания воды, причем для молекул воды, координированных к Fe^{3+} , наблюдается уменьшение частоты валентных колебаний, как ранее это наблюдалось на спектрах водных сульфатов алюминия. Серия слабых полос в диапазоне $2000\text{--}2200\text{ см}^{-1}$ отвечает, скорее всего, колебаниям гидросульфата. И инфракрасный, и рамановский спектры феррикопиапита имеют практически идентичный профиль в области $900\text{--}1250\text{ см}^{-1}$, где расположены колебания ν_1 и ν_3 сульфата. В области, где на сульфатные полосы наложены колебания

октаэдра, сходства между рамановским и ИК спектром меньше, за счет того, что один из октаэдров находится в центрально-симметричной позиции.

Аналогичное сходство наблюдается на ИК и рамановских спектрах ромбоклаза. В области $900-1250\text{ см}^{-1}$ число и положение полос близки, а в области наложения сульфатных и металлокислородных полос уже наблюдаются различия, связанные с присутствием центра симметрии у части октаэдров, в результате в ИК и рамановском спектре активны разные колебания. Для ромбоклаза спектр осложняется колебаниями гидратированного протона, согласно структурным данным, в кристалле присутствует дигидрат протона – $\text{H}(\text{H}_2\text{O})_2^+$. В реальной структуре можно ожидать наличие H_3O^+ и HSO_4^- , полосы которых фиксируются на инфракрасном спектре. Две полосы ИК спектра ромбоклаза, 850 и 883 см^{-1} , скорее всего, отвечают деформационным колебаниям О-Н-О фрагмента, либо либрациям молекул воды, координированных к протону. На рамановском спектре этих полос нет, поскольку в целом водные полосы плохо фиксируются на рамановском спектре.

Заключение

Водные сульфаты трехвалентного железа при нагревании склонны к гидролизу с формированием ряда минералов, таких как ромбоклаз, феррикопиапит, гидронийрозит, которые являются продуктами перитектоидного распада сульфата на основной феррикопиапит и кислотный ромбоклаз. Полосы поглощения на колебательных спектрах у ромбоклаза и феррикопиапита обусловлены наличием в структуре сульфата, металлокислородных октаэдров, воды, ОН-групп (феррикопиапит) и дигидрата протона $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_2$ (ромбоклаз).

Список литературы

1. *Sergeeva A.V., Denisov D.K., Nazarova M.A.* Clay mineral assemblages in recent thermal anomalies of Southern Kamchatka // *Russian Geology and Geophysics*. 2019. V. 60. № 11. P. 1267-1277.
2. *Sergeeva A.V., Zhitova E.S., Nuzhdaev A.A., Nazarova M.A.* Modeling the process of mineral generation in thermal anomalies with ammonium sulfate thermal waters: The role of pH // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2022. V. 16. № 1. P. 35-48.
3. *Rychagov S.N., Sergeeva A.V., Chernov M.S.* Mineral associations of the clay basement as indicators of the hydrothermal system fluid regime // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2017. V. 6. P. 94-110 (in Russian).

Применение индуктивной электроразведки с целью картирования магматических образований в верхней части разреза Непско-Ботуобинской антеклизы
Токарева О.В.¹, Васильева А.И.¹, Акулова И.В.¹, Буддо И.В.^{1,2,3,4}, Агафонов Ю.А.¹
TEM prospecting for mapping igneous formations in the upper part of geological section of Nera-Botuoba antecline

Tokareva O.V., Vasilyeva A.I., Akulova I.V., Buddo I.V., Agafonov Yu.A.

¹ ООО «СИГМА-ГЕО», г. Иркутск;

e-mail: tov@sigma-geo.ru

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

³ ФГБОУ ВО ИрНГУ, г. Иркутск

⁴ ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», г. Салехард

В работе изложены краткие результаты интерпретации данных малоглубинных электроразведочных работ ЗСБ с целью картирования интрузивных комплексов и вулканогенных структур в толще осадочных и туфогенно-осадочных пород триаса в пределах зоны сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы и Тунгусской синеклизы.

Введение

Западный склон Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА) характеризуется крайне сложным геологическим строением. Территория осложнена большим количеством интрузивных тел и мощными толщами вулканогенно-осадочных пород триаса, которые повсеместно распространены по периферии Тунгусской синеклизы [1].

Территории с интенсивным развитием траппового магматизма характеризуются неустойчивым прослеживанием отражающих горизонтов из-за сложного неоднородного строения верхней части разреза (ВЧР). Для уточнения геологической и скоростной моделей ВЧР необходимо детальное изучение разреза до глубины порядка 300 м с выявлением и оконтуриванием неоднородных объектов, связанных с распространением интрузивных пород различных комплексов в толще осадочных пород кембрия, перми и вулканогенно-осадочной толще триаса.

Методы

Изучение геологического строения разреза от поверхности до глубины 300-500 м выполнено с помощью малоглубинных электроразведочных работ методом зондирования становлением поля в ближней зоне (ЗСБ), а также материалов геологического картирования миллионного и двухсоттысячного масштабов [3]. Полевые исследования мЗСБ выполнялись электроразведочной станцией FastSnap с генераторными петлями размером 100×100 м, приемными – 10×10 м, сила тока в источнике достигала 30 А. В ходе интерпретации мЗСБ была выполнена 1D инверсия в рамках горизонтально-слоистой модели с учетом параметров индукционно-вызванной поляризации.

Геологическое строение территории исследования

Территория исследования находится в зоне сочленения крупнейших структур чехла платформы НБА (Ангари-Вилуйский прогиб) и Тунгусской синеклизы. Осадочные и вулканогенно-осадочные породы сильно нарушены складчато-глыбовыми дислокациями вдоль разломов северо-восточной, северо-западной и близмеридиональной ориентировки, идущих параллельно крупным глубинным разломам: Байкало-Таймырскому, Ангари-Вилуйскому и региональным: Пульванонгинскому, Хошонскому, Северо-Таймуринскому, Чонскому. Разломы и разломные зоны содержат в себе пластовые и секущие интрузии долеритов.

Большую роль в пределах изучаемой территории играют вулканотектонические депрессии, кольцевые структуры купольного типа, часто с гидротермально-метасоматическими изменениями пород и магнетитовой минерализацией, интрузивные

кольцевые и полукольцевые каркасы, инъективные поднятия, кальдеры, жерла (туфовые трубки). В пределах территории находится порядка 29 жерл палеовулканов, три из которых попадают на исследуемые профили [2].

Исследуемый разрез надсолевого комплекса представлен глинисто-карбонатными отложениями верхоленской свиты кембрия, терригенными отложениями пермь-карбонового комплекса, толщей осадочно-пирокластических и туфогенных пород триаса, покровами юрских отложений и магматическими образованиями триаса. В зависимости от состава осадочных пород и наличия в толще интрузивных образований, разрез дифференцируется по значениям удельного электрического сопротивления (УЭС).

Результаты интерпретации данных мЗСБ

Согласно литолого-стратиграфическому строению территории исследования, разрез до глубины 500 м дифференцируется на семь геоэлектрических комплексов. Среди осадочных пород наиболее высокоомными (50-200 Ом·м) являются пирокластические и туфогенно-осадочные породы нижней подсвиты корвучанской свиты триаса T1kr1. Минимальными значениями сопротивления (первые десятки Ом·м) обладают глинисто-карбонатные породы верхоленской свиты кембрия и терригенные породы пермской системы. Внедрение интрузивных пород триаса отражается в увеличении УЭС геоэлектрических комплексов, приуроченных к толщам осадочных и эффузивных образований, до сотен Ом·м (рис. 1).

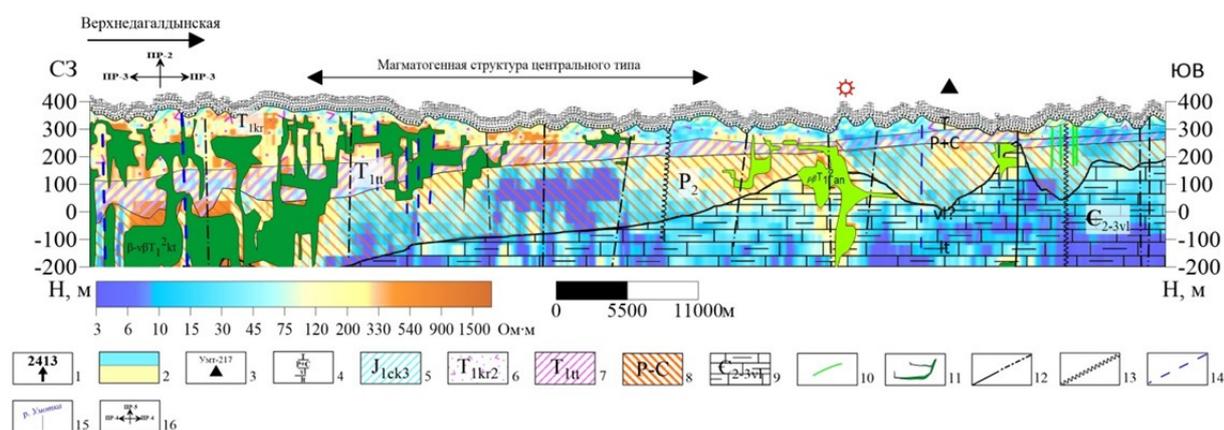


Рис. 1. Геоэлектрический разрез с элементами геологической интерпретации.

Условные обозначения: 1 – пункты мЗСБ; 2 – геоэлектрические горизонты и их сопротивления, Ом·м; 3 – скважины глубокого бурения; 4 – стратиграфические разбивки скважин; 5 – чайкинская свита юрской системы; 6 – ковучанская свита триасовой системы; 7 – тутончанская свита триасовой системы; 8 – пермь-карбоновая система; 9 – верхоленская свита кембрийской системы; 10 – дайки; 11 – интрузии; 12-13 – тектонические нарушения по данным геологической карты; 14 – предполагаемые тектонические нарушения по комплексам геофизических данных; 15 – реки; 16 – пересечение профилей.

Значения УЭС по данным мЗСБ получены в результате инверсии сигналов без закрепления структурных границ, полученных по данным сейсморазведочных работ. Контраст геоэлектрических свойств позволяет надежно картировать зоны с различным литологическим составом и выявлять в разрезе интрузивные тела различной морфологии. Выявленные закономерности распределения УЭС подчинены ключевым структурно-тектоническим особенностям строения территории в зоне сочленения Ангаро-Ленского прогиба (на юго-востоке) и Тунгусской синеклизы (на западе). Кровля отложений кембрия погружается в северо-западном направлении согласно общему погружению пород на склоне Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 1). Структура территории значительно нарушена в результате внедрения щелочно-ультраосновой (кимберлитовой) и базальт-долеритовой (трапповой) формации в среднем палеозое и триасе. Туфогенная толща триаса (корвучанская и тутончанская

свиты), которая повсеместно распространена на территории исследования, определяется расположением магматических и вулcano-тектонических структур (рис. 2).

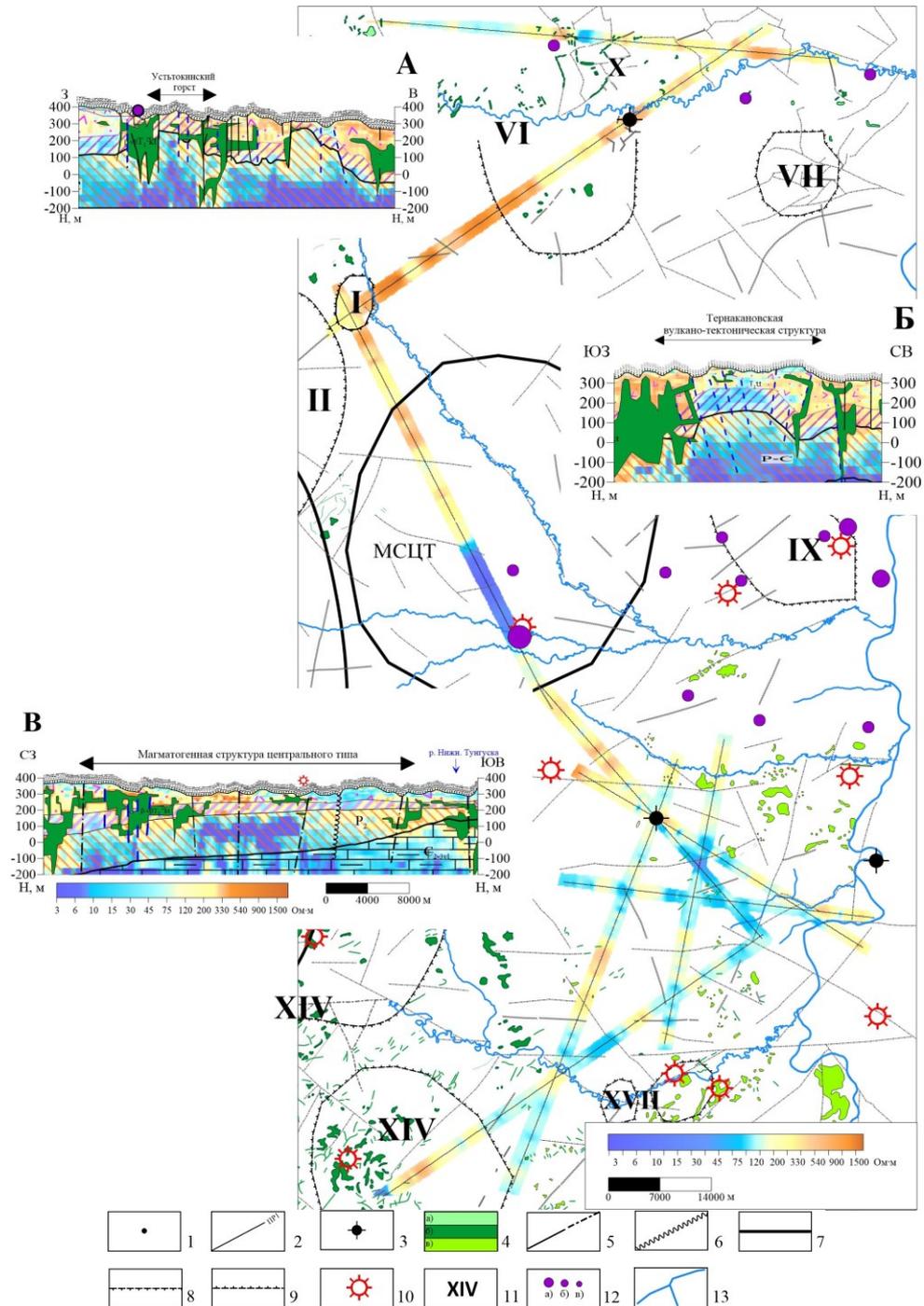


Рис. 2. Карта УЭС в интервале абс. отм. 0-100 м. Фрагменты геоэлектрических разрезов А – Устьтокийский горст (X); Б – Тернаковская вулcano-тектоническая структура; В – Магматогенная структура центрального типа. Условные обозначения: 1 – пункты мЗСБ; 2 – профили мЗСБ и их номера; 3 – скважины глубокого бурения; 4 – интрузивные комплексы трапповой формации на основе ГК-200/1: а) Челбышевский, б) Катангский, в) Ангарский; 5 – тектонические контакты достоверные и предполагаемые; 6 – достоверные разрывы; 7 – магматогенная структура центрального типа; 8 – кольцевые структуры купольного типа; 9 – кальдеры; 10 – палеовулканические аппараты центрального типа; 11 – кольцевые купольного типа: I – Верхнедагалдынская, II – Дагалдынская кальдера, VI – Тернакановская, VII – Крестовская, X – УстьТоканский горст, XIV – Пашемская, XVII – Пурульминская; 12 – железнорудные месторождения по объему запасов на основе карты полезных ископаемых: а) – среднее, б) – малое, в) – непромышленное; 13 – гидросеть.

Различие в агрегатном состоянии вулканогенных пород сопровождается изменением УЭС. Вблизи палеовулканических аппаратов и/или массивных интрузивных тел значения сопротивления наиболее высокие, тогда как в зонах распространения туфопесчаников и туффигов УЭС понижаются.

Интрузии трапповой формации

В пределах участка работ изверженные породы формации Сибирских траппов относятся ко второй раннетриасовой интрузивной фазе. Выделяются долериты катангского и ангарского интрузивных комплексов.

Катангский комплекс (β - $\nu\beta$ T12kt) представлен раскристаллизованными долеритами темно-серого цвета, массивной текстуры, слагающими штоки и линейно-вытянутые, кулисообразные и кольцевые дайки. Интрузии долеритов прорывают отложения верхнепермского и раннетриасового возраста. В то же время, они перекрыты образованиями нижней юры. Форма и размер интрузий зависят от конфигурации полостей, которые они заполняют. Так, наиболее крупные тела приурочены к местам сопряжения разломов. В пределах изучаемой территории подобные объекты отмечаются на пересечении профилей № 2 и № 3, здесь пересекаются серии разломов северо-западной и субширотной ориентировок. По зонам с высокими значениями сопротивления, резким колебаниям магнитного поля от 0 до 1000 нТл и широким аномалиям силы тяжести в редукции Буге G_{245} от 5 до 12 мГал, с локальными колебаниями от -2.5 до 3 мГал, закартированы крупные интрузивные тела. Общая протяженность поля массивного внедрения магмы в пределах изученной территории составляет порядка 50 км.

Ангарский комплекс ($\rho\nu\beta$ - $\nu\beta$ T12an) слабодифференцированных и дифференцированных интрузий. Интрузии данного комплекса в значительной мере локализованы в юго-восточной части территории исследования. Морфологически комплекс представлен менее крупными объектами, часто пластообразными. Пересекают отложения кембрия, перми и неслоистые пирокласты корвучанской свиты. Наблюдается большое количество апофиз, отходящих от более крупных интрузивов в виде коротких даек, штоков и куполовидных поднятий. Интрузии ангарского комплекса в большинстве своем расположены в толще интенсивно проводящих пород кембрия (10-40 Ом·м) и перми (10-80 Ом·м), за счет контраста геоэлектрических свойств, локальные тела неправильной формы (300-500 Ом·м), не выходящие на дневную поверхность, уверенно картируются по результатам электроразведочных работ. Размеры интрузивных тел не превышают 3.5 км по профилю. Высота интрузивных массивов по вертикали составляет порядка 50-150 м.

Выводы

Применение комплексного анализа результатов геологических и электроразведочных исследований позволяет построить наиболее детальную геологическую модель разреза от поверхности до глубины 500 м, которая включает в себя литолого-стратиграфические, вулкано-тектонические и магматические объекты.

Список литературы

1. *Евстратов А.А.* Базитовые вулканообразования северо-востока Тунгусской синеклизы (в связи с проблемой изучения алмазоносных «закрытых» территорий). Автореф. дис. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН. 2015 г. 23 с.
2. *Карпов В.Г.* Геология и вулканизм трапповой формации Сибирской платформы. Издательские решения, 2020. 148 с.
3. *Рыбаков Т.А., Алексеев С.П., Малых А.В., Агеева Л.С.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Тунгусская. Листы: Р-48-XXIII, Р-48-XXIV, Р-48-XXVIII, Р-48-XXIX, Р-48-XXX. Объяснительная записка.

Закономерности распределения золота в выветрелых рудах восточного фланга рудопроявления Тутхливаям (Камчатский край)

Швейгерт П.Е., Буханова Д.С.

Regularities of Au distribution in weathered ores of the eastern flank of the Tutkhliyayam ore occurrence (Kamchatsky krai)

Schweigert P.E., Bukhanova D.S.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: schweigertpe@gmail.com

В работе представлены результаты статистической обработки массива данных, составленного по результатам штучного опробования рудных тел рудопроявления Тутхливаям (Камчатский край). Выделены две популяции концентраций Au, вычислены парные коэффициенты корреляции основных рудных элементов и серы, предложена интерпретация статистических наблюдений.

Рудопроявление Тутхливаям расположено на границе Тигильского и Карагинского районов Камчатского края, в 73 км к западу от п. Оссора. С позиций металлогении занимает центральную часть одноименного рудного поля в составе Эруваямского рудного узла Оссорского рудного района Центрально-Камчатской металлогенической провинции. Оруденение приурочено к наложенной металлогенической зоне, связанной с субэральным вулканизмом олигоцен-плиоценового возраста.

Геологическая характеристика

Геологическое строение участка земной коры в пределах рудопроявления представлено отложениями двух вулканических комплексов: андезитового умуваямского (N_{1um}) и несогласно перекрывающего его трахиандезит-дацит-андезитового толятоваямского (N_{1-tl}). Около 15 % площади рудного поля находится в пределах распространения гидротермально измененных пород, представленных пропилитами, аргиллизитами, вторичными кварцитами, окварцованными и пиритизированными породами, околосильными метасоматитами. В тектоническом строении рудного поля выделяются два структурных яруса: миоценовый, сложенный вулканитами умуваямского комплекса, и миоцен-нижнечетвертичный, представленный образованиями толятоваямского вулканического комплекса. Через территорию рудного поля проходит Центрально-Камчатский глубинный разлом, полностью перекрытый образованиями Центрально-Камчатского вулканического пояса. В пределах рудопроявления дизъюнктивная тектоника представлена наложением систем сбросов и сбросо-сдвигов северо-восточного и северо-западного простираний, с которыми связаны дайки, субвулканические тела, зоны дробления и гидротермальные жилы. Выделяются два рудных тела: западного и восточного флангов, приуроченные к широтной зоне повышенной проницаемости [1].

Рудные тела и природные типы руд

Рудное тело западного фланга прослежено в верхнерудном горизонте эрозионного среза на протяжении 200 м. Абсолютные отметки выходов жилы – около 1000 м. Руды относятся к золото-адуляр-кварцевому минеральному комплексу. Рудная минерализация не превышает 1 % и представлена самородным золотом, реже пиритом, халькопиритом. Оруденение характеризуется высоким значением Au/Ag отношения (1/1 и выше). Содержания золота колеблются от 4.3 до 20.4 г/т, при среднем 11.2 г/т. Среднее содержание серебра – 13.5 г/т.

Рудное тело восточного фланга с поверхности прослежено на 200 м, руды относятся к золото-гессит-сульфиднополиметаллическому минеральному комплексу, характеризуются сочетанием брекчиевых и прожилково-вкрапленных текстур

жильного выполнения и метасоматического замещения. Рудная минерализация составляет 3-5 % жильной массы. Преобладает халькопирит и сфалерит, в подчиненном количестве – галенит, пирит, гессит и самородное золото. Отношение золота к серебру варьирует от 1/30 до 1/70. Концентрации золота и серебра в рудах распределены крайне неравномерно. Средние содержания золота по пересечениям колеблются от 4.4 до 42.1 г/т, серебра от 139.7 до 2144.6 г/т. По результатам штучного опробования богатых руд, содержания золота достигают 90.3 г/т, серебра – 4761.9 г/т. Отмечаются повышенные содержания меди (до 2.3 %), свинца (до 4 %), цинка (до 0.8 %), теллура (до 5.4 г/т). Относительное превышение выходов рудных тел западного фланга над восточным составляет 350-400 м, что является косвенным признаком вертикального размаха оруденения более 300 м [1].

Фактический материал и методы исследования

В работе представлены результаты статистической обработки массива данных, составленного по результатам анализа химического состава штучных проб руд восточного фланга рудопроявления Тутхливаям методами: ME-ICP41 (царсководочная диссоциация навески 0.5 г с последующей атомно-эмиссионной спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES); элементы: Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, W, Zn) и Au-AA26 (пробирное обогащение навески 30 г с атомно-абсорбционным окончанием). Пробы были отобраны в ходе рекогносцировочных работ из обнажений рудного тела профилями вкострости простирания, с выходом во вмещающие породы, методом пунктирной борозды при средней удельной массе пробы 3 кг/м. Образцы и результаты анализа химического состава предоставлены ООО «Оссорская ГГК».

Массив содержит 25 столбцов, соответствующих химическим элементам, показавшим представительное распределение содержаний в интервале чувствительности метода (Au, Ag, Al, As, Ba, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Hg, K, Mg, Mn, Mo, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sr, V, Zn). Концентрации перечисленных элементов в пределах выборки имеют логнормальное распределение с левой асимметрией, поэтому в качестве элементов массива использованы натуральные логарифмы концентраций соответствующих элементов. Пробы богатых руд, содержащие концентрации Ag, Pb и Cu, превышающие верхний порог обнаружения, были удалены из массива как непредставительные для статистической обработки. Массив, полученный после удаления ураганных содержаний, содержит 218 строк, соответствующих отдельным пробам, и далее называется исходным. Цель исследования – выявление структуры распределения самородного золота в полученном массиве.

Для интерпретации выделенных по статистическим наблюдениям закономерностей использованы результаты сканирующей электронной микроскопии шлифов отдельных образцов. Исследование проведено при помощи микроскопа Tescan Vega 3, оснащенного энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max 80 mm², аналитик – научный сотрудник лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН С.В. Москалева.

Результаты исследования

Распределение Au в исходном массиве отчетливо полимодально, первая популяция, в которую входят концентрации Au до 0.25 г/т (рис. 1а), была интерпретирована как пробы, находящиеся ниже природного борта (то есть, за пределами геологической границы рудного тела), и исключена из дальнейшего анализа. В оставшейся выборке снова выделяются две популяции (рис. 1б). В первую входят концентрации Au до 1.0 г/т, во вторую – более 1.0 г/т. Будучи сепарированы, выборки показывают нормальное распределение (рис. 1в, г). Таким образом, для дальнейшего

анализа были сформированы 2 выборки: Au 0.25-1.00 г/т (выборка 1; 31 проба) и Au 1.00-33.12 г/т (выборка 2; 63 пробы).

По результатам кластерного и факторного анализов в обеих выборках отчетливо выделяется рудная ассоциация, представленная элементами: Au, Ag, Pb, Cu. Для обеих выборок были построены матрицы парных корреляций для распределения основных рудных элементов и серы (таблица).

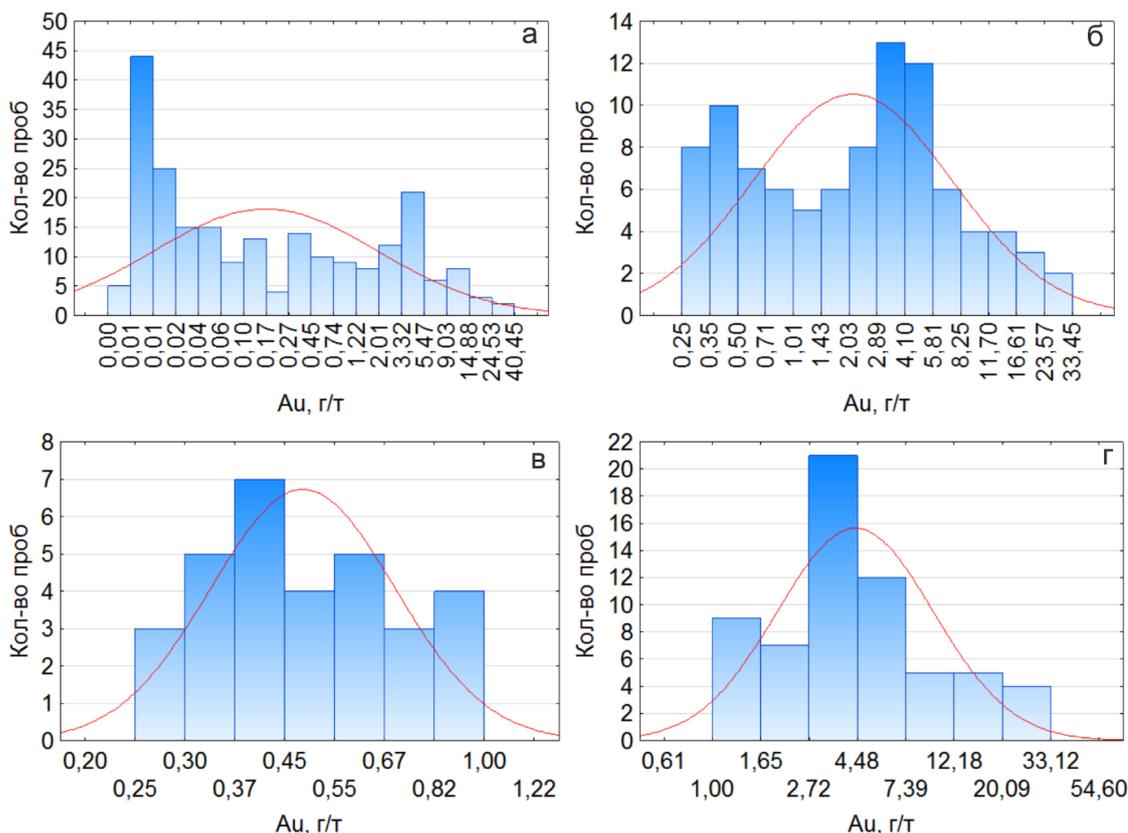


Рис. 1. Гистограммы распределения частот концентраций Au: а – в исходном массиве, б – выше природного борта, в – выборка 1, г – выборка 2.

Таблица. Матрицы парных корреляций

Выборка 1. Au 0.25-1.00 г/т					
	Au	Ag	Cu	Pb	S
Au	1.00	0.44	0.25	0.25	-0.02
Ag	0.44	1.00	0.33	0.71	-0.40
Cu	0.25	0.33	1.00	0.68	0.05
Pb	0.25	0.71	0.68	1.00	-0.14
S	-0.02	-0.40	0.05	-0.14	1.00
Выборка 2. Au 1.00-33.12 г/т					
	Au	Ag	Cu	Pb	S
Au	1.00	0.88	0.73	0.74	0.57
Ag	0.88	1.00	0.76	0.84	0.63
Cu	0.73	0.76	1.00	0.89	0.60
Pb	0.74	0.84	0.89	1.00	0.55

Интерпретация результатов

Обособление рудной ассоциации соответствует геохимической специализации золото-гессит-сульфиднополиметаллического минерального комплекса руд восточного фланга. При дальнейшем анализе имеет смысл рассмотреть возможность включения в ассоциацию Zn, Cd, Te. Общее первоначальное происхождение Au выборок 1 и 2 подтверждается статистически неразличимыми средними значениями Au/Ag

отношения (рис. 2а), появление дополнительной закономерности распределения для выборки 1 проявляется в увеличении разброса этого показателя (рис. 2б).

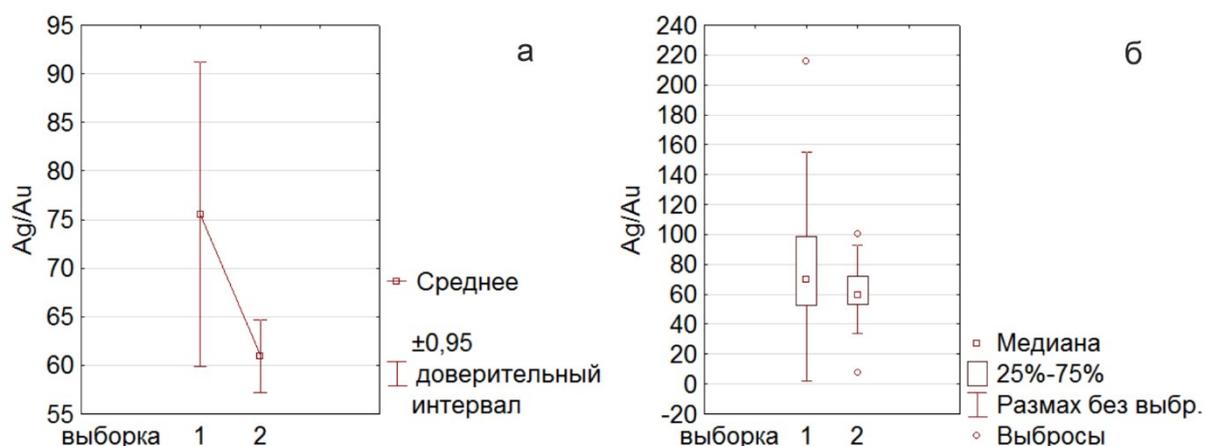


Рис. 2. Сравнение Au/Ag показателя выборок: а – график средних, б – диаграмма размаха.

В выборке 1, по сравнению с выборкой 2, наблюдается существенное снижение коэффициента корреляции между концентрациями рудных элементов и серы, также ослабевают корреляционные связи внутри рудной группы. Эта тенденция может быть интерпретирована как возникновение нового агента влияния на распределение элементов при переходе от первоначальной сульфидной ко вторичным минеральным формам в результате выветривания. Такая интерпретация подтверждается минералогическими наблюдениями: первоначально находящееся в сростаниях с сульфидами самородное золото при замещении сульфидов карбонатами и гидроксидами зачастую склонно выкрашиваться из образовавшихся хрупких тонкозернистых агрегатов, в частности, в ходе пробоподготовки, в результате чего в аншлифах, богатых по результатам опробования руд, можно наблюдать лишь редкие зерна самородного золота в участках с наиболее сохранившимся сульфидным матриксом.

Подобный процесс механического переноса характерен для выветрелых руд и в природе, причем появление агента переноса в данном случае не обязательно сопровождается наличием условий для концентрации, поэтому наблюдаемая нами выборка 1 находится в низком, не характерном для первичных руд, диапазоне содержаний Au.

Заключение

В исходном массиве выделены две популяции концентраций Au выше природного борта. Дифференциация распределения интерпретирована как результат влияния процессов выветривания. Рудопроявления Оссорского рудного района зачастую характеризуются сложным рельефом и высокой степенью обнаженности, в связи с чем при подсчете запасов и локализации геологических границ рудного тела часто используются результаты поверхностного опробования. В целях повышения эффективности таких расчетов и построений имеет смысл учитывать степень влияния процессов выветривания на распределение концентраций Au в конкретных группах проб, опираясь на наиболее чувствительный к этим процессам коэффициент корреляции Au/S.

Список литературы

1. Козлов А.П. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в пределах Тутхливаямского рудного поля в 1988-1991 гг. Эруваямским отрядом (в 2-х книгах). Кн. 1. Петропавловск-Камчатский. Министерство геологии СССР. ПГО «Камчатгеология». Камчатская поисково-съёмочная экспедиция. 1991 г. 216 с.

Комплексная интерпретация геофизических методов для обнаружения флюидодинамических аномалий

Шелохов И.А.^{1,2,3,4}, Буддо И.В.^{1,2,3,4}, Мисюркеева Н.В.^{1,2,4}, Смирнов А.С.^{4,5}

Integrated interpretation of geophysical methods for detection of fluid dynamic anomalies

Shelokhov I.A., Buddo I.V., Misyurkeeva N.V., Smirnov A.S.

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск;

e-mail: sia@crust.irk.ru

² ООО СИГМА-ГЕО, г. Иркутск

³ ФГБУ ВО Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск

⁴ ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», г. Салехард

⁵ ФГБОУ ВО Тюменский индустриальный университет, г. Тюмень

Рассмотрен вопрос применения современных геофизических методов для изучения флюидодинамических процессов. Комплекс геофизических методов состоит из метода отраженных волн общей глубинной точки и зондирования становлением поля в ближней зоне. Приведены примеры результатов исследований и дальнейшие направления развития.

Введение

Флюидодинамические процессы – пространственное движение флюидов (газов и жидкостей различного химического состава). На севере Западной Сибири активность флюидодинамических процессов крайне высокая, миграция флюидов является высокозначимой при формировании залежей углеводородов (УВ) и развитии зон аномально высоких пластовых давлений.

Изучение активности флюидодинамических процессов является принципиально важным как для целей поисков и разведки залежей углеводородов, так и повышения газобезопасности при обустройстве нефтегазовых промыслов и строительстве объектов инфраструктуры.

Объект исследований

Прямым признаком миграции УВ являются их скопления над продуктивными залежами – в приповерхностной части разреза. Известно, что газ может находиться как в свободном состоянии, так и в виде газогидратов в толще многолетнемерзлых пород (ММП). Многолетнемерзлые породы являются экранами для небольших газовых залежей, а на глубинах в первые сотни метров содержат газогидратные скопления [1].

В литературе по анализу глубинной флюидомиграции по данным сейсмических наблюдений выделяют ряд индикаторов: столбообразные формы, нарушение непрерывности отражений и ослабление амплитуд, которые относятся к кинематическим и динамическим аномалиям сейсмической записи.

Объектом исследования в данной работе является один из участков Западной Сибири.

Методика исследований

Одним из инструментов для выделения газовых труб является атрибут chimney. Chimney является результатом комбинации через искусственную нейронную сеть таких атрибутов, как кривизна, когерентность и дисперсия. В зависимости от решаемой задачи совокупность итоговых атрибутов может изменяться, но все они должны отражать структурные особенности волновой картины. Метод может быть применен для обнаружения путей миграции флюида, а также для обнаружения разломов, солевых тел и других сейсмических объектов [3].

Основными признаками субвертикальных каналов миграции УВ являются низкоскоростные аномалии в осадочном чехле, обнаруживаемые методом общей

глубинной точки (3D МОГТ). В плане вертикальные каналы миграции газа представляют собой аномальные кольцевые зоны, являющиеся кинематическими аномалиями сейсмической записи цилиндрической формы.

Информацию о проявлении следов глубинной дегазации в верхней части разреза возможно получить путем применения электроразведки методом зондирования становлением поля в ближней зоне в малоглубинной модификации (мЗСБ). Используя небольшие установки ЗСБ (размер генераторной петли 100×100 м, размер приемной петли 10×10 м), можно изучать геологический разрез до глубины 400-500 м в условиях Западной Сибири, что подтверждено опытом работ на ряде месторождений углеводородов [5]. По данным мЗСБ возможно выделение и оконтуривание зон распространения многолетнемерзлых пород и определение их мощности. Фиксируются изменения параметров ММП, неоднородности в зонах распространения ММП, определяется характер распространения мерзлоты: сплошной, прерывистый, островной. Также по результатам электроразведочных работ мЗСБ возможно картирование зон распространения таликов и каналов миграции газа (рисунок) [4].

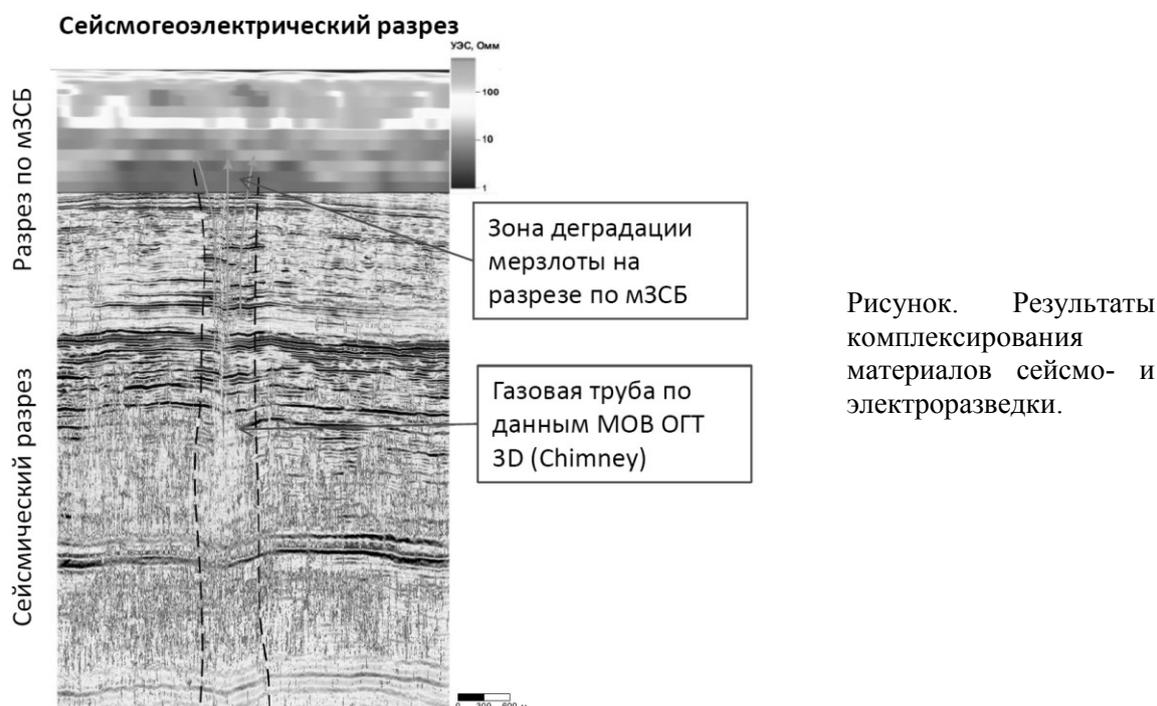


Рисунок. Результаты комплексирования материалов сейсмо- и электроразведки.

Методика интерпретации материалов зондирования становлением поля в ближней зоне заключается в проведении 1D инверсии (решении обратной задачи электроразведки) в рамках незакрепленного структурного каркаса, с вариацией как удельного электрического сопротивления, так и мощности слоев [2]. Инверсия производилась в автоматическом режиме с применением технологии распределенных вычислений, что позволило выполнить значительное количество вычислений в приемлемые сроки. В итоге были получены геоэлектрические модели, состоящие из 15-16 слоев, мощность которых увеличивается с глубиной. Полученные модели были объединены в 3D-куб УЭС.

Результаты инверсии мЗСБ были сопоставлены с материалами бурения в верхней части разреза, цифровой моделью рельефа, что позволило увязать слои геоэлектрической модели со стратиграфией и литологией. На геоэлектрических разрезах, на абсолютных отметках от -70 до -400 м и глубже наблюдаются вертикальные геоэлектрические аномалии, пронизывающие толщу осадочных пород. По геоэлектрическим характеристикам аномалии характеризуются как пониженными 5-10 Ом·м, так и высокими значениями сопротивления 40-100 Ом·м (рисунок).

Выделенные зоны отождествляются с субвертикальными либо наклонными зонами неоднородностей в разрезе, по которым, по-видимому, могли поступать углеводороды из продуктивных горизонтов в верхнюю часть разреза [4].

В заключение можно сделать вывод, что комплекс сейсмических и электроразведочных методов позволяет детектировать возможные зоны разуплотнения в осадочном чехле, которые, в свою очередь, можно ассоциировать с миграцией флюидов.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 22-17-20009, <https://rscf.ru/project/22-17-20009/>). Проект № 22-17-20009 «Современные методы геофизических исследований для разработки и научного обоснования подходов к изучению внутреннего строения криолитозоны и поверхностных криогенных форм рельефа Арктики и их возможной связи с флюидодинамическими процессами» реализуется при поддержке правительства Ямало-Ненецкого автономного округа.

Список литературы

1. Мурзина Е.В., Поспеев А.В., Буддо И.В. и др. Возможности малоуглубинных нестационарных электромагнитных зондирований для выделения газогидратных скоплений в криолитозоне северных регионов Западной Сибири // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI. № 2. С. 51-62.
2. Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. и др. Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2018. 231 с.
3. Meldahl P., Heggland R., Bril A., de Groot P. Identifying fault and gas chimneys using multi-attributes and neural networks // The Leading Edge. 2001. May. P. 474-482.
4. Misyurkeeva N., Buddo I., Kraev G. et al. Periglacial landforms and fluid dynamics in the permafrost domain: a case from the Taz Peninsula, West Siberia // Energies. 2022. V. 15. Art. 2794. <https://doi.org/10.3390/en15082794>
5. Rybalchenko V.V., Trusov A.I., Buddo I.V. et al. Integrated auxiliary studies at the stages of petroleum field prospecting and development: From permafrost mapping to groundwater exploration for drilling and operation // Gazovaya Promyshlennost. 2020. V. 807. P. 68-76.

Новые данные о поствулканическом развитии ландшафтов острова Матуа (Курильские острова)

Ганзей К.С.

Emerging data on the post-volcanic development of the landscapes of Matua Island (Kurile Islands)

Ganzei K.S.

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток;

e-mail: geo2005.84@mail.ru

Представлены новые данные о поствулканическом развитии ландшафтов островной геосистемы Матуа. На основе ландшафтного картографирования и анализа изменения показателей сложности ландшафтного рисунка отражено проявление механизмов устойчивости. Геосистемная целостность острова определяется наличием стабильных внутренних связей ландшафтов.

В июне 2009 г. на о. Матуа произошло крупное извержение вулкана Пик Сарычева. По ряду показателей оно является самым крупным историческим извержением на Курильских островах. Извержение вулкана сопровождалось выбросом пепловых туч на высоту до 16 км [9], зафиксировано более 9 гигантских взрывов с образованием пирокластических потоков и лахаров. Объем извергнутого материала оценивается в 0.4 км³. [9]. Выпадение вулканического пепла произошло на соседних островах, и впервые в историческое время было зафиксировано в восточной части о. Сахалин. Влияние извержения вулкана Пик Сарычева в 2009 г. прослеживалось во всем северном полушарии [8]. С целью анализа вулканического влияния на ландшафты островной геосистемы и их поствулканического развития в период 2008-2020 гг. проводился ежегодный мониторинг и ландшафтное картографирование в масштабе 1:200 000. Для идентификации и выделения типов ландшафтов использовались дешифровочные признаки, установленные по результатам экспедиционных работ на Курильских островах за период 2002-2008 гг. [1]. В работе использовались данные дистанционного зондирования открытого доступа сервиса Digital Globe – Image Finder.

В результате извержения вулкана Пик Сарычева ландшафты острова Матуа претерпели коренную перестройку. На склонах вулкана растительность и почвенный покров были полностью уничтожены. Вершинную часть вулкана стали занимать ландшафты стратовулканического конуса с мощным чехлом пирокластических отложений. Доминантами на склонах вулканического конуса стали выступать ландшафты крутых и средней крутизны склонов, покрытые рыхлыми и слаболитифицированными пирокластическими отложениями. Местами сохранились ландшафты крутых и средней крутизны склонов лавовых потоков и расчлененных обрывов. Наименьшему вулканическому преобразованию подверглись ландшафты террасовидных поверхностей в юго-восточной части островной геосистемы [3].

Несмотря на мощное воздействие извергнутого материала на ландшафты островной геосистемы, уже в 2010 г. отмечались процессы их восстановления: на нижних частях склонов вулканической постройки, на месте уничтоженного растительного покрова, началось формирование сильно разреженной травянистой растительности без почвенного покрова или на примитивно-дерновых почвах, а также разреженных зарослей ольховника. В первую очередь это происходило на участках с крутыми склонами, где рыхлый пирокластический материал имел небольшую мощность отложений. От сохранившейся корневой системы пошли новые ростки, пробившие отложения пирокластических потоков и вулканического пепла. В последующем растительные группировки стали захватывать соседние территории и проникать на более высокие гипсометрические уровни. С 2011 по 2020 гг. скорость захвата данными растительными сообществами увеличивалась, особенно на склонах северо-восточной и северо-западной экспозиций. На склонах юго-восточной экспозиции,

куда не сходили крупные пирокластические потоки, разреженная травянистая растительность проникала на более высокие гипсометрические уровни. К 2014 г. сильно разреженная травянистая растительность без почвенного покрова или на примитивно-дерновых почвах начала формироваться на крутых и средней крутизны склонах стратовулканического конуса с пирокластическими отложениями.

Поствулканическое развитие островной геосистемы Матуа отчетливо прослеживается в изменении количественных параметров ландшафтной структуры. После извержения в 2009 г. фиксируются изменения всех количественных показателей. В группе показателей сложности ландшафтного рисунка с момента извержения происходит увеличение индекса дробности ландшафтных контуров, коэффициента сложности, максимальной возможной сложности. При этом с 2012 г. отмечается замедление данного процесса со стабилизацией с 2013-2014 гг. [2].

Интенсивные процессы поствулканического изменения ландшафтной структуры островной геосистемы Матуа и изменение показателей сложности ландшафтного рисунка отражают проявление механизмов устойчивости. Геосистемная целостность острова определяется наличием стабильных внутренних связей ландшафтов. Их проявление обеспечивает поствулканическое восстановление природных комплексов и отражается, согласно В.С. Михееву [5], в понятиях «самоорганизация» и «саморегуляция». Данные механизмы функционирования геосистем формируют их устойчивое состояние и определяют ключевые черты пространственной организации [7]. Механизмы самоорганизации и саморегуляции проявляются за счет характеристик адаптации и гибкости функционирования [5].

Особое значение при интерпретации специфики функционирования и проявления устойчивости геосистем принадлежит показателям ландшафтного разнообразия [6]. Индексы Маргалефа и Менхиника иллюстрируют увеличение ландшафтного разнообразия на островной геосистеме Матуа после извержения 2009 г. Данная тенденция сохранилась вплоть до 2014 г. с последующей «стабилизацией» (рисунок). Полученные данные отражают реакцию островной геосистемы на вулканическое влияние и запуск процесса гомеостаза – саморегуляции, обеспечивающей восстановление и сохранение ландшафтного равновесия островной геосистемы [2].

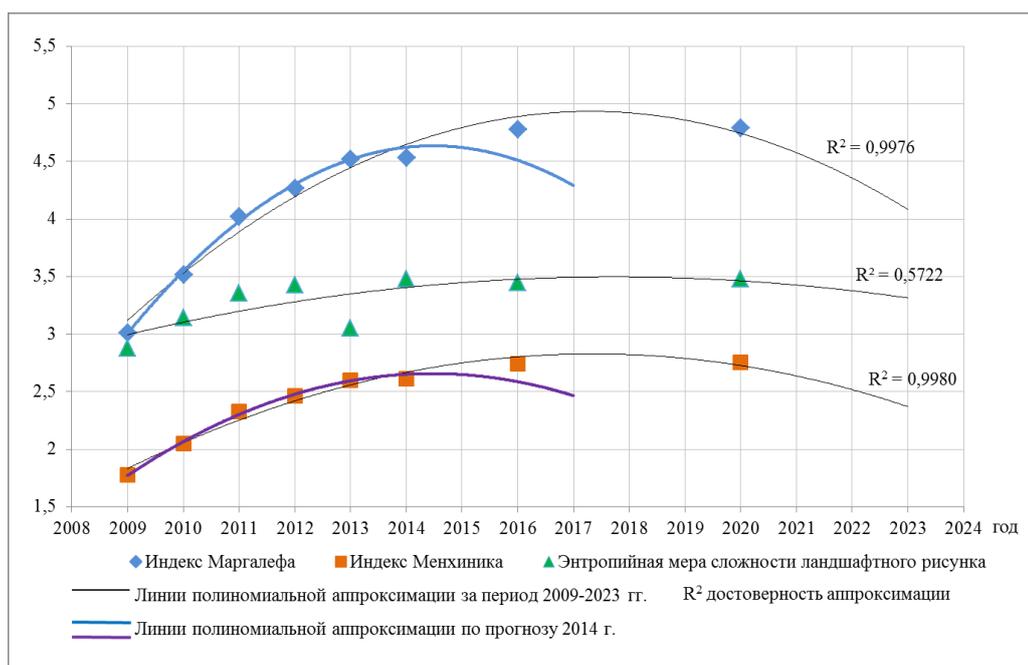


Рисунок. Графики изменения индексов Маргалефа и Менхиника, энтропийной меры сложности ландшафтного рисунка, линии полиномиальной аппроксимации островной геосистемы Матуа за период 2009-2020 гг.

В 2014 г. была выполнена прогнозная оценка изменения ландшафтного разнообразия островной геосистемы Матуа. Она дала несколько другие результаты – максимальные значения индексов Маргалефа и Менхиника должны были отмечаться в 2014 г. с последующим снижением [2]. Такое расхождение результатов 2014 и 2020 гг. связано с ограничениями полиномиальной аппроксимации. При выборе коэффициента полинома используется диапазон с имеющимися данными. За пределами диапазона нет ограничений на построение полинома, в результате характер зависимости существенно изменяется [4]. Данное ограничение не позволяет произвести расчет ошибки прогнозных данных 2014 г. с результатами 2020 г. [2]. В связи с большим диапазоном данных о поствулканическом развитии ландшафтов островной геосистемы Матуа за период 2009-2020 гг., результаты построения полинома являются более правильными (рисунок).

Выявленная динамика показателей сложности ландшафтного рисунка интерпретируется как отклик островной геосистемы, иллюстрирующий переход к последующим стадиям поствулканического развития:

1. Стадия 1 – 2009-2012 гг.: начальное развитие;
2. Стадия 2 – 2013-2016 гг.: стабилизация литогенной основы;
3. Стадия 3 – 2017 г. – по настоящее время: формирование стабильной геолого-геоморфологической основы с первичными растительными сообществами.

Интенсивные процессы поствулканического изменения ландшафтной структуры островной геосистемы Матуа и разнонаправленная динамика показателей сложности ландшафтного рисунка отражают проявление механизмов устойчивости. Геосистемная целостность острова определяется наличием стабильных внутренних связей ландшафтов. Их проявление обеспечивает поствулканическое восстановление ландшафтов за счет механизмов самоорганизации и саморегуляции геосистем. Свойство саморегуляции островных геосистем сохраняет их переменную структуру в серийном ряду развития и формирует равновесное состояние при квазипериодическом влиянии продуктов извержения. Наличие ландшафтов, находящихся на разных стадиях своего развития, обеспечивает быструю смену переменных состояний островной геосистемы.

Список литературы

1. Ганзей К.С. Ландшафты и физико-географическое районирование Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2010. 214 с.
2. Ганзей К.С. Развитие островных геосистем под действием вулканизма (на примере островов-вулканов Курильской дуги) // Вопросы географии. Сб. 138: Горизонты ландшафтоведения. Москва: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 295-309.
3. Левин Б.В., Разжигаева Н.Г., Ганзей К.С. и др. Изменение ландшафтной структуры острова Матуа после извержения влк. Пик Сарычева 12-15 июня 2009 г. // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431. № 5. С. 692-695.
4. Магунов А.Н. Лазерная термометрия твердых тел. Москва: Физматлит, 2002. 222 с.
5. Михеев В.С. Ландшафтный синтез географических знаний. Новосибирск: Наука, 2001. 216 с.
6. Пузаченко Ю.Г., Дьяконов К.Н., Алещенко Г.М. Разнообразие ландшафта и методы его измерения // География и мониторинг биоразнообразия. Москва: Изд-во НУМЦ, 2002. С. 143-302.
7. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука СО АН СССР, 1978. 320 с.
8. Burlakov V.D., Dolgii S.I., Nevzorov A.V. Lidar observations of the stratosphere aerosol disturbances over Tomsk (56.5° N; 85.0° E) in period of volcanic activity of 2006-2010 // Atmospheric and Oceanic Optics. 2012. Art. 786295. <https://doi:10.1155/2012/786295>
9. Sarychev Peak // Bulletin of the Global Volcanism Network. 2009. V. 34. № 6. P. 2-7.

Некоторые терминологические аспекты изучения процессов потери гравитационной устойчивости бортов Узон-Гейзерной кальдеры

Делемень И.Ф.

Some terminological aspects of studying the processes of gravitational stability loss in the walls of the Uzon-Geysernaya caldera

Delemen I.F.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: delemen@kscnet.ru

Выполнен краткий анализ нескольких событий потери устойчивости бортов Узон-Гейзерной кальдерной депрессии в Долине Гейзеров. Сделаны выводы об иерархическом соотношении терминов.

Постановка проблемы

За те почти два столетия, которые прошли с первого описания Леопольдом фон Бухом крупной котлообразной впадины на вершине вулкана Кальдера (увиденной им на острове Пальма, Канарские острова) [10], были опубликованы тысячи исследований вулканических кальдер различного генезиса. Природа их конвергентна, причем только терминов для наименования кальдер различных типов и генезиса в популярном справочнике по вулканологии В.И. Влодавца [2] предлагается несколько десятков. По образному выражению Хауэла Уильямса, «не для многих терминов есть такое многообразие трактовок, как для термина *кальдера*» [11].

По мере освоения территорий кальдер человеком появляется необходимость изучения таких проблем их развития, которые ранее не особо интересовали исследователей. Одной из таких проблем стала проблема устойчивости кальдерных бортов и склонов. От разработки теоретических проблем их устойчивости зависит решение таких прикладных задач, как прогноз времени, места и масштабов катастрофических процессов потери устойчивости, разработка проектов укрепления склонов, планировочных ограничений, зонирования территорий и оценка природных рисков при создании инвестиционных и коммерческих проектов по хозяйственному освоению территорий кальдер. Терминология склоновых процессов в бортах кальдер имеет, поэтому, важнейшее значение.

Методы исследования

Терминологические исследования всегда строятся на составлении репрезентативной выборки публикаций, их последующей систематизации, формировании списков терминов и соответствующих им дефиниций. Современные стандартные программы работы с текстами и их статистического анализа позволяют решать задачи методологического анализа геологической и геоморфологической терминологии. При подготовке доклада был использован также метод качественного контент-анализа текстов с использованием статистики применения терминов в публикациях. Количественный контент-анализ был разработан ранее социологами [7]. Важное преимущество данного подхода заключается в том, что, в отличие от количественного анализа при решении задач терминологии в социологии, языкознании и в других гуманитарных науках, качественный контент-анализ ориентирован на объяснение содержания, на принципы анализа материала, на поиск всеобщего через анализ. В итоге такой анализ направлен на понимание изучаемых явлений, на выявление взаимосвязей и процессов между этими явлениями.

Склоновые гравитационные процессы в Долине Гейзеров

Циклон «Эльза» в 1981 году. Первая половина сентября 1981 г. и все предшествующие циклону дни отличались обилием выпадавших в долине атмосферных осадков (200 мм за сентябрь). Такое количество выпавшей с осадками

воды привело к переувлажнению склонов. По данным ГМС Петропавловска-Камчатского и Семьячика, в те дни сила ветра достигала 40 м/сек, а сумма осадков – 92 мм. Описавшие эти события Н.Г. Сугрובה и В.М. Сугробов [8] обратили внимание, что высокая обводненность рыхлых отложений на склонах привела к их предрасположенности к образованию оползней, особенно в местах сложения склонов глинами и другими гидротермально измененными породами. С ростом водонасыщенности грунтов возрастала интенсивность срывов почвенного чехла со сползанием слагающих склоны грунтов.

4-6 октября 1981 г. ветер и осадки над Камчаткой усилились – прошел тайфун Эльза, нанеший значительные повреждения Долине Гейзеров. На склонах долины произошли многочисленные срывы почвенного слоя и сошли оползни. По описанию авторов, один такой оползень произошел на левом склоне реки Гейзерной, в 300 м от источника Малахитовый грот, вниз сместились рыхлые отложения, покрывающие склон на высоте 80 м от уреза русла реки. Это произошло на склоне с парящими участками, сложенными гидротермально измененными породами. Образовавшийся при сходе оползня оползневой цирк имел ширину 4.5 м при глубине отрыва 6 м [8].

Потеря устойчивости склона левого борта р. Гейзерной в 2007 году. 3 июня 2007 г., в 14 часов 20 минут, обрушился склон отрога левого борта долины реки Гейзерной у высоты 791 м. За считанные минуты грязекаменная, глыбо-обломочная масса селевого потока заполнила долину ручья Водопадного смесью воды, снега, глыб, разного размера обломков и отложений, содранных со склонов долины ручья вместе с кустами и деревьями. Сотрудники Кроноцкого государственного природного биосферного заповедника Е.Г. Лобков и Л.Е. Лобкова определили происходившее как сход оползня [4]. Когда автор в составе рабочей группы экспертов по оценке последствий события при областной комиссии по чрезвычайным ситуациям совершил через четыре дня (7 июня) вертолетный облет долины с двумя кратковременными высадками у основания обвального цирка и на образовавшейся плотине, то у основания двух образовавшихся в борту долины плоскостей отрыва, по которым обрушился вниз массив склона, были обнаружены две глубоко уходящие в недра (не менее, чем на 5 м) горячо парящие трещины отрыва с параллельными стенками и раскрытием трещин ~5-10 см. После прилета 8 июня специалистов различного профиля в области наук о Земле, экспертная группа сотрудников Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН в течение нескольких дней провела комплексные исследования по выяснению причин катастрофического события. Был сделан вывод, что в процессе перемещения горного массива склона происходило его прогрессирующее дробление, а также из-за смещения можно было выделить несколько временных фаз движения лавины – в разных местах она двигалась как сухая каменная лавина, а при захвате воды из русла реки и ручьев напоминала скорее сель; и на самых поздних стадиях уже тыловая часть обрушенных вниз масс пород стала смещаться поверх стабилизирующегося тела каменной лавины как оползень.

В опубликованной по итогам экспертных исследований статье это событие, начавшись с обвала склона, было названо гравитационным обрушением, поскольку в разные фазы развития и в разных местах смещающихся масс наблюдались и селеобразование, и сход сухой каменной лавины, и оползневое движение [6].

Сель, сошедший 3 января 2014 года. По сообщениям средств массовой информации в Камчатском крае [1], в начале января селевой поток из глины, воды и снега сошел по руслу реки Гейзерной. Он смыл смотровую площадку у гейзера Щель, а также нарушил и изменил режим работы нескольких гейзеров, к тому же грунт вдоль реки Гейзерной настолько пропитался водой, что, по наблюдениям людей, посещавших долину, проваливался под ногами. Была установлена дата схода селя – предположительно 3 января. По наблюдениям госинспектора заповедника Владимира Откидача, селом разрушило и смыло углубление среди камней, которое всегда

наполнялось горячей водой после извержений гейзера Великан («Королевскую ванну»), хотя гейзерный ансамбль Витраж при этом не пострадал. По космическим снимкам со спутников РИТЦ «СКАНЭКС» были оценены масштабы ущерба, нанесенного «Королевской ванне» данным селевым потоком. Было установлено, что в верховьях реки Гейзерной выше водопада Тройного произошло обваливание горных пород.

Корреспондент газеты «Вести» привел слова ученого секретаря ИВиС ДВО РАН В.Л. Леонова: «Это нормальные события глубокого вреза, где идут активные процессы эрозии. Речка Бурная стекает со склона вулкана Кихпинич и прорезает озерные отложения – она сделала там уже довольно глубокий врез, поэтому крутые борта обваливаются. Обвал произошел, и после этого образовался сель, и поток сошел вниз».

О соотношении терминов гравитационного обрушения бортов кальдер

В геологических процессах нередко наблюдаются явления конвергенции, когда совершенно различные по своей природе процессы приводят к сходным результатам вследствие их протекания в сходных условиях окружающей их среды. Однако, в случае катастрофических событий в Долине Гейзеров в 2007 г. не приходится говорить о конвергенции – наблюдавшиеся процессы свидетельствуют скорее о синергизме – их взаимодействии и усилении.

Обвал в долине реки Старый Семячик – аналог обрушения 2007 г. Важной особенностью геологического строения долины реки Гейзерной в Долине Гейзеров является ее двухчленный геологический разрез – в нижней части разреза склонов долины залегают переслаивающиеся полигенные и разновозрастные несцементированные или слабо сцементированные осадочные породы. Сверху их бронируют прочные скальные игнимбриты, перекрытые маломощной (не более первых метров) корой выветривания, делювиальные, пролювиальные и иные осадки, кровля которых представляет собой дневную поверхность Узон-Гейзерного Дола. Сходные условия отмечены в долине реки Старый Семячик, где В.Л. Леонов обнаружил и описал обвал, сформировавшийся при обрушении козырька игнимбритов над рыхлыми породами, размытыми и унесенными рекой [3].

Об иерархичности системы терминов гравитационной неустойчивости склонов. Рассматривая терминологию гравитационной неустойчивости склонов, необходимо отделять первичные процессы от вторичных. Так, например, из названия эрозионных кальдер следует, что ведущими факторами их формирования являются денудация и эрозия, но не сила тяжести. К тому же котловины эрозионных кальдер типичны не для щитовых и стратовулканов [9], а название описанных И.В. Мелекесцевым сейсмоструктурных обвалов и оползней [5] отражает скорее триггерную составляющую потери устойчивости уже ослабленного и готового к обрушению склона.

С учетом всего вышесказанного, можно сделать вывод, что наиболее общее значение имеет термин «гравитационное обрушение склона», другие же термины – и «обвал», и «оползень», и «срыв», а также «сель», «лалина» или «поток», являются подчиненными терминами второго уровня. В свою очередь, они могут характеризоваться дополнительными дефинициями следующего уровня.

Заключение

Определяющими факторами потери гравитационной устойчивости бортов кальдер являются те естественные и техногенные процессы, которые приводят к нарушению гравитационного равновесия этих склонов.

Важнейшими из них являются: 1) изменение прочностных свойств пород, слагающих склоны кальдерного уступа; 2) эндогенные деформации днища кальдеры и ее обрамления; 3) нарушение водного баланса геологической среды.

Катастрофические события, произошедшие в Долине Гейзеров 3 июня 2007 г. и 4 января 2014 г., приведшие к перемещению вниз, в долину реки Гейзерная, крупных масс пород, слагающих ее склоны, должны трактоваться как гравитационные обрушения. Иные геоморфологические термины рельефообразующих процессов и отложений (каменная лавина, обвал, оползень, сель) характеризуют отдельные фазы развития обрушения и перемещения вещества с формированием соответствующих отложений, поэтому являются вторичными, уточняющими.

Не исключено, что возрастание количества ситуаций возникновения гравитационных обвалов и обрушений склонов свидетельствует о начале перехода кальдеры в будущем на новый, резургентный этап развития. Можно допустить, что в недрах Узон-Гейзерной кальдерной депрессии происходит рост современного резургентного поднятия с магматическим телом в его основании, подобного поднятия Камбального хребта в Паужетской кальдере и горы Белой в кальдере Узон.

Кроме того, учитывая вышесказанное, можно в недалеком будущем ожидать новые обрушения склонов долины Гейзеров и кальдеры Узон.

Список литературы

1. *Артемьева К.* Долина гейзеров находится под угрозой исчезновения? [Электронный ресурс] // Вести Общественно-политическое издание Камчатского края. 14 января 2014 г. URL: <http://kamvesti.com/old/index.php/component/k2/item/270-dolina-gejzerov-nakhoditsya-rod-ugrozoi-ischeznoeniya>
2. *Влодавец В.И.* Справочник по вулканологии / Отв. ред. К.Н. Рудич. М: Наука, 1984. 339 с.
3. *Леонов В.Л.* Новейший обвал на реке Старый Семячик // Вопросы географии Камчатки. 1999. № 10. С. 190.
4. *Лобков Е.Г., Лобкова Л.Е.* Экологические последствия оползня, произошедшего в Долине гейзеров 3 июня 2007 г. (первый сезон после природной катастрофы) // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей. Доклады VIII Международной научной конференции, Петропавловск-Камчатский, 27-28 ноября 2007 г. Петропавловск-Камчатский, 2008. С. 114-115.
5. *Мелекесцев И.В.* О сейсмостектонических обвалах и оползнях на Камчатке // Вопросы географии Камчатки. 1965. № 3. С. 107-108.
6. *Пинегина Т.К., Делемень И.Ф., Дроздин В.А. и др.* Камчатская Долина Гейзеров после катастрофы 3 июня 2007 г. // Вестник Дальневосточного отделения Российской Академии наук. 2008. № 1. С. 33-44.
7. *Семенова А.В., Корсунская М.В.* Контент-анализ СМИ: проблемы и опыт применения / Отв. ред. В.А. Мансурова. М.: Институт социологии РАН, 2010. 324 с.
8. *Сугрובה Н.Г., Сугробов В.М.* Изменения режима термопроявлений Долины Гейзеров под влиянием циклона «Эльза» // Вопросы географии Камчатки. 1985. № 9. С. 88-94.
9. *Шеймович В.С.* Рельеф древних вулканов юга Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 1966. № 4. С. 56-61.
10. *Buch L.* Physicalische Beschreibung der Canarischen Inseln. (Cambridge Library Collection – Earth Science). Cambridge University Press, 2011. 426 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511973277>
11. *Williams H.* Calderas and their origin. University of California Press: Bulletin of the Department of Geological Sciences. 1941. V. 25. № 6. 108 p.

Использование пыльцевых данных для определения сезона эксплозивных извержений в прошлом

Дирксен В.Г., Дирксен О.В.

Applying pollen data to determine the season of past explosive eruptions

Dirksen V.G., Dirksen O.V.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: dirksen@kscnet.ru

Впервые разработана методика определения сезона/месяца эксплозивных извержений в прошлом по составу спорово-пыльцевого спектра (СПС) из тефры этих извержений. Апробация методики на тефре извержения Карымского озера (январь 1996 г.) подтвердила ее работоспособность. Изучение СПС тефры извержения кальдеры Курильское озеро-Ильинская позволило установить, что извержение произошло в июне.

Палинологические данные широко используются в качестве основы для реконструкций изменения климата и природной среды в прошлом, а также для хронологии вмещающих отложений. Для получения детальных палеозаписей обычно изучают органогенные отложения озер и торфяников. При этом «пыльцевой дождь» из атмосферы попадает во все типы отложений, в том числе вулканические. Количество выпадающей пыльцы на единицу площади за единицу времени и ее таксономическое разнообразие зависят от характера растительного покрова, его сомкнутости, а также от времени года. От скорости осадконакопления и условий погребения пыльцы зависит ее сохранность и концентрация в отложениях. К настоящему времени известно, что (1) пыльца в вулканических пеплах присутствует, (2) ее сохранность и разнообразие позволяют оценить экологические условия в прошлом и (3) миграция пыльцы по почвенно-пирокластическому профилю не отмечена и, следовательно, пыльцевой спектр горизонта пепла синхронен времени его образования [2, 5]

Несмотря на очевидный интерес, работ по изучению спорово-пыльцевых спектров (СПС) из пеплов очень мало. Одна из них [5] посвящена исследованию пеплов двух крупнейших извержений вулканов Каскадных гор на северо-западе США: Глейшер-Пик (Glacier Peak) (около 11250 ¹⁴С л.н.) и Мазама (Mazama) (около 6700 ¹⁴С л.н.). На основе количественных и качественных характеристик состава СПС из тефры, отлагавшейся в озере, было предположено, что длительность перерыва между двумя стадиями извержения Глейшер-Пик составила 10-25 лет. Тефра извержения Мазама, мощностью около 8 см в озерных отложениях, была изучена послойно, что позволило оценить длительность извержения (около 3 лет), а также сделать заключение о сезоне начала извержения и его завершения. Однако, особенности осадкообразования в водной толще вносят значительные погрешности в полученные результаты, вследствие чего эта методика в дальнейшем не применялась.

Нами разработана принципиально новая методика определения времени (сезона или месяца) доисторических эксплозивных извержений. На Камчатке подобные работы ранее не проводились. Первые данные по СПС из пеплов были получены нами при изучении почвенно-пирокластических чехлов (ППЧ) в качестве сопутствующих материалов, и их значимость была оценена далеко не сразу. Методика интерпретации СПС основана на следующих подходах:

1. Количественные характеристики «пыльцевого дождя» (количество пыльцы на см² в год) рассчитываются на основе данных о количестве пыльцы в конкретном объеме осадка с известным возрастом формирования. При этом абсолютные значения количества пыльцы СПС определяются с помощью добавленных при обработке образцов маркеров (например, таблетки со спорами *Lycoperidium*). Возраст отложений может быть установлен по глубинно-возрастным моделям на основе ¹⁴С датирования и/или тефрохронологии.

Например, установлено, что 1 см^3 почвы, взятой для пыльцевого анализа, формировался 100 лет. В образце насчитано 100 000 зерен. Тогда «пыльцевой дождь» составит 1000 зерен на 1 см^2 в год, в этом временном промежутке. Соответственно, обратная задача позволит решить, по количеству подсчитанных пыльцевых зерен в известном объеме тефры, за какое время она выпала.

2. В основе качественной характеристики СПС лежат данные о статусе таксонов и уровне их информативности (региональный, локальный, узколокальный), фенологии (календарь начала и длительности цветения растений-источников пыльцы), морфологических особенностях пыльцевых таксонов и уровне их продуктивности.

Например, известно, что на Камчатке ольховый стланик зацветает в конце мая – начале июня, за ним следуют березы и кедровый стланик. В июле цветут злаковые растения и разнотравье, в августе-сентябре – полыни. Сроки цветения могут сдвигаться на 1-3 недели, следуя широтной и высотной поясности растительности. Аэродинамические свойства пыльцевых зерен, связанные с их размерами и морфологией, определяют время нахождения пыльцы в воздухе и дальность ее транспортировки. Так, пыльца кедрового стланика имеет воздушные мешки и способна переноситься на большие расстояния, а пыльца лиственницы, напротив, далеко не летит, поскольку таких мешков не имеет. Осенью, когда сезон вегетации заканчивается, концентрация пыльцы резко падает и остается крайне низкой в зимний период и ранней весной. Однако даже в это время наиболее летучие и высокопродуктивные пыльцевые таксоны в «пыльцевом дожде» присутствуют.

По данным изучения субрецентных СПС установлено, что во время дождя/снега выпадение «пыльцевого дождя» становится интенсивнее, по-видимому, за счет вымывания из атмосферы и осаждения пыльцы каплями/кристаллами воды [1]. Можно предположить, что похожий процесс происходит во время извержения и выпадения пироклаستي. Вероятно также, что эффект осаждения пыльцевых зерен тефрой усиливается в случае фреатомагматического извержения, поскольку присутствие влаги обеспечивает лучшее налипание зерен на частицы тефры. Таким образом, количественная характеристика СПС из отложений пирокластики может быть использована для оценки длительности их формирования, а качественная характеристика СПС поможет установить сезон, а возможно, даже месяц извержения, при наличии детальных региональных фенологических данных (рисунок). Ниже мы приводим два примера использования предложенной методики.

Для апробации методики нами была отобрана серия образцов из разреза ППЧ на кромке северного борта кальдеры Академии Наук, подверженного наибольшему воздействию во время фреатомагматического извержения 1996 г. в Карымском озере. Полученные палинологические данные позволили охарактеризовать состояние растительности района до и после извержения [2]. СПС из подошвы тефры извержения 1996 г. обладал очень низкой пыльцевой концентрацией и состоял в основном из таксонов регионального уровня. Среди них кедровый стланик, способный распространяться на большие расстояния; ольховник и каменная береза, обладающие высокой продуктивностью. Такие спектры, в которых локальные компоненты практически отсутствуют, можно рассматривать в качестве «фоновых», формирующихся на ледниках или в горах выше границы распространения растительности [1]. В данном случае, СПС из тефры характеризует период вне сезона вегетации (зима – ранняя весна). Данное извержение началось 2 января 1996 г., и это прекрасно согласуется с нашими выводами.

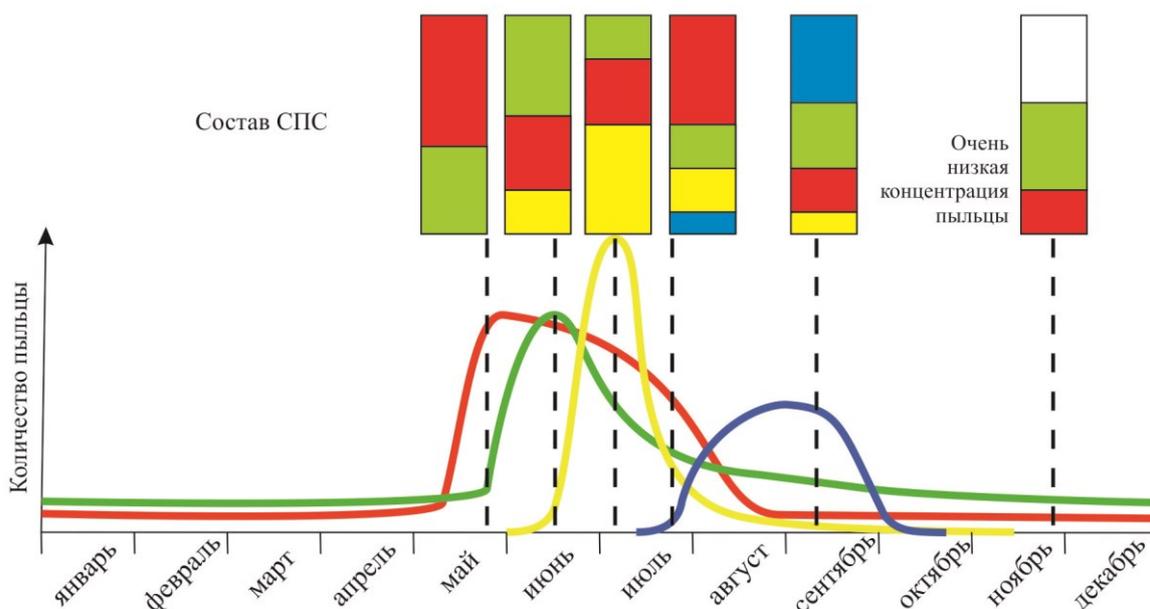


Рисунок. Принципиальная схема интерпретации пыльцевых спектров из вулканических пеплов для установления времени (сезона) начала извержения. Цвета линий условно обозначают следующие таксоны: красный – ольховник; зеленый – каменная береза; желтый – злаковые; синий – полыни. Вертикальными пунктирами показаны возможные соответствия между составом СПС и сезоном (месяцем) года.

На Южной Камчатке, в долине р. Орешкова, в 12 км юго-восточнее Курильского озера, нами была отобрана серия образцов из разреза ППЧ, в том числе из подошвы тефры извержения Курильское озеро-Ильинская 7600 ^{14}C л.н. (КО). На основе изучения СПС разреза была выполнена реконструкция поражения экосистем в результате катастрофического извержения КО, а также темпы и направленность их постэруптивного восстановления [3]. СПС из тефры КО характеризовался высокой относительной концентрацией пыльцевых зерен. В нем отмечено повышенное содержание пыльцы ольхового стланика, присутствие пыльцы каменной березы и ивы, единичное участие пыльцы травянистых растений. Набор таксонов в СПС в целом сопоставим с таковым из СПС погребенной почвы: до извержения в растительном покрове района преобладали ольховостланиковые сообщества. Соотношения таксонов в СПС и высокая концентрация пыльцы позволяют предположить, что извержение произошло в начале сезона вегетации, скорее всего, в июне, когда цветут ольховник, ивы и каменная береза, при этом массовое цветение травянистых растений еще не началось.

Таким образом, предложенная методика может быть использована для установления сезона доисторических эксплозивных извержений. Полученные результаты интересны с точки зрения реконструкций экологического эффекта извержений, оценки степени поражения и темпов восстановления природных экосистем и, в целом, для лучшего понимания механизмов влияния вулканизма на природную среду. Кроме того, сезон извержения может в отдельных случаях определять не только характер извержения (фреатическое/фреатомагматическое/магматическое), но и набор событий, связанных как с самим извержением, так и с постэруптивным периодом [4]. Анализ временного распределения сезонности извержений на конкретном вулкане позволит разработать более достоверный прогноз вулканической опасности в случае будущих извержений.

Список литературы

1. Дирксен В.Г. Палинологические особенности современных ландшафтов гор севера Внутренней Азии. Дис. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Санкт-Петербург, 1999. 256 с.

2. *Дирксен В.Г., Дирксен О.В.* Динамика растительности и экологические последствия извержений 1996 года в Карымском вулканическом центре, Камчатка // *Вулканология и сейсмология*. 2007. № 3. С. 1-13.
3. *Дирксен В.Г., Дирксен О.В.* Реконструкция восстановления растительности после катастрофического извержения Курильское озеро – Ильинская 7700 ¹⁴С л.н. на Южной Камчатке // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2004. № 3. С. 57-85.
4. *Froese D.G., Zazula G.D., Reyes A.V.* Seasonality of the late Pleistocene Dawson tephra and exceptional preservation of a buried riparian surface in central Yukon Territory, Canada // *Quaternary Science Review*, 2006. V. 25. P. 1542-1551. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.028>
5. *Mehring P.J., Blinman E., Petersen K.L.* Pollen influx and volcanic ash // *Science*. 1977. V. 198. № 4314. P. 257-261.

Влияние вулканической и гидротермальной деятельности на формирование химического состава р. Карымская (п-ов Камчатка)

Калачева Е.Г., Мельников Д.В., Долгая А.А.

Influence of volcanic and hydrothermal activity on the formation of chemical composition of the Karymskaya River (Kamchatka Peninsula)

Kalacheva E.G., Melnikov D.V., Dolgaya A.A.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;

e-mail: keg@kscnet.ru

В данной работе, на примере Карымского вулканического центра, дается оценка степени влияния вулканической и гидротермальной деятельности на химический состав речных вод, показаны объемы поступления магматических компонентов и продуктов химической эрозии вулканогенных пород из р. Карымская в акваторию Тихого океана.

Вулканические районы играют ключевую роль в регулировании геохимических циклов различных важных элементов и их участии в изменениях климата, состава атмосферы и биосферы Земли. Во время извержений на поверхность Земли поступают гигантские массы вещества в виде пирокластики и лавовых потоков. Попадая в атмосферу, вулканический пепел переносится воздушными течениями на большие расстояния, воздействуя на среду обитания человека и природные экосистемы. Другим природным агентом, влияющим на наземные и водные экосистемы, являются разнообразные по своим физико-химическим свойствам термальные воды, разгружающиеся на склонах и у подножий вулканов. Сформированные стоком с источников термальные ручьи, попадая в поверхностные водотоки, могут кардинально менять химический состав речных вод.

Карымский вулканический центр, включающий два действующих вулкана Карымский и Малый Семячик и ряд разрушенных вулканических сооружений разных форм, находится в центральной части восточного побережья Камчатки, на берегу Кроноцкого залива (рис. 1). По своему строению это тектонический купол, осложненный кальдерными депрессиями и вулканическими постройками в осевой части. По расположению кальдер и вулканов здесь выделены три основных сектора: Академический, Карымский и Семячинский [1].

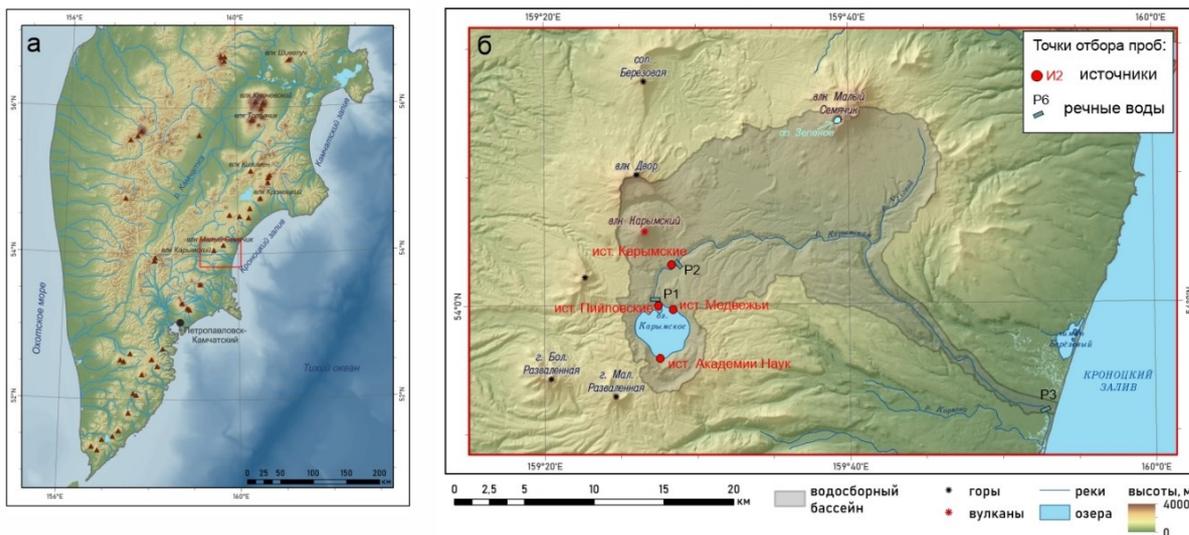


Рис. 1. Местоположение Карымского вулканического центра (а) и точки отбора термальных и речных вод (б).

Кальдера Академии Наук сформировывалась внутри более крупной кальдеры вулкана Однобокого в южном секторе Карымского вулканического центра (см. рис. 1б).

Большую часть кальдеры занимает оз. Карымское площадью 12 км² и средним диаметром 4 км. В озеро впадает около 30 постоянных и временных водотоков, на берегу и под водой находятся выходы термальных вод. Основная разгрузка термальных вод представлена кипящими щелочными, в том числе и с гейзерным режимом, источниками Академии Наук. В анионном составе термальных вод преобладает Cl⁻, с максимальной концентрацией ~400 мг/л, содержание SO₄²⁻ и HCO₃⁻ в среднем составляет ~100 мг/л. В катионном составе основную роль играет Na⁺ (~350 мг/л).

Кальдера Карымская (см. рис. 1) – вулcano-тектоническая структура обрушения размерами 5×6.5 км, возникшая 7900 лет назад в результате катастрофического извержения дацитовой пемзы, разрушившего существовавший на этом месте вулкан Пра-Карымский. Спустя 2500 лет, с извержения базальтовых лав началось формирование вулкана Карымский. Для него характерны эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения. Состав изверженного материала – от андезитов до дацитов. С 1771 г. (когда появились первые исторические сведения) произошло более 20 извержений [1]. С начала 1996 г. вулкан Карымский находится в активной фазе. На начальном этапе наблюдались излияния коротких лавовых потоков, с 2005 г. происходят пепловые выбросы на высоту до 5 км над уровнем моря. В межэруптивные периоды наблюдается постоянная дегазация.

В юго-восточной части кальдеры расположена плоскодонная котловина 3.5×1.5 км. Это наиболее пониженный участок кальдеры, в который направлен общий грунтовый сток холодных вод с площади более 40 км², в результате чего территория сильно обводнена и заболочена. В центре котловины на площади ~2 км происходит разгрузка углекислых термальных вод. Встречаются источники двух типов: восходящие интенсивно газирующие с температурами до 42 °С с невысокими дебитами (до 1 л/с) и нисходящие мощные потоки вод, насыщенные углекислотой с дебитами до 100 л/с. Источники первого типа расположены непосредственно на заболоченном участке, хорошо заметны с большого расстояния за счет яркого окраса осадка, формирующегося при выходе термальных вод на поверхность. Источники второго типа разгружаются из-под лавовых потоков и скрыты кустарниками. Все источники кальдеры Карымской имеют необычный состав, с преобладанием среди катионов Mg²⁺ (Mg > Na > Ca > K), с высоким содержанием сульфат- и гидрокарбонат-ионов. В наиболее горячих Карымских источниках количество SO₄ и HCO₃ примерно равное и составляет >600 мг/л. Концентрация хлор-ионов не превышает 200-250 мг/л.

Вулкан Малый Семячик (рис. 1), расположенный в северо-восточной части центра, представляет собой массив протяженностью ~3 км, состоящий из трех слившихся разновозрастных построек. Крайно-Семячик – единственный действующий конус, увенчанный глубоким кратером, дно которого занимает оз. Зеленое, образовавшееся после извержения 1945-1946 гг. Озеро содержит ультракислую (pH<1) воду сульфатно-хлоридного состава с минерализацией от 8 до 42 г/л в зависимости от состояния вулкана.

Единственным водосборным элементом для Карымского вулканического центра является р. Карымская. Она уравнивает практически постоянный уровень и объем воды одноименного озера в кальдере Академии Наук, пересекает котловину кальдеры Карымской, собирая весь грунтовый и термальный сток. В среднем течении она принимает воды руч. Угловой, дренирующего склоны вулкана Малый Семячик, и впадает в Кроноцкий залив Тихого океана (рис. 1).

Для изучения гидротермального и вулканического вклада в состав р. Карымская, а также для оценки выноса растворенных компонентов, на р. Карымская нами были проведены гидрологические и гидрохимические работы на трех гидропостах: в истоке, ниже всех источников и в устье реки. Также проведено опробование всех групп термальных вод, разгружающихся в пределах кальдер.

В истоке реки состав воды отвечает интегрированному составу озера. В работе [4] было выявлено увеличение выноса хлор-ионов в три раза, по сравнению с данными 1984 г., за счет образования подводных выходов термальных вод после извержения 1996 г. Наши данные 2018 г. (таблица) подтверждают полученные ранее результаты.

Таблица. Расходы, анионный состав (мг/л) и гидротермальные потоки Cl, S и CO₂ (т/сутки) из Карымского озера и Карымского центра

Дата	Q (м ³ /с)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl	SO ₄	CO ₂	Источник
Верхний гидропост (исток р. Карымская) (P1)								
июль 1984 г.	2.9	8.5	3.8	35	2.1	0.95	6.3	[2]
июль 2015 г.	2.0	38	39	49	6.6	6.7	6.1	[4]
июль 2018 г.	2.4	32	33	41	6.8	6.8	6.1	наши данные
Средний гидропост (ниже Карымских источников) (P2)								
июль 1984 г.	6.7	30	66	137	17.4	38.2	57	[2]
август 2015 г.	4.5	54	84	175	21	32.6	49	[4]
июль 2018 г.	4.7	52	111	165	21.1	45.1	48.2	наши данные
Нижний гидропост (устье р. Карымская) (P3)								
сентябрь 2021 г.	9.0	28	84	107	21.8	65.3	59.9	наши данные

Общий дебит источников в кальдере Карымская, по данным 1984 г. [2] и 2015 г. [4], составляет ~700 кг/с концентрацией Cl⁻ ~250 мг/л. На нижнем гидропосту в 2015 и 2018 гг. расход реки был достаточно стабилен (таблица). Учитывая тот факт, что в составе атмосферных осадков и холодных грунтовых вод долины содержание хлор-ионов минимальное, можно предположить, что весь растворенных хлор поступает в реку только с термальными водами. Ежедневно, по нашим оценкам, за пределы Карымской кальдеры р. Карымская выносит более 20 тонн Cl⁻, ~30 % поступает с термальными водами Академического сектора и ~60 % с источниками, расположенными в Карымской кальдере. Объем выносимой рекой растворенной серы (в виде SO₄²⁻) составляет 45 тонн/сутки. Карымскими источниками, при общем дебите 700 л/с и концентрации ~640 мг/л, по данным 2018 г., привносится 38 тонн/сутки, столько же, сколько было до начала активной фазы в деятельности вулкана Карымский в 1984 г. (см. таблица). Около 7 тонн ежедневно выносятся из оз. Карымское, которое аккумулирует серу, поступающую как с термальным стоком, так и с пеплами вулкана Карымский, содержащими водорастворимые сульфатные минералы. Объемы поступающего растворенного CO₂ в реку определяется как термальным стоком, так и стоком грунтовых/поверхностных холодных вод. Доля ежедневного гидротермального поступления CO₂ в реку, при средней концентрации HCO₃⁻ (650 мг/л) в Карымских источниках, составляет 58 % (28 тонн). Около 15 % выносятся со смешанным стоком из оз. Карымское и 27 % (14 тонн/сутки) привносится с холодными водами в долине.

В ходе экспедиционных работ 2021 г. была опробована р. Карымская в устье, а также получены данные по единственному ее крупному притоку – руч. Угловой, дренирующему склоны вулкана Малый Семячик (рис. 1).

Река Карымская в устье имеет достаточно высокую для поверхностных вод минерализацию – 333 мг/л, что обусловлено, в первую очередь, поступлением минеральных компонентов с термальными водами кальдер Академии Наук и Карымская. Объем выносимого рекой Cl⁻ и растворенного CO₂ в целом сохраняется на уровне, выявленном при изучении влияния гидротермальной деятельности на химию воды реки в долине Карымской (таблица). То есть, в среднем и нижнем течении р. Карымская отсутствуют дополнительные источники поступления этого элемента. Ручей Угловой не вносит значительного вклада в общую гидрохимию реки. Общее количество сульфат-иона, содержащегося в устьевой зоне реки, значительно превышает расчеты, полученные на «гидротермальном» участке в кальдере Карымской (см.

таблицу). В среднем и нижнем течении ежедневно происходит дополнительное поступление более 20 тонн серы в виде SO_4 . По результатам изучения приоритетных направлений пепловых облаков, формирующихся при извержениях вулкана Карымский, нами было выявлено, что доминирующими направлениями распространения газовых и пепловых шлейфов являются восточное и юго-восточное от вулкана, т.е. в направлении Кроноцкого залива, в том числе и по долине р. Карымская (рис. 2).

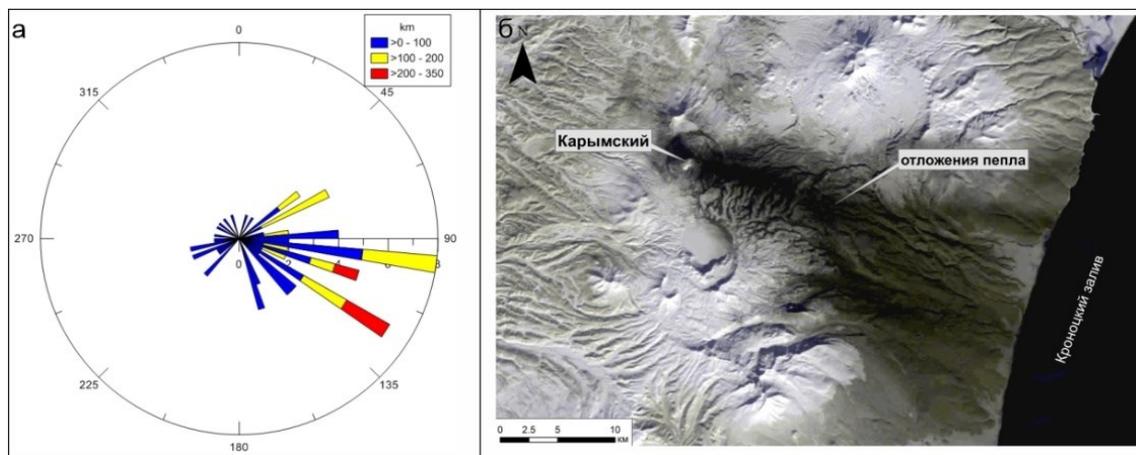


Рис. 2. Диаграмма распространения (частота повторяемости направлений по сторонам света) и протяженности (в километрах) газовых и пепловых шлейфов вулкана Карымский (а) и типичный ареал распространения отложения пеплов от извержений Карымского вулкана. Спутниковый снимок Landsat-8, 02.03.2019 г. (б).

Следовательно, избыток сульфат-ионов в речной воде связан с поступлением водорастворимых соединений серы с пеплами, смываемыми в реку дождями и временными водотоками, возникающими при таянии снежного покрова.

На основании данных химических анализов мы можем также оценить количество растворенных породообразующих элементов, выносимых ежедневно рекой в Кроноцкий залив, и рассчитать объемы смешанной химической эрозии водосборной площади р. Карымская. Водосборная площадь этой реки ограничена кальдерами Карымского вулканического центра и составляет 298 км^2 . В нижнем течении она проходит по узкому каньону. Средняя сумма растворенных катионов+ SiO_2 в устье реки составляет 113 мг/л при расходе – $9 \text{ м}^3/\text{с}$. Следовательно, без учета влияния атмосферных осадков, каждую секунду из Карымского вулканического центра с речным стоком выносится чуть более 1 кг/с растворенных породообразующих элементов, что составляет 88 тонн/сутки . В пересчете на общий объем, химическое выветривание исследуемой территории составляет $\sim 110 \text{ тонн/км}^2/\text{год}$, что практически в пять раз превышает значение, полученное нами для долины р. Камчатка ($23 \text{ тонн/км}^2/\text{год}$), и близко к данным, определенным для Курильских островов, где также широко распространены вулканические и гидротермальные процессы (например, [3]).

Список литературы

1. Вулканический центр: строение, динамика, вещество (Карымская структура) / Отв. ред. Масуренков Ю.П. М.: Наука. 1980. 300 с.
2. Пилипенко Г.Ф. Гидротермы Карымского вулканического центра на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1989. № 6. С. 85-101.
3. Kalacheva E., Kotenko T., Voloshina E. Chemical weathering fluxes from Paramushir volcanic island (Kuril Island arc, Russia) // E3S Web Conf. 2019. V. 98. Art. 08007.
4. Taran Y., Kalacheva E., Inguaggiato S. et al. Hydrothermal systems of the Karymsky Volcanic Centre, Kamchatka: Geochemistry, time evolution and solute fluxes // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2017. V. 346. P. 28-39.

Сейсмическая активность и сток наносов в бассейнах рек Камчатки

Куксина Л.В.^{1,2}

Seismic activity and sediment yield in the river basins of Kamchatka

Kuksina L.V.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: ludmilakuksina@gmail.com*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

Рассматривается воздействие крупных сейсмических событий на характеристики стока взвешенных наносов в бассейнах рек Камчатки в различных пространственно-временных масштабах (суточном, сезонном, многолетнем) на основе данных многолетних стационарных наблюдений КФ ФИЦ ЕГС РАН за сейсмической обстановкой, а также за гидрологическими показателями на постах УГМС по Камчатскому краю.

Введение

Исследования, выполненные для сейсмоактивных регионов мира, показывают, что для них ключевым фактором поступления наносов в реки и пространственно-временной изменчивости их характеристик могут являться землетрясения. К таким регионам относится Камчатский край, характеризующийся наличием активных и потухших вулканов, а также активными сейсмопроявлениями. Вулканические извержения являются источниками поступления на поверхность речных водосборов огромного количества рыхлообломочного, легко транспортируемого водными потоками материала. Сейсмическая деятельность, в свою очередь, способствует росту этой подвижности. Воздействие этих двух факторов зачастую способно выполнять ключевую роль в поступлении твердых частиц в водотоки региона, однако детальных исследований влияния сейсмопроявлений на характеристики стока наносов в Камчатском крае не проводилось, несмотря на то, что землетрясения различной силы фиксируются в регионе практически ежедневно [1]. По всей видимости, мелкие дрожания способствуют общему повышению фоновой мутности в водотоках края за счет интенсификации склоновых процессов, в то время как крупные землетрясения способны приводить к существенному увеличению сезонных и годовых значений мутности.

Основной целью предлагаемого исследования является изучение роли землетрясений различной силы на характеристики стока взвешенных наносов рек Камчатского края в разных пространственно-временных масштабах.

Информационной базой для выполнения работы послужили данные наблюдений за характеристиками стока воды и взвешенных наносов на стационарных постах УГМС по Камчатскому краю, а также сведения о землетрясениях в регионе за период с 1962 по 2018 гг. [1, 2].

Землетрясения и пространственно-временная изменчивость стока наносов

Для выявления воздействия землетрясений на изменчивость характеристик стока взвешенных наносов анализировалась многолетняя и внутригодовая изменчивость стока взвешенных наносов в соотношении с прошедшими землетрясениями. Анализ многолетних колебаний выполнялся на основе разностно-интегральных кривых стока воды и наносов для рек, испытавших воздействие того или иного события. Для анализа сезонной изменчивости привлекались сведения о декадных значениях мутности и расхода воды, а также данные о максимальной измеренной в течение года мутности. Косвенный анализ возможного воздействия других факторов (осадков) выполнялся с привлечением суточных данных наблюдений на метеорологических постах и станциях Камчатского края.

Наиболее показательным в отношении воздействия на характеристики стока взвешенных наносов является землетрясение 17.08.1983 г., когда максимальные

значения мутности воды в течение года были зафиксированы в ряде малых водотоков полуострова после землетрясения, при этом расходы воды не достигали своих максимальных значений.

Анализ внутригодового распределения мутности и расходов воды в совокупности с изменчивостью осадков показал, что максимальная мутность наблюдалась независимо от количества выпавших осадков: в бассейне р. 1-ая Мутная осадков не наблюдалось, расходы воды также не достигали максимальных значений, однако мутность многократно превысила фоновые значения (рис. 1). Наблюдавшееся увеличение расходов в третьей декаде августа, вероятно, не могло послужить основной причиной такого увеличения мутности воды, а послужило дополнительным фактором, способствовавшим транспортировке новых порций твердого материала, поступившего в русло вследствие усиления гравитационных процессов в результате землетрясения.

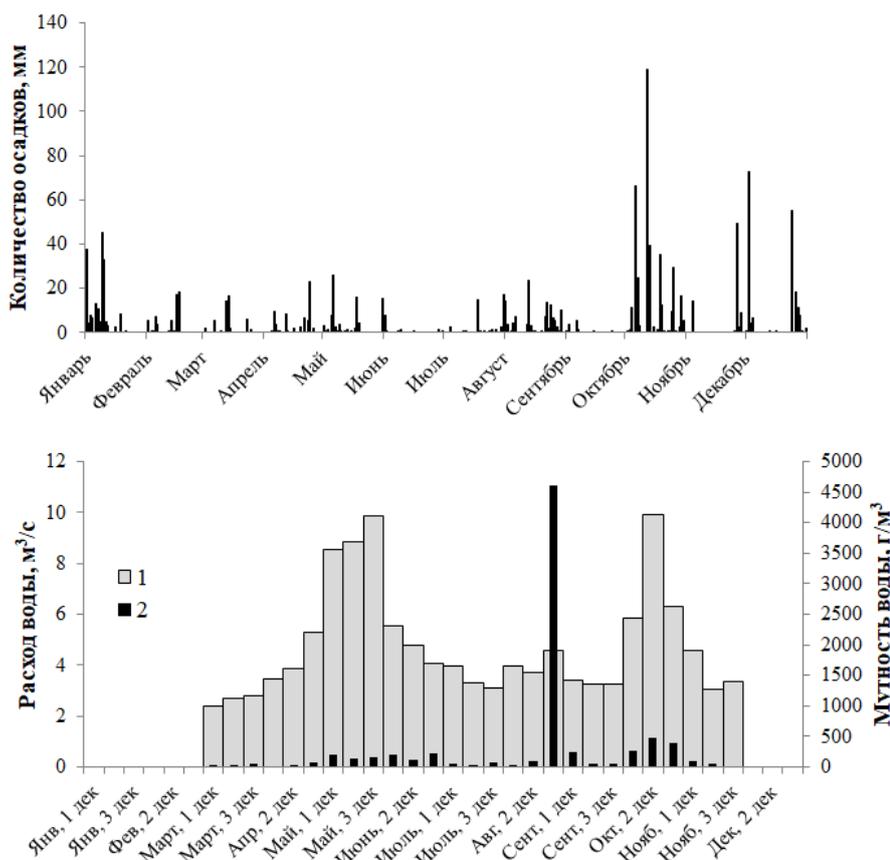


Рис. 1. Изменчивость осадков, мутности и расхода воды в р. 1-ая Мутная – п. Заречный в 1983 г. 1 – средний декадный расход воды, м³/с, 2 – средняя декадная мутность воды, г/м³.

В водотоках, в бассейнах которых фиксировались значительные осадки, тем не менее, не наблюдалось значительного роста расходов воды, поэтому можно предположить, что осадки и повышение расходов воды лишь способствовали смыву и выносу порций твердого материала, образовавшихся в результате землетрясения, однако не выступали основной причиной формирования максимальной мутности (рис. 2).

Данный вывод подтверждается тем фактом, что обычно в рассматриваемых реках максимальные значения мутности воды наблюдаются в период прохождения половодья и ассоциированы с увеличением расходов воды. Кроме того, немного меньшее количество осадков, выпадавшее впоследствии (55.7 мм 12.10), не вызывало существенного увеличения мутности воды.

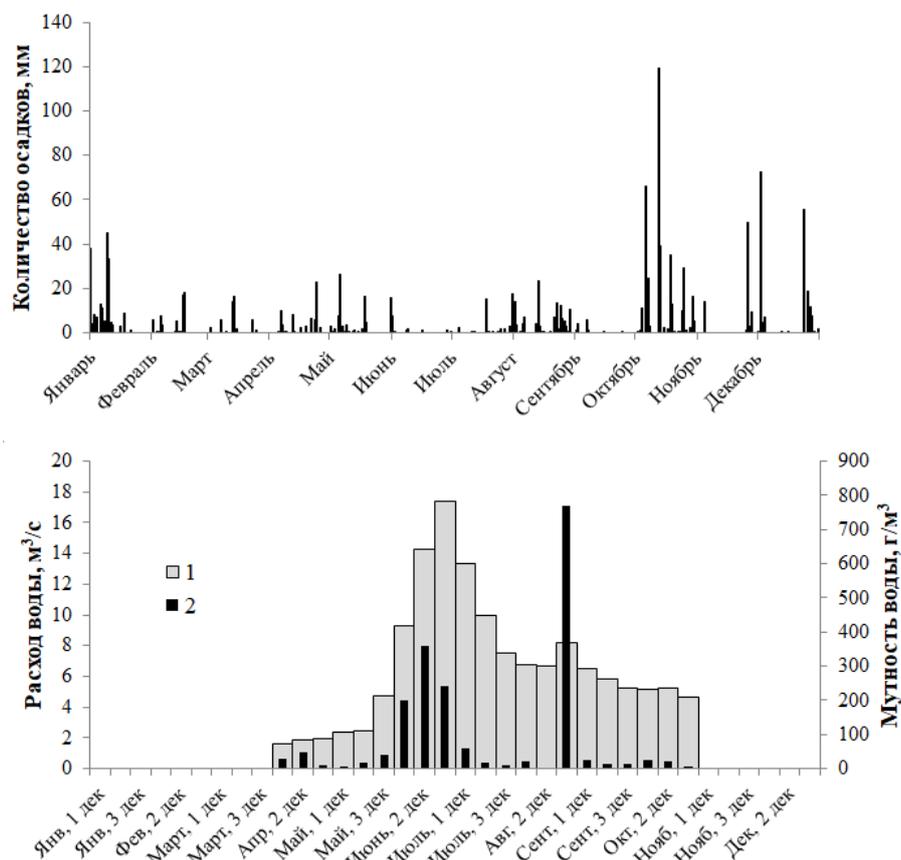


Рис. 2. Изменчивость осадков, мутности и расхода воды в р. Правая Камчатка – уроч. Бугры в 1983 г. 1 – средний декадный расход воды, м³/с, 2 – средняя декадная мутность воды, г/м³.

Признаком взаимосвязи землетрясений с характеристиками взвешенных наносов может служить сопоставление карт пространственного распределения величины максимального ускорения грунта (от англ. «*peak ground acceleration (PGA)*») [3], мутности и модуля стока взвешенных наносов [4] – увеличению PGA с северо-запада на юго-восток соответствует тенденция в увеличении характеристик стока взвешенных наносов. Сопоставление количественных оценок величины PGA и модуля стока взвешенных наносов позволило выявить тенденцию роста последней в соответствии с ростом PGA, однако для выполнения более точного количественного анализа требуется расчет PGA непосредственно для постов на реках с известными координатами. Естественно, это является не единственным фактором такого распределения характеристик. Например, одна из важнейших причин – расположение действующих вулканов Камчатки. Кроме того, росту стока наносов в таком направлении способствует увеличение атмосферных осадков и их эрозионного потенциала, а также характеристики рельефа местности и литология горных пород. Увеличение сейсмической активности с запада на восток вкупе с ростом других показателей формирования стока наносов влечет за собой интенсификацию гравитационных процессов, и, следовательно, способствует росту поступления частиц в водотоки, т.е. сейсмическая активность может являться причиной постоянных повышенных фоновых значений мутности воды.

Выводы

Проведена попытка исследования взаимосвязи землетрясений на территории Камчатского края и характеристик стока взвешенных наносов. Установлено, что в некоторых случаях после крупных землетрясений наблюдается рост годового стока взвешенных наносов, а также могут быть зафиксированы максимальные значения мутности воды и ее кратковременное, но многократное повышение, не связанные с

ростом расходов воды и/или выпадением жидких осадков. Стоит отметить, что такое воздействие сильнее проявляется на малых водотоках и практически не фиксируется на средних и больших реках. Сопоставление карт распределения величин средней многолетней мутности воды и модуля стока взвешенных наносов с распределением peak ground acceleration по территории Камчатского края позволило установить, что между ними существует связь: росту peak ground acceleration в направлении с северо-запада на юго-восток соответствует увеличение характеристик стока взвешенных наносов в том же направлении. Однако стоит отметить, что выявленные связи на данном этапе проведенной работы могут служить лишь косвенными признаками влияния сейсмической обстановки на сток наносов и требуют дальнейшего изучения и выполнения количественных оценок.

Автор благодарит сотрудников ИВиС ДВО РАН Я.Д. Муравьева, И.К. Дубровскую и сотрудников отдела гидрологии Камчатского УГМС за помощь в создании информационной базы исследования.

Список литературы

1. Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г. – наст. вр.) <http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/catalogue.php>
2. *Куксина Л.В., Алексеевский Н.И.* Сток взвешенных наносов рек Камчатского края. М.: ИД КДУ, Из-во Моск. ун-та, 2015. 216 с.
3. *Левина В.И., Ландер А.В., Митюшкина С.В., Чеброва А.Ю.* Сейсмичность Камчатского региона 1962-2011 гг. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 41-64.
4. *Uotou V.I.* Seismic hazard of Northern Eurasia // *Annali di geosica*. 1999. V. 42. № 6. P. 1023-1038.

Вулканизм и компоненты речного стока

Куксина Л.В.^{1,2}, Муравьев Я.Д.¹

Volcanism and river runoff components

Kuksina L.V., Muravyev Ya.D.

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский;
e-mail: ludmilakuksina@gmail.com*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, г. Москва*

Рассматриваются особенности пространственно-временной изменчивости компонентов речного стока вследствие воздействия вулканизма. Показано, что крупнейшие вулканические извержения приводят к последующему сокращению водного стока; сток наносов, напротив, характеризуется многократным возрастанием.

Вулканизм является уникальным фактором формирования и пространственно-временной изменчивости компонентов речного стока. Анализ изменчивости водного стока крупнейших рек мира в период между наиболее значительными вулканическими извержениями XIX и XX вв. выявил статистически значимое сокращение водного стока для ряда речных систем [4].

Вулканические извержения служат крупнейшим источником твердых частиц планетарного масштаба [7], что приводит к поступлению на поверхность речных водосборов огромного количества рыхлого вулканогенного материала (пепел, пирокластика), способного легко транспортироваться водными потоками. В результате реки, испытывающие воздействие вулканизма, характеризуются максимальными значениями модулей стока наносов среди всех рек горных районов (значения могут превышать $106 \text{ т/км}^2\cdot\text{год}$ [6]). Например, в результате катастрофического извержения влк. Сент-Хеленс годовой сток наносов увеличился в 500 раз по сравнению с фоновым уровнем. Спустя 20 лет после извержения среднегодовой сток наносов оставался повышенным примерно в 100 раз [9], спустя 30 лет – в 40 раз [8].

Согласно количественным оценкам факторов формирования стока взвешенных наносов, потенциальный смыв твердых частиц на территории Восточного вулканического района Камчатки достигает $1000\text{-}5000 \text{ т/км}^2\cdot\text{год}$, что является максимальной величиной для территории края. Максимальная мутность речных вод в реках вулканических районов составляет $1\text{-}10 \text{ кг/м}^3$, а в некоторых водотоках – до 200 кг/м^3 . Мутность речных вод уменьшается при удалении от наиболее активных вулканов. Максимальные значения модуля стока наносов характеризуют речные бассейны на склонах активных вулканов и составляют порядка $500 \text{ т/км}^2\cdot\text{год}$, и для некоторых могут достигать тысяч и десятков тысяч тонн с км^2 .

Анализ временной изменчивости стока наносов р. Камчатка показал, что своих максимальных значений он достигает после крупнейших извержений. При этом наблюдается снижение стока воды, что согласуется с выводами работы [4]. В бассейнах малых рек причиной снижения стока может также служить сокращение или уничтожение источника питания (многолетние снежники, ледники) в результате извержения.

Вулканические извержения оказывают существенное воздействие на морфометрические характеристики русел и речных бассейнов [2]. Реки вулканических областей характеризуются максимальными показателями эрозии в бассейнах – порядка 1000 мм в год, в то время как для большей части рек в мире эта величина не превышает 100 мм в год [5].

Вулканические извержения могут оказывать значительное влияние на гидрологический режим рек за счет изменения условий транспирации и инфильтрации [8]. Кроме того, на склонах самих вулканов формируются реки со специфическим водным режимом, характеризующимся периодическим прекращением поверхностного

и значительным подрусловым стоком [1]. Максимальный расход воды и мутность на реках данного типа наблюдаются в 12:00-18:00, когда температура воздуха достигает своего максимума и, соответственно, своего максимума достигает интенсивность снеготаяния. Максимум мутности воды при этом немного опережает максимум водного стока в соответствии с последовательным ростом и достижением максимумов уклонов, мутности, скорости потока, расхода воды и транспортирующей способности потока во время повышения уровня воды. При понижении уровня воды характеристики изменяются противоположным образом, а связь между мутностью и расходом воды носит гистерезисный характер. Закономерность может нарушаться при отсутствии внутрируслового источника поступления материала, когда измерения выполняются вблизи источника питания (асинхронный характер колебаний характеристик в верхнем течении руч. Бильченок). Сток может полностью прекращаться в ночные часы в малых водотоках, что связано с понижением температуры и прекращением снеготаяния.

При определенных условиях, таких как таяние снежно-ледового покрова в период извержений в зимне-весеннее время и выпадение интенсивных ливневых осадков, рыхлый легко подвижный материал на склонах вулканических построек приходит в движение, формируя вулканогенные сели (лахары), которые в дальнейшем становятся новым источником наносов в руслах рек, по которым они сходят и могут представлять серьезную угрозу для населения, социально-экономических объектов и инфраструктуры.

Поступление в атмосферу в период извержения кислых газов, в том числе сорбирующихся на поверхности твердых частиц, оказывает значительное влияние на химический состав дождевых и талых вод, поверхностного стока. В результате выпадения тефры возможно повышение кислотности, концентрации F, Al, Fe, Mn, Cd, Cu и Pb в пределах, значительно превышающих фоновые значения [3].

Список литературы

1. Куксина Л.В., Муравьев Я.Д. Генетический анализ формирования стока «сухих» рек // Вопросы географии Камчатки. 2020. Вып. 15. С. 108-117.
2. Frenzen P.M., Hadley K.S., Major J.J. et al. Geomorphic change and vegetation development on the Muddy River mudflow deposit // Ecological Responses to the 1980 Eruption of Mount St. Helens. 2005. P. 75-91.
3. Galeczka I., Sigurdsson G., Eiriksdottir E.S. et al. The chemical composition of rivers and snow affected by the 2014/2015 Bárðarbunga eruption, Iceland // Journal of volcanology and geothermal research. 2016. V. 316. P. 101-119. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.02.017>
4. Iles C.E., Hegerl G.C. Systematic change in global patterns of streamflow following volcanic eruptions // Nature geoscience. 2016. V. 8(11). P. 838-842.
5. Koppes M.N., Montgomery D.R. The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales // Nature geosciences. 2009. V. 2. P. 644-647.
6. Korup O. Earth's portfolio of extreme sediment transport events // Earth-science reviews. 2012. V. 112 (3-4). P. 115-125.
7. Korup O., Clague J.J. Natural hazards, extreme events, and mountain topography // Quaternary science reviews. 2009. V. 28 (11-12). P. 977-990.
8. Major J.J., Crisafulli C.M., Frenzen P., Bishop J. After the disaster: The hydrogeomorphic, ecological, and biological responses to the 1980 eruption of Mount St. Helens // Volcanoes to vineyards: geologic field trips through the dynamic landscape of the Pacific Northwest: geological society of America field guide. 2009. V. 15. P. 1-24.
9. Major J.J., Pierson T.C., Dinehart R.L., Costa J.E. Sediment yield following severe volcanic disturbance – A two decade perspective from Mount St. Helens // Geology. 2000. V. 20 (9). P. 819-822.

Гидрохимические характеристики бухт Вилючинская и Авачинская (Восточная Камчатка) под влиянием материкового стока с вулканических территорий
Семкин П.Ю., Павлова Г.Ю., Барабанищikov Ю.А., Кукла С.П., Сагалаев С.Г., Швецова М.Г., Шкирникова Е.М., Тищенко П.П., Тибенко Е.Ю., Уланова О.А., Лобанов В.Б., Тищенко П.Я.

Hydrochemical characteristics of Vilyuchinskaya and Avachinskaya bays (Eastern Kamchatka) under the influence of continental runoff from volcanic areas
Semkin P.Yu., Pavlova G.Yu., Barabanshchikov Yu.A., Kukla S.P., Sagalaev S.G., Shvetsova M.G., Shkirnikova E.M., Tishchenko P.P., Tibenko E.Yu., Ulanova O.A., Lobanov V.B., Tishchenko P.Ya.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток;
e-mail: pahno@list.ru*

Изучены характеристики, отражающие интенсивность продукционно-деструкционных процессов в воде и донных осадках бухт Вилючинской и Авачинской после прохождения пика весенне-летнего половодья. В качестве основного источника биогенных веществ рассматривается вулканический пепел на водосборах. Оценены потоки CO_2 на границе «вода-атмосфера».

Введение

В местах выпадения вулканического пепла (тефры) в океан отмечается цветение фитопланктона [2, 4, 7, 8], при этом изменяется баланс CO_2 толщи вод и донных отложений [5, 10-12]. Эксперименты по высвобождению солей металлов и биогенных веществ из тефры в морскую и пресную воду демонстрировали большие контрасты потоков этих веществ при различных характеристиках тефры [6]. Это, вероятно, должно вносить определенные контрасты в потоки веществ со стоком рек во всем многообразии водосборов на вулканических территориях и влиять на параметры карбонатной системы и другие биогидрохимические характеристики приемных бассейнов. Парциальное давление углекислого газа ($p\text{CO}_2$) – один из параметров карбонатной системы (рН, общая щелочность (ТА) и растворенный неорганический углерод (DIC) ($\text{DIC} = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$) – широко применяется для исследования состояния водных экосистем [3].

Цель данной работы – изучить набор характеристик, отражающих продукционно-деструкционный баланс в воде и донных осадках бассейнов, находящихся под влиянием рек Вилюча и Авача, имеющих водосборные бассейны на вулканических территориях, оценить потоки биогенных веществ с речным стоком и потоки CO_2 на границе «вода-атмосфера».

Объект исследований и данные

Реки исследуемого региона имеют преимущественно снеговое питание, а основная фаза их водного режима – весенне-летнее половодье, во время которого с мая по июль проходит ~70 % годового стока. Уровень воды обычно имеет два пика. Первый пик обусловлен таянием снега в речных долинах, а второй – основной – вызван таянием снега и льда на высокогорье и приходится на конец июня – начало июля. В период второго пика в реке Авача наблюдаются максимальные годовые расходы воды – до $940 \text{ м}^3/\text{с}$ за период с 2008 по 2020 гг., и в среднем за этот период составляют 351.4 и $239.4 \text{ м}^3/\text{с}$ для июня и июля, соответственно. Наименьшие годовые расходы наблюдаются с декабря по февраль – в диапазоне от 80 до $74 \text{ м}^3/\text{с}$. Река Вилюча – это горная река длиной 26 км , с площадью водосбора около 500 км^2 (оценка по карте Google). Гидрологические посты на данной реке отсутствуют. Поэтому для оценки расхода этой реки мы используем площадной коэффициент связи реки Вилюча с рекой Авача, равный 10.18 . Согласно этой приближенной оценке, среднегодовой расход реки

Вилюча равен $13.6 \text{ м}^3/\text{с}$, а для июня и июля – 35.5 и $23.5 \text{ м}^3/\text{с}$, соответственно, с декабря по февраль – около $7 \text{ м}^3/\text{с}$.

Мы проанализировали результаты комплексной экспедиции ТОИ ДВО РАН, проведенной 4 июля 2022 г. в эстуарии реки Вилюча и 05 июля 2022 г. в эстуарии реки Авача. Еще одну серию наблюдений сделали в период покрытия рек льдом с 12 по 16 декабря 2022 г. для анализа характеристик речных вод и донных отложений в исследованных бухтах. Рассмотрены следующие данные: соленость, температура, pH, TA, pCO_2 DIC, биогенные вещества – DIP – фосфаты, DSi – силикаты, DIN – минеральные формы азота, сумма минеральной и органической форм азота и фосфора ($\text{N}_{\text{tot}} = \text{DIN} + \text{N}_{\text{org}}$; $\text{P}_{\text{tot}} = \text{DIP} + \text{P}_{\text{org}}$), растворенный органический углерод (C_{org}), гуминовые вещества (Hum), хлорофилл «а» (Chl «а»), макрокомпонентный и изотопный состав воды и растворенный кислород (DO). На основании DO рассчитывали величину кажущегося потребления кислорода (apparent oxygen utilization (AOU)): $\text{AOU} = \text{DO}_{\text{равновесное}} - \text{DO}_{\text{измеренное}}$.

Результаты

В анионном составе речных вод получена относительно высокая концентрация SO_4^{2-} , в составе катионов доминировали Ca^{2+} и Na^+ , а макрокомпонентный состав поровых вод в слое осадка от 0 до 20 см в целом совпадал с составом морской воды (таблица). Реки Вилюча и Авача отличаются по изотопному составу $\delta^{18}\text{O}$ и δD (таблица), что указывает на разное соотношение в питании этих рек талой воды от высокогорного снега, снега в долине реки, а также присутствия дождевых вод. Река Авача получает питание от талых вод с крупнейших вулканов региона – Корякского и Авачинского. Присутствием этих талых, а также дождевых вод объясняет облегченный изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ и δD речной воды, который характерен для высот 2000 м и более в изучаемом регионе [1].

Обнаружены крайне низкие величины pCO_2 в реке Вилюча – 15.8 мкатм, а также в водах одного из множества водопадов на берегу бухты Вилючинской – 39.9 мкатм (таблица), которые формировались при таянии снега на высокогорье. Величина pH этих вод была близка к 9. В зимний сезон параметры карбонатной системы в реке сильно изменились: произошло увеличение pCO_2 до 385 мкатм и снижение pH до 7.74. C_{org} , Hum, Chl «а» и O_2 не имели существенных колебаний от лета к зиме в речных водах. В поровой воде осадков величина pH была в диапазоне 7.23-7.44. Остальные параметры карбонатной системы, а также C_{org} , Hum и Chl «а», были увеличены в поровой воде в десятки или сотни раз по отношению к морской воде. Причем величины TA, pCO_2 DIC в поровой воде донных осадков бухты Авачинской были почти в два раза больше по отношению к бухте Вилючинской. В то же время, концентрация C_{org} была наибольшей в поровой воде бухты Вилючинской – 210 мгС/л (таблица).

При площади бухты Вилючинской, равной $14.5 \cdot 10^6 \text{ м}^2$, рассчитанный поток CO_2 (FCO_2) из атмосферы в воду составляет $30 \cdot 10^4$ моль сут^{-1} или 3.6 тонн С сут^{-1} при скорости ветра 3 м/с. При площади бухты Авачинской $254 \cdot 10^6 \text{ м}^2$, суммарный FCO_2 из атмосферы в воду равен $11 \cdot 10^6$ моль сут^{-1} или 132 тонн С сут^{-1} , при скорости ветра 3 м/с.

Летом наибольшая концентрация DIN – 36.68 мкмоль/л с доминированием нитратов – 36.37 мкмоль/л обнаружена в талой воде из водопада. Также повышенная концентрация нитратов – 24.29 мкмоль/л зафиксирована в р. Вилюча, где наблюдалась максимальная концентрация DSi – 247.28 мкмоль/л. В водах реки Авача концентрация DIN и нитратов летом была несколько меньше, чем в реке Вилюча, но зимой наблюдалась обратная ситуация. Концентрация общего фосфора и азота в реках была близка к концентрации DIP и DIN, соответственно, т.е. биогенные вещества находились преимущественно в минеральной форме. Существенное повышение DIP до

5.47 мкмоль/л было обнаружено в придонных слоях бухты Авачинской. Зимой концентрация DIN в реках Вилюча и Авача увеличилась в 1.3-2 раза, соответственно.

Таблица. Характеристика исследованных водных проб

Реки, типы вод	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	δ ¹⁸ O	δD
р. Вилюча	0.082	0.053	0.150	0.014	0.138	0.042	-13.78	-96.83
	1.155	0.125	1.143	0.0437	0.213	0.165	-13.79	-96.07
р. Авача	0.101	0.151	0.219	0.028	0.250	0.108	-16.23	-118.28
	0.140	0.144	0.264	0.023	0.262	0.106	-15.54	-111.16
Талая вода – Водопад	0.052	0.023	0.085	0.003	0.186	0.039	-13.37	-97.66
МВ	510.610	26.4	439.5	9.46	9.45	49.54	-1.08	-8.58
ПВ б. Вилючинская	512.1/ 554.4	26.36/ 27.68	440.9/ 482.6	9.86/ 11.8	9.36/ 9.99	49.78/ 53.03		
	498.5/ 508.2	25.76/ 26.00	430.9/ 438.1	9.23/ 9.33	9.11/ 9.27	48.67/ 49.44		
р. Вилюча	DIP	DSi	NO ₂	NO ₃	NH ₄	DIN	P _{tot}	N _{tot}
	0.47	247.28	0.03	24.29	0.36	24.68	0.7	27.28
р. Авача	0.74	193.03	0.10	19.51	1.84	21.45	0.77	20.68
	0.73	300.4	0.11	43.01	1.44	44.56	1.02	48.74
Талая вода – Водопад	0.11	108.68	0.03	36.37	0.28	36.68	0.11	39.33
МВ	0.15	18.77	0.02	0.07	0.28	0.37	0.77	14.4
ПВ б. Вилючинская	40.71/ 66.26	440.5/8 503.63	1.3/ 0.52	- -	69.1/ 611.7	- -	83.45 110.30	3239 1767
	92.08/ 119.21	565.72/ 546.60	0.46/ 0.3	- -	- -	- -	147.65 166.57	1868 1491
р. Вилюча	pH	TA	pCO ₂	DIC	C _{org}	Hum	Chl «a»	O ₂
	8.95	0.31	15.8	0.30	0.64	0.44	0.18	391.7
р. Авача	7.74	0.49	385	0.52	0.54		0.60	
	-	-	-	-	-	-	-	-
Талая вода – Водопад	8.69	0.41	39.9	0.40	0.37	-	-	-
МВ	8.33	2.0	167.9	1.72	1.1	0.32	3.01	363.4
ПВ б. Вилючинская	7.32/ 7.34	3.7/ 7.5	3187/ 6803	3.38/ 7.59	210.9/ 75.8	29.0/ 14.9	15.98/ 6.63	- -
	7.23/ 7.44	6.2/ 13.0	7106 9444	6.26 13.16	124.2/ 60.3	20.03/ 14.07	16.12/ 9.44	- -

Примечание. Солевой состав – ммоль/кг; стабильные изотопы δ¹⁸O, δD – ‰; биогенные вещества – мкмоль/л; параметры карбонатной системы: pH – pH_{in situ} в шкале общей концентрации ионов водорода [3], TA – ммоль/кг, pCO₂ – мкатм, DIC – ммоль/кг; C_{org} и Hum – мгС/л; Chl «a» – мкг/л; O₂ – мкмоль/кг. ПВ – поровая вода. МВ – морская вода. Характеристики поровых вод представлены для двух слоев осадка из верхнего слоя толщиной 10 см и следующего за ним слоя толщиной 10-20 см. Голубой цвет – характеристики речных вод, полученные в декабре.

Получены относительно высокие потоки DIN – 0.83 и 7.47 т/сут со стоком рек Вилюча и Авача, соответственно, в летний сезон. Следствием поставки биогенных веществ с речным стоком является цветение фитопланктона в приемных бассейнах и,

как результат, значительное понижение $p\text{CO}_2$ и АОУ поверхностных вод и относительно большие потоки CO_2 из атмосферы в воду.

Мы полагаем, что случаи цветения динофлагеллят, в том числе потенциально токсичных, в исследуемом регионе [9] могут быть связаны с высоким молярным соотношением DIN/DIP, достигающим 333 в талых водах, которые возникают за счет высоких концентраций NO_3^- . В донных осадках соотношение DIN/DIP не превышает 2. Поэтому из осадков может возникать дополнительный поток DIP вследствие обмена на границе «вода-дно» под влиянием таких факторов, как биоирригация, биотурбация и взмучивание осадков за счет волнового перемешивания при прохождении циклонов, в то время как промежуточные воды Тихого океана имеют молярное соотношение DIN/DIP в диапазоне 10-14, которое может быть благоприятным для развития диатомей. Будущие исследования, направленные на количественную оценку потоков веществ с речным стоком данного региона, должны учитывать температурный режим и соответствующую интенсивность снеготаяния, а также предшествующие пеплопады в зимний сезон на территории водосборов рек.

Список литературы

1. Чешко А.Л. Формирование основных типов термальных вод Курило-Камчатского региона на основе изотопных исследований (D, ^{18}O , $^3\text{He}/^4\text{He}$) // Геохимия. 1994. № 7. С. 988-1001.
2. Browning T.J., Stone K., Bouman H.A. et al. Volcanic ash supply to the surface ocean—remote sensing of biological responses and their wider biogeochemical significance // *Frontiers in Marine Science*. Sec. Marine Biogeochemistry. 2015. V. 2. <https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00014>
3. Dickson A.G., Sabine C.L., Christian J.R. Guide to best practices for ocean CO_2 measurements. PICES Special Publication 3. PICES: Sidney. BC. Canada, 2007. 191 p.
4. Frogner P., Gislason S.R., Oskarsson N. Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water // *Geology*. 2001. V. 29. № 6. P. 487-490. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0487:FPOVAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0487:FPOVAI>2.0.CO;2)
5. Hamme R.C., Webley P.W., Crawford W.R. et al. Volcanic ash fuels anomalous plankton bloom in subarctic northeast Pacific // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. <https://doi.org/10.1029/2010gl044629>
6. Jones M.T., Gislason S.R. Rapid releases of metal salts and nutrients following the deposition of volcanic ash into aqueous environments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. Iss. 15. P. 3661-3680. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.05.030>
7. Longman J., Palmer M.R., Gernon T.M., Manners H.R. The role of tephra in enhancing organic carbon preservation in marine sediments // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 192. P. 480-490. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.018>
8. Olgun N., Duggen S., Andronico D. et al. Possible impacts of volcanic ash emissions of Mount Etna on the primary productivity in the oligotrophic Mediterranean Sea: Results from nutrient-release experiments in seawater // *Marine Chemistry*. 2013. V. 152. P. 32-42. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2013.04.004>
9. Orlova T.Y., Aleksanin A.I., Lepskaya E.V. et al. A massive bloom of *Karenia* species (Dinophyceae) off the Kamchatka coast, Russia, in the fall of 2020 // *Harmful Algae*. 2022. V. 120. Art. 102337. <https://doi.org/10.1016/j.hal.2022.102337>
10. Sun X., Sun W. How will volcanic ash from the Tonga volcano eruption perturbate marine carbon cycle? // *Solid Earth Sciences*. 2022. V. 7. № 1. P. 1-4, <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2022.01.001>
11. Watson A.J. Volcanic iron, CO_2 , ocean productivity and climate // *Nature*. 1997. V. 385. P. 587-588. <https://doi.org/10.1038/385587b0>
12. Yevenes M.A., Lagos N.A., Farías L., Vargas C.A. Greenhouse gases, nutrients and the carbonate system in the Reloncaví Fjord (Northern Chilean Patagonia): Implications on aquaculture of the mussel, *Mytilus chilensis*, during an episodic volcanic eruption // *Science of The Total Environment*. 2019. V. 669. P. 49-61. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.03.037>

Научное издание

**Вулканизм и связанные с ним процессы.
Материалы XXVI ежегодной научной конференции,
посвященной Дню вулканолога**

30-31 марта 2023 г.

Сдано в набор 18.04.2023
Подписано к печати 18.04.2023
Дата выхода: 01.05.2023
Формат 60x84/8
Бумага типографская
Гарнитура «Таймс»
Усл.-печ. л. 25.46

Заказ № СТ-23-000790

Отпечатано с готового оригинал-макета, подготовленного в ИВиС ДВО РАН,
в ООО "СЭТО-СТ", 683024, г. Петропавловск-Камчатский, пр. 50 лет Октября, 1/2.
тел. 8(4152) 43-17-14