

СОДЕРЖАНИЕ

Том 502, номер 2, 2022

ГЕОЛОГИЯ

Неопротерозойский возраст железорудной вулканогенно-осадочной серии Улутауского террейна (Центральный Казахстан)

А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, Н. К. Данукалов, Н. А. Каныгина 49

Время формирования пород Талахтахской диатремы (Арктическая Сибирь), по данным лазерного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования

С. М. Жмодик, П. О. Иванов, А. В. Травин, Д. С. Юдин, Д. К. Белянин, Е. В. Айрияни, О. Н. Киселева, Т. Н. Мороз, Е. В. Лазарева 56

ГЕОХИМИЯ

Геохронология и геохимия гранитоидов малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (северо-восток Азии)

В. Ю. Фридовский, А. Е. Верниковская, К. Ю. Яковлева, В. А. Верниковский, В. Н. Родионов 64

ВУЛКАНОЛОГИЯ

Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке

Е. И. Гордеев, О. В. Бергаль-Кувикас 72

ГЕОФИЗИКА

Деформационные аномалии как индикатор генерации цунами

Г. И. Долгих, С. Г. Долгих 77

Оценка реактивации оползня на реке Буряя методами радарной интерферометрии

В. Г. Бондур, Т. Н. Чимитдоржиев, А. В. Дмитриев, П. Н. Дагуров 83

Реконструкция верхней части геологического разреза в Восточной Сибири путем обращения полного волнового поля

К. Г. Гадьлышин, В. А. Чеверда, Д. Н. Твердохлебов 90

СЕЙСМОЛОГИЯ

Изучение формирования очага сильного землетрясения Риджкrest 2019 г. в Южной Калифорнии с использованием геомеханической модели

В. Г. Бондур, М. Б. Гохберг, И. А. Гарагаш, Д. А. Алексеев, Е. В. Гапонова 95

Методика изучения строения земной коры на всю мощность средствами речной сейсморазведки

А. В. Лисейкин, В. С. Селезнев, В. М. Соловьев, А. А. Брыксин 101

ОКЕАНОЛОГИЯ

Динамика и термохалинная структура вод контактных зон Азовского моря

Г. Г. Матишов, К. С. Григоренко

107

ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ

О связи приземного электрического поля и аридного аэрозоля
при различных ветровых условиях

Е. А. Малиновская, О. Г. Чхетиани, И. Н. Панчишкина, Г. Г. Петрова, А. И. Петров

115

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Количественная оценка качества природной воды: экспертно-статистический анализ

В. И. Данилов-Данильян, О. М. Розенталь

125

CONTENTS

Vol. 502, no. 2, 2022

GEOLOGY

Neoproterozoic Age of the Iron Ore Volcanogenic-Sedimentary Series
of the Ulutau Terrane (Central Kazakhstan)

A. A. Tretyakov, K. E. Degtyarev, N. K. Danukalov, and N. A. Kanygina 49

The Time of Rocks Formation from the Talakhtakh Diatreme (Arctic Siberia),
According to Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating

*S. M. Zhmodik, P. O. Ivanov, A. V. Travin, D. S. Yudin, D. K. Belyanin,
E. V. Airiyants, O. N. Kiseleva, T. N. Moroz, and E. V. Lazareva* 56

GEOCHEMISTRY

Geochronology and Geochemistry of Small Granitoids in the Western Yano-Kolymsk
Gold-Being Belt (North-East Asia)

V. Y. Fridovsky, A. E. Vernikovskaya, K. Y. Yakovleva, V. A. Vernikovsky, and N. V. Rodionov 64

VOLCANOLOGY

Structure of Subduction Zone and Volcanism on Kamchatka

E. I. Gordeev and O. V. Bergal-Kuvikas 72

GEOFYSICS

Deformation Anomalies as an Indicator of Tsunami Generation

G. I. Dolgikh and S. G. Dolgikh 77

Reactivation of the Bureya River Landslide Zone by the Persistent Scatterer Method
Using Satellite Radar Interferometry Data

V. G. Bondur, T. N. Chimitdorzhiev, A. V. Dmitriev, and P. N. Dagurov 83

Full Waveform Inversion of Complex Near-Surface with Varying Topography in Eastern Siberia

K. G. Gadylshin, V. A. Cheverda, and D. N. Tverdokhlebov 90

SEISMOLOGY

The Strong 2019 Ridgecrest Earthquake in Southern California: Studying the Source Formation
Based on Geomechanical Modelling

V. G. Bondur, M. B. Gokhberg, I. A. Garagash, D. A. Alekseev, and E. V. Gaponova 95

An Approach for Studying of the Earth's Crust Structure at Full Thickness
by Means of River Seismic Exploration

A. V. Lisekin, V. S. Seleznev, V. M. Soloviev, and A. A. Bryksin 101

OCEANOLOGY

Dynamics and Hydrology in Contact Zones of the Azov sea

G. G. Matishov and K. S. Grigorenko

107

ATMOSPHERIC AND HYDROSPHERE PHYSICS

The Relationship between the Surface Electric Field and Arid Aerosol under Different Wind Conditions

E. A. Malinovskay, O. G. Chhetiani, I. N. Panchishkina, G. G. Petrova, and A. I. Petrov

115

LAND WATER PROBLEMS

Methodology for quantitative assessment of water quality

V. I. Danilov-Danilyan and O. M. Rosenthal

125

УДК 552.08:551.733.1(574.3)

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СЕРИИ УЛУТАУСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

© 2022 г. А. А. Третьяков^{1,*}, академик РАН К. Е. Дегтярев¹, Н. К. Данукалов¹, Н. А. Каныгина¹

Поступило 02.08.2021 г.

После доработки 06.10.2021 г.

Принято к публикации 22.10.2021 г.

Проведено изучение метаморфизованных железорудных вулканогенно-осадочных толщ карсакпайской серии восточной части Улутауского докембрийского террейна Центрального Казахстана. Для туфов андезидацитов впервые получена U–Th–Pb (SIMS)-методом оценка возраста (745 ± 3 млн лет) их кристаллизации, свидетельствующая об их формировании в конце тонийского периода неопротерозоя.

Ключевые слова: поздний неопротерозой, железистые кварциты, туфы, андезидациты, циркон

DOI: 10.31857/S2686739722020128

Железистые кварциты являются одной из наиболее характерных формаций докембрийского этапа эволюции Земли, формировавшихся как в архее-палеопротерозое, так и в неопротерозое. Раннедокембрийские железистые кварциты известны в пределах древних платформ, где участвуют в строении наиболее крупных месторождений железа, образование которых происходило, начиная с палеоархея ~3.8 млрд лет (формация Исуа, западная Гренландия) до середины палеопротерозоя ~1.8–1.9 млрд лет (формация Фрере, Западная Австралия), достигая максимальных объемов в конце неархея—начале палеопротерозоя (формация Хамерсли, Западная Австралия) [17]. Позднедокембрийские железистые кварциты образуют меньшие по размерам скопления и широко распространены в позднедокембрийско-фанерозойских складчатых поясах всех континентов, за исключением Антарктиды [5, 14, 17].

Железистые кварциты позднего докембрия часто ассоциируют с ледниковыми отложениями, либо с вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Так, железистые кварциты южной Австралии (формация Умбератана) и Канады (группы Рапитан) залегают среди гляциальных отложений оледенений Стерт, а железистые кварциты формации Фулу на платформе Янцзы — между отложениями оледенений Стерт и Марино

[5, 19, 22]. В то же время для гляциальной формации Чуос, приуроченной к орогенному поясу Дамара (Намибия), характерно чередование в разрезах железистых кварцитов и метаморфизованных толеитовых базальтов [14], для неопротерозойских железистых кварцитов Аравийско-Нубийского щита установлено их переслаивание с эффузивными и пирокластическими породами [12, 13].

Сложным является определение возраста формирования позднедокембрийских железистых кварцитов, которое в большинстве случаев основано на результатах геохронологического изучения обломочных цирконов из подстилающих и перекрывающих гляциальных толщ, определяющих нижние и верхние возрастные пределы накопления железистых комплексов [5, 14]. Еще сложнее установить возраст железистых кварцитов, не обнаруживающих связи с неопротерозойскими ледниковыми отложениями, либо пространственно разобщенных с ними. В этих случаях приходится опираться на единичные оценки возраста вулканогенных пород, чередующихся в разрезе с железистыми кварцитами [12–14]. В целом имеющиеся данные указывают на накопление большей части позднедокембрийских железистых кварцитов в сравнительно узком временном интервале от 850 до 700 млн лет, отвечающем концу тонийского — началу криогенийского периодов [5, 14].

В Центрально-Азиатском складчатом поясе железистые кварциты участвуют в строении докембрийских террейнов его восточной (Буреинский), центральной (Тувино-Монгольский) и за-

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: and8486@yandex.ru

падной (террейны Улутау-Моюнкумской группы) частей. При этом неопротерозойский возраст обоснован только для железистых кварцитов Тувино-Монгольского террейна, где они приурочены к метатерригенным толщам эрзинского комплекса, протолиты которых накапливались в конце позднего рифея—венде [5, 6]. В пределах Буреинского террейна геохронологические исследования обломочных цирконов из песчаников кимканкской толщи хинганской серии свидетельствуют о накоплении железистых кварцитов в интервале позднего кембрия—раннего ордовика [9].

В западной части пояса железистые кварциты выявлены среди слабометаморфизованных толщ вулканогенно-осадочных пород, протягивающихся более чем 800 км и приуроченных к Улутаускому и Чуйско-Кендыктасскому террейнам Улутау-Моюнкумской группы [10, 14, 20]. Характерной особенностью террейнов этой группы также является широкое распространение ледниковых отложений [4, 15]. Однако формации, в составе которых присутствуют гляциальные отложения и железистые кварциты, пространственно разобщены и традиционно рассматриваются в составе стратифицированных комплексов разных зон, имеющих тектонические взаимоотношения.

Ледниковые отложения выявлены в западной части Улутауского террейна (Майтубинская зона), нижняя часть разреза которой сложена метаморфизованными вулканогенными сериями кислого состава (майтубинская и коксуйская серии) и комагматичными гранитоидами жаункарского и актасского комплексов, формировавшимися в тонийский период неопротерозоя (840—790 млн лет) [15]. На западе Майтубинской зоны кислые вулканиты и гранитоиды с несогласием перекрыты осадочными толщами эдиакария—нижнего палеозоя. В их основании залегает акбулакская серия, сложенная преимущественно терригенными грубообломочными породами, чередующимися с туфами и туфопесчаниками. Более высокое стратиграфическое положение занимает улутауская серия, представленная различными терригенными и терригенно-карбонатными породами, среди которых выделяются два горизонта ледниковых отложений, представленных тиллитами и тиллиподобными конгломератами. Нижний горизонт (сатанская свита) приурочен к основанию улутауской серии, а верхний (байконурская свита) завершает ее разрез [4]. Улутауская серия согласно перекрывается углеродистыми алевролитами и фтанитами кокतालской свиты, содержащими органические остатки раннего кембрия [7]. На основании возраста обломочных цирконов из грубообломочных пород времени накопления нижнего (сатанского) тиллитового горизонта устанавливается в интервале конца тонийского—середины криогенийского (~740—670 млн лет) периодов, а верхнего (байконурского) — в интервале середи-

ны криогенийского периода — начала кембрия [15].

Железистые кварциты характерны для всех стратифицированных подразделений восточной части Улутауского террейна (Карсакпайская зона), в составе которых преобладают метаморфизованные эффузивы, туфы основного и среднего составов, чередующиеся с терригенными и хемогенными породами. Наиболее низкое положение среди этих образований предполагалось для аралбайской серии, сложенной терригенными и вулканогенно-осадочными породами базальт-андезит-риолитовой серии [11]. Более молодой считается железорудная вулканогенно-осадочная карсакпайская серия, а завершает вулканогенный разрез Карсакпайской зоны белеутинская серия, образованная вулканитами, туфами, туфоконгломератами андезибазальтового, андезитового, реже дацитового составов, которые чередуются с кварцитами и железистыми сланцами [8, 11]. В разрезах всех серий Карсакпайской зоны железистые кварциты приурочены к горизонтам тонкотерригенных и хемогенных пород, которые перекрывают вулканиты. Наиболее отчетливо эта связь проявлена для карсакпайской серии, в составе которой выделяются бурмашинская, болбраунская, шагырлинская и битская свиты, общей мощностью до 4000 м [8]. В нижних частях разрезов каждой из свит преобладают метаморфизованные вулканиты основного состава, туфы, туфоконгломераты и зеленые сланцы, сменяющиеся железорудной кварцито-сланцевой пачкой. В строении последней преобладают кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые и филлитовые сланцы, содержащие железорудные горизонты мощностью до 20 м. Вверх по разрезу карсакпайской серии происходит увеличение доли вулканитов среднего и кислого состава, а также зернистости терригенных пород, вплоть до появления конгломератов, при этом уменьшаются мощности и количество горизонтов железистых кварцитов.

Вулканогенно-осадочные комплексы на востоке Майтубинской и западе Карсакпайской зон с несогласием и конгломератами в основании перекрыты, преимущественно осадочной, боздакской серией [8, 11].

Несмотря на длительную историю изучения, в настоящее время отсутствуют прямые геохронологические данные о возрасте железорудных толщ карсакпайской серии. Большинство исследователей все метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщ Карсакпайской зоны относят к протерозойским образованиям, однако в различных схемах расчленения их возраст меняется от палео- до неопротерозойского [8, 11, 15]. В качестве обоснования позднекембрийского возраста принимались U—Pb-оценка по валовым

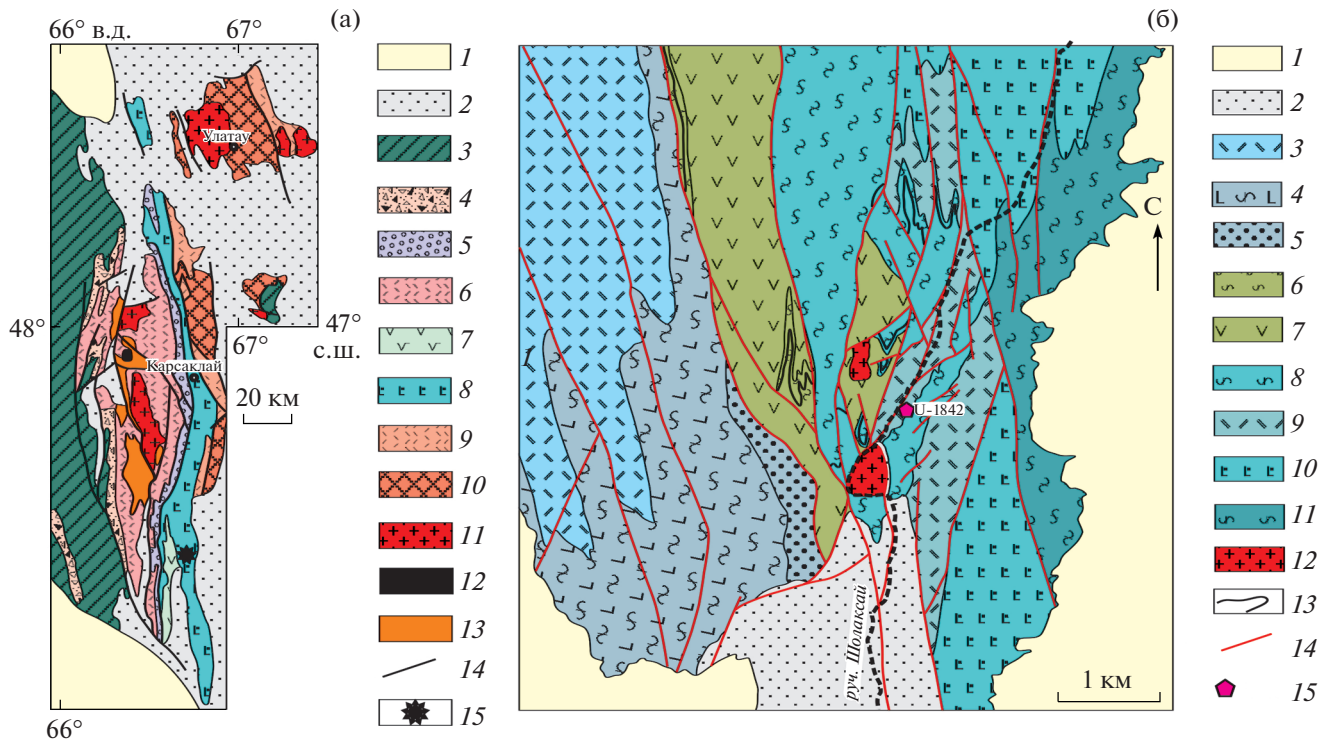


Рис. 1. а – Схема геологического строения южной части Улутауского террейна по [11] с упрощениями и дополнениями. 1 – мезозойско-кайнозойские отложения, 2 – девонские и каменноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные, осадочные толщи, 3 – нижнепалеозойские осадочные толщи, 4 – эдиакарские вулканогенные и осадочные толщи, 5–9 – неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные серии: 5 – боздакская, 6 – коксуйская, майтубинская и жиидинская, 7 – белеутинская, 8 – карсакапайская, 9 – аралбайская; 10 – метаморфические образования бектурганской и баладжездинской серий; 11 – палеозойские гранитоиды; 12 – щелочные сиениты карсакапайского комплекса неопротерозоя; 13 – рассланцованные гранитоиды неопротерозоя, 14 – разломы, 15 – участок дельтовых работ в окрестностях ручья Шолаксай (рис. 1б). б – Схема геологического строения верховьев ручья Шолаксай составлена по материалам Ю.А. Зайцева, С.Б. Розанова, О.В. Япаскурта, В.А. Голубовского, Д.Н. Архангельского с упрощениями. 1 – кайнозойские отложения; 3–5 – белеутинская серия, аккииксайская свита: 3 – рассланцованные туфы и эффузивы кислого состава, 4 – рассланцованные туфы и эффузивы основного состава, 5 – кварциты, филлиты, мраморы, серицит-кварцевые сланцы; 6–12 – карсакапайская серия: 6–7 шыгарлинская свита: 6 – сланцы, рассланцованные туффиты, железистые кварциты, 7 – рассланцованные туфы и эффузивы андезитового состава, 8–10 – болбраунская свита: 8 – сланцы, кварциты, мраморы, железистые кварциты, 9 – рассланцованные туфы и эффузивы среднего и кислого составов, 10 – зеленые сланцы, рассланцованные туфы основного состава, 11 – сланцы, кварциты, филлиты, мраморы, железистые кварциты бурмашинской свиты; 12 – палеозойские гранитоиды; 13 – пакчи и горизонты железистых кварцитов; 14 – разрывные нарушения; 15 – место отбора и номер пробы для U–Th–Pb-изотопно-геохронологических исследований.

пробам кислых вулканитов аралбайской серии 920 ± 50 млн лет, а также находки позднерифейских микрофоссилий в метаморфизованных осадочных породах аралбайской и карсакапайской серий [1, 11]. В свою очередь изотопный состав Nd метаосадочных пород карсакапайской серии, а также оценки возраста обломочных цирконов из перекрывающих ее метатерригенных пород боздакской серии, указывают на накопление метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ Карсакапайской зоны в интервале $\sim 1300\text{--}800$ млн лет [2, 3]. В последние годы получена U–Th–Pb (SIMS)-методом оценка возраста андезидацитов аралбайской серии (757 ± 7 млн лет), что является веским аргументом в пользу поздненеопротерозойского

возраста пород всей Карсакапайской зоны [10].

Исходя из имеющихся данных, задачей настоящего исследования являлось изучение разрезов вулканогенных пород карсакапайской серии с целью получения прецизионной оценки возраста их формирования.

Разрез карсакапайской серии был изучен в южной части одноименной зоны в районе ручья Шолаксай (к северу от долины р. Белеуты) (рис. 1), где она представлена болбраунской свитой, в нижней части которой наряду с базальтами, их туфами и железистыми кварцитами, присутствуют кристаллокластические туфы дацитового и андезидацитового составов. Здесь для геохронологических исследований использована проба U-1842

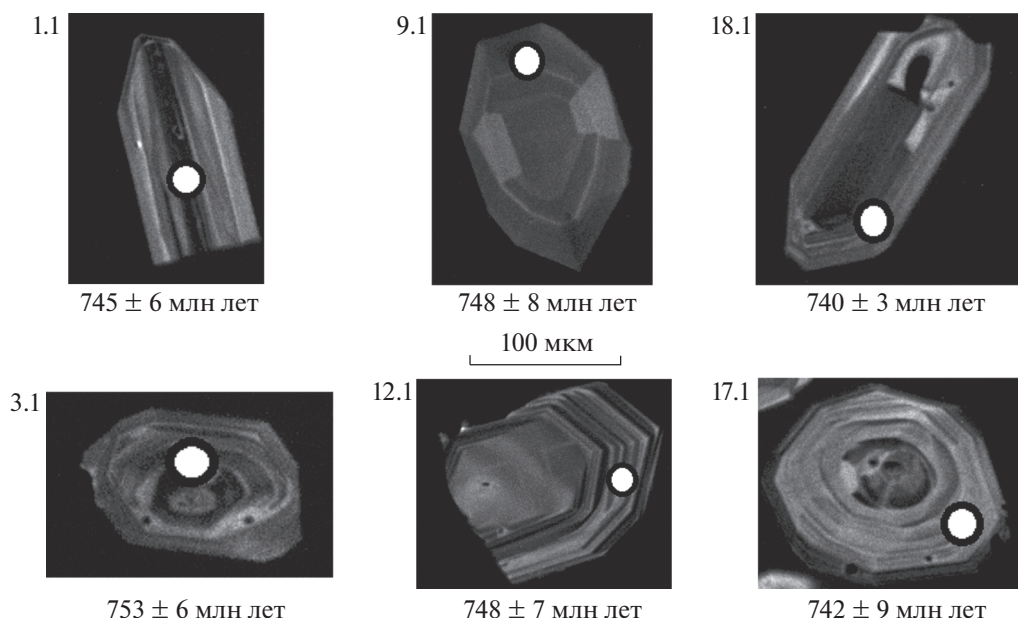


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из рассланцованного туфа андезидацита болбраунской свиты (проба U-1842), выполненные на электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолуминесценции. Номера точек соответствуют номерам в табл. 1.

(47°07'53.2" с.ш.; 66°41'26.5" в.д.) туфа андезидацитового состава (мас. %): SiO_2 – 61.91; TiO_2 – 0.8; Al_2O_3 – 18.43; Fe_2O_3 – 4.94; FeO – 1.25; MnO – 0.13; MgO – 1.87; CaO – 1.4; Na_2O – 2.83; K_2O – 3.32; P_2O_5 – 0.1.

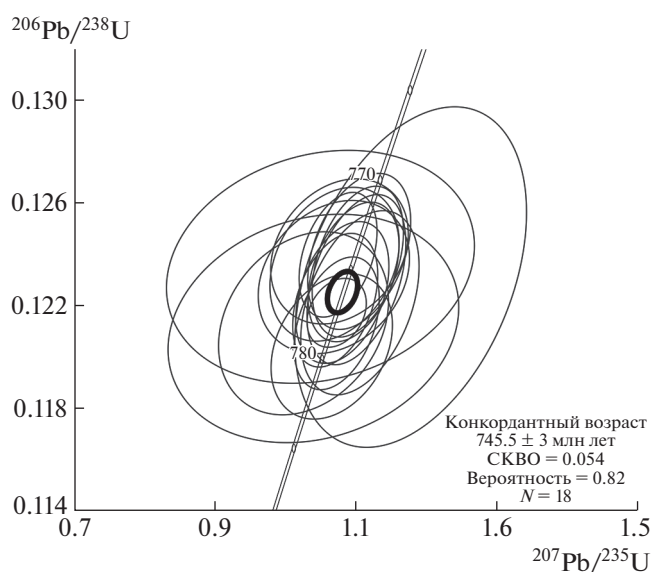


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из рассланцованного туфа андезидацита болбраунской свиты (проба U-1842). Конкордантный возраст рассчитан с ошибкой на уровне 2σ . N – количество анализов.

Выделение циркона из туфов проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами стандартных цирконов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы приблизительно на половину их толщины и приполированы. Для выбора участков зерен циркона для локальных геохронологических исследований использовались микрофотографии, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режимах вторичных электронов и катодолуминесценции.

U–Th–Pb (SIMS)-геохронологические исследования цирконов выполнены на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, описанной в [20]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~ 2.5 –4 нА, диаметр пятна (кратера) – $\sim 15 \times 10$ мкм. Полученные данные обрабатывались с помощью программ SQUID [19] и ISOPLOT [18].

Акцессорный циркон из туфа андезидацита представлен идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса, размером от 80 до 130 мкм ($K_{удл} = 1.0$ –2.0). Кристаллы характеризуются в различной степени проявленной магматической зональностью (рис. 2).

U–Th–Pb-геохронологические исследования выполнены для 18 кристаллов циркона. Рассчитанный конкордантный возраст составляет

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из туфа андезидацита болбраунской свиты (проба U-1842)

№ анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет	
		²⁰⁶ Pb*	U	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
U1842_21.1	0.32	16.2	156.39	120.51	0.80	0.0642 ± 3.1	0.1204 ± 0.96	1.066 ± 3.3	0.29	732.9 ± 6.7	748 ± 66
U1842_14.1	0.86	6.03	57.42	45.48	0.82	0.0623 ± 8	0.1211 ± 1.5	1.04 ± 8.1	0.18	737 ± 10	684 ± 170
U1842_19.1	0.48	10.7	102.58	128.28	1.29	0.0613 ± 4.6	0.1213 ± 1.2	1.026 ± 4.8	0.25	738 ± 8	651 ± 100
U1842_6.1	0.00	14.6	140.40	97.25	0.72	0.0642 ± 2.2	0.1213 ± 0.87	1.073 ± 2.3	0.37	738.1 ± 6.1	747 ± 46
U1842_18.1	0.17	68.1	650.58	624.64	0.99	0.0640 ± 1.6	0.1217 ± 0.45	1.073 ± 1.6	0.28	740.4 ± 3.1	740 ± 33
U1842_17.1	0.00	6.79	64.78	38.38	0.61	0.0657 ± 2.9	0.1221 ± 1.2	1.106 ± 3.1	0.40	742.4 ± 8.6	798 ± 60
U1842_16.1	0.00	15.9	151.39	144.48	0.99	0.0636 ± 2.1	0.1222 ± 0.87	1.071 ± 2.3	0.38	743.2 ± 6.1	727 ± 45
U1842_1.1	0.00	13.2	125.88	106.79	0.88	0.0640 ± 2.3	0.1225 ± 0.92	1.081 ± 2.5	0.37	744.7 ± 6.4	743 ± 48
U1842_10.1	0.00	2.39	22.59	18.68	0.85	0.0694 ± 5.3	0.1231 ± 2.2	1.178 ± 5.7	0.38	748.7 ± 15	912 ± 110
U1842_9.1	0.00	12.1	114.39	94.73	0.86	0.0649 ± 2.4	0.123 ± 1.1	1.101 ± 2.6	0.43	748 ± 8	771 ± 50
U1842_12.1	0.39	12.7	119.17	79.25	0.69	0.063 ± 4	0.1231 ± 0.99	1.069 ± 4.1	0.24	748.5 ± 7	708 ± 84
U1842_15.1	0.00	14.8	140.15	86.02	0.63	0.0645 ± 2.2	0.1233 ± 0.9	1.097 ± 2.4	0.38	749.7 ± 6.4	758 ± 46
U1842_11.1	0.90	5.56	51.94	36.27	0.72	0.0617 ± 8.4	0.1235 ± 1.5	1.050 ± 8.5	0.18	751 ± 11	662 ± 180
U1842_4.1	0.30	16	149.82	120.69	0.83	0.0627 ± 3.3	0.1236 ± 0.99	1.07 ± 3.5	0.29	751.4 ± 7	700 ± 71
U1842_20.1	0.00	11.5	107.80	178.27	1.71	0.0647 ± 2.2	0.1237 ± 0.97	1.103 ± 2.4	0.40	752 ± 6.9	764 ± 47
U1842_3.1	0.00	18	168.84	181.14	1.11	0.0629 ± 1.9	0.12397 ± 0.8	1.075 ± 2.1	0.38	753.3 ± 5.7	705 ± 41
U1842_7.1	0.35	14.1	131.91	140.57	1.10	0.0629 ± 3.6	0.1241 ± 0.93	1.077 ± 3.7	0.25	754 ± 6.6	706 ± 77
U1842_5.1	0.00	10.6	99.40	55.18	0.57	0.0646 ± 2.5	0.1241 ± 1	1.105 ± 2.7	0.38	754.3 ± 7.4	761 ± 53

Примечание. ²⁰⁶Pb_c – обыкновенный Pb; ²⁰⁶Pb* – радиогенный Pb; Rho – коэффициент корреляции ошибок ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Ошибки измерений изотопных отношений даны в процентах на уровне 1σ. Номера анализов в табл. 1 соответствуют номерам зерен на рис. 2.

745 ± 3 млн лет (табл. 1, рис. 3), что соответствует концу тонийского периода неопротерозоя. Морфологические особенности цирконов указывают на их магматическое происхождение, а полученная оценка возраста соответствует времени кристаллизации расплава родоначального для андезидацитов. С учетом ранее полученных данных о возрасте аралбайской серии [10], поздний неопротерозой может быть принят в качестве возрастного интервала формирования всех докембрийских стратифицированных комплексов Карсакапайской зоны.

В палеотектоническом плане образование неопротерозойских железистых кварцитов обычно связывается с формированием бассейнов на этапе активного распада суперконтинента Родиния. Накопление железистых кварцитов, ассоциирую-

щих с гляциальными отложениями, предполагается во внутренних бассейнах Родинии. Формирование ледяного покрова во время неопротерозойских оледенений способствовало накоплению растворенного двухвалентного железа в морской воде [14]. В дальнейшем насыщение гидросферы кислородом, вызванное таянием льдов на этапе постгляциальных трансгрессий, привело к осадждению железа [14, 17]. В свою очередь ассоциация железистых кварцитов с вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами интерпретируется как результат гидротермальной деятельности в задуговых бассейнах, расположенных по периферии Родинии [14, 16].

Накопление нижнего тиллитового горизонта западной части Улутауского террейна (сатанская

свита) близко по возрасту к формированию железорудных вулканогенно-осадочных толщ Карсакпайской зоны. При этом отсутствие в разрезе последних ледниковых отложений, а также дифференцированный базальт-андезит-дацитовый состав эффузивов, указывают на возможное накопление железистых кварцитов в обстановках надсубдукционного краевого (задугового) бассейна. В это же время накопление ледниковых отложений западной части Улутауского террейна происходило во внутреннем бассейне, удаленном от зоны конвергенции.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00108), в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 68–79.
2. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1969–1991.
3. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Серов П.А. Геохимия докембрийских вулканогенно-осадочных пород карсакпайской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1174–1190.
4. Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
5. Ильин А.В. Неопротерозойские железистые кварциты // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 87–95.
6. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Натман А., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. № 1. С. 3–25.
7. Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н. Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отложениях Байконурского синклиория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.
8. Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976. 366 с.
9. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Тектонические условия накопления и источники верхнепротерозойских и нижнепалеозойских терригенных отложений Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 3. С. 3–26.
10. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Донукалов Н.К. Позднеепротерозойский возраст дифференцированных вулканогенных комплексов Улутауского массива (Центральный Казахстан): результаты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 9–13.
11. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
12. Ali K.A., Stern R.J., Manton W.I., Kimura J.I., Khammes H.A. Geochemistry, Nd Isotopes and U–Pb SHRIMP Zircon Dating of Neoproterozoic Volcanic Rocks from the Central Eastern Desert of Egypt: New Insights into the ~750 Ma Crust-forming Event // Precambrian Research. 2009. V. 171. P. 1–22.
13. Basta F.F., Maurice A.E., Fontboté L., Favarger P.-Y. Petrology and Geochemistry of the Banded Iron Formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the Origin of Neoproterozoic BIF // Precambrian Research. 2011. V. 187. P. 277–292.
14. Cox G.M., Halverson G.P., Minarik W.G., Bellefroid E.J., Le Heron D.P., Macdonald F.A., Strauss J.V. Neoproterozoic Iron Formation: An Evaluation of Its Temporal, Environmental and Tectonic Significance // Chemical Geology. 2013. V. 362. P. 232–249.
15. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian Geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An Overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
16. Eyles N., Januszczyk N. “Zipper-rift”: A Tectonic Model for Neoproterozoic Glaciations during the Breakup of Rodinia after 750 Ma // Earth-Science Reviews. 2004. V. 65. P. 1–73.
17. Klein K., Beukes N. Sedimentology and Geochemistry of the Glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron-formation in Canada // Economic Geology. 1993. V. 88. P. 542–565.
18. Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00. A User’s Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2003. № 4. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709. USA. 70 p.
19. Ludwig K.R. SQUID 1.00, A User’s Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 2455 Ridge Road, Berkeley. CA 94709, USA. 17 p.
20. Whilliams I.S. U–Th–Pb Geochronology by Ion Microprobe // Reviews in Economic Geology, 1998. V. 7. P. 1–35.

**NEOPROTEROZOIC AGE OF THE IRON ORE
VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY SERIES OF THE ULUTAU
TERRANE (CENTRAL KAZAKHSTAN)**

A. A. Tretyakov^{a,#}, Academician of the RAS K. E. Degtyarev^a, N. K. Danukalov^a, and N. A. Kanygina^a

^a *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: and8486@yandex.ru*

The metamorphosed Fe-rich volcanogenic-sedimentary strata in the eastern part of the Ulutau Precambrian terrane of Central Kazakhstan have been studied. The U-Pb crystallisation age of 745 ± 3 Ma has been first obtained for the andesidacitic tuff of the Karsakpai series, indicating their formation at the end of the Tonian period of Neoproterozoic.

Keywords: Late Neoproterozoic, ferruginous quartzite, tuff, andesidacites, zircon

УДК 550.93

ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ТАЛАХТАХСКОЙ ДИАТРЕМЫ (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ), ПО ДАННЫМ ЛАЗЕРНОГО $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -ДАТИРОВАНИЯ[#]

© 2022 г. С. М. Жмодик^{1,*}, П. О. Иванов², А. В. Травин¹, Д. С. Юдин¹, Д. К. Белянин¹,
Е. В. Айриянц¹, О. Н. Киселева¹, Т. Н. Мороз¹, Е. В. Лазарева¹

Представлено академиком РАН Н.П. Похиленко 29.09.2021 г.

Поступило 30.09.2021 г.

После доработки 30.10.2021 г.

Принято к публикации 02.11.2021 г.

В результате комплексного исследования и лазерного $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования санидинов из пород Талахтахской диатремы (ТД) (Арктическая Сибирь) установлено, что время формирования санидиновых трахитов (лампроитов) соответствует изохронному значению возраста 1497 ± 40 млн лет, или среднее взвешенному (как более точному) 1476 ± 17 млн лет. Полученный возраст пород ТД в полной мере сопоставляется с временем образования основных пород Куонамской крупной изверженной провинции (КИП). Таким образом, Талахтахскую диатрему следует рассматривать как составную часть Куонамской КИП, вместе с широко распространенными на Анабарском щите и в пределах рифейского осадочного чехла, силлами, дайками и покровами базальтов.

Ключевые слова: Талахтахская диатрема, Анабарский щит, трахиты, лампроиты, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, Арктическая Сибирь

DOI: 10.31857/S268673972202013X

К востоку от Анабарского щита распространены ультракалийевые щелочно-основные комплексы, которые представлены трубками взрыва, реже дайками, жилами и штоками [1]. Одним из ярких представителей этого комплекса является Талахтахская диатрема (ТД), расположенная среди доломитов биляхской серии ранне-рифейского возраста [2, 3], которая вскрывается в левом борту р. Б. Куонамки, в 200 м ниже устья р. Талахта и в 80 км выше слияния с р. М. Куонамка (северо-запад Республики Саха (Якутия)) (рис. 1). Диатрема, начиная с 1960 г., после ее обнаружения в процессе государственной геологической съемки С.Ф. Духаниным, привлекала внимание исследователей, прежде всего по причине нахождения по р. Талахта россыпи алмазов с неизвестным коренным источником [1]. При диагностике пород, слагающих ТД, возникало большое количество

различных мнений. Породы описывались как эруптивные брекчии щелочных базальтоидов, ультракалийевые трахиты, лампроиты, импактные брекчии и импактиты и в настоящее время выделены в Талахтахский гипабиссальный комплекс щелочных базальтоидов [1, 4–7].

При определении возраста пород ТД также возникли значительные трудности. Так, применение U–Pb метода по цирконам оказалось невозможным из-за его захвата из вмещающих пород [1]; K–Ar определения долеритов, которые считаются захваченными вмещающими породами, и песчаников из ТД имеют широкий разброс 1210 ± 20 , 1280 ± 70 и 1440 ± 80 млн лет [8, 9] и 924–1416 млн лет [10]. Принятый раннеюрский возраст талахтахского комплекса, в связи с находкой древесины в трубке Халцедонова [1], к ТД имеет слабое отношение. Данные о возрасте ТД важны не только для определения периода формирования ультракалийевых пород, но и для уточнения времени возникновения осадочных пород биляхской серии. Перечисленные проблемы явились причиной настоящего исследования, которое выполнено с применением современных, ранее не использованных (в частности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, СЭМ) методов анализа, а также привлечением новых данных, появившихся в последние годы: о возрасте даек, силлов и покровов основного состава на территории Анабарского щита [11]; о типах и

[#] Дополнительная информация для этой статьи доступна <https://doi.org/10.31857/S268673972202013X> для авторизованных пользователей.

¹ Институт геологии и минералогии Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

² ООО “Арктик Капитал”, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

*E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

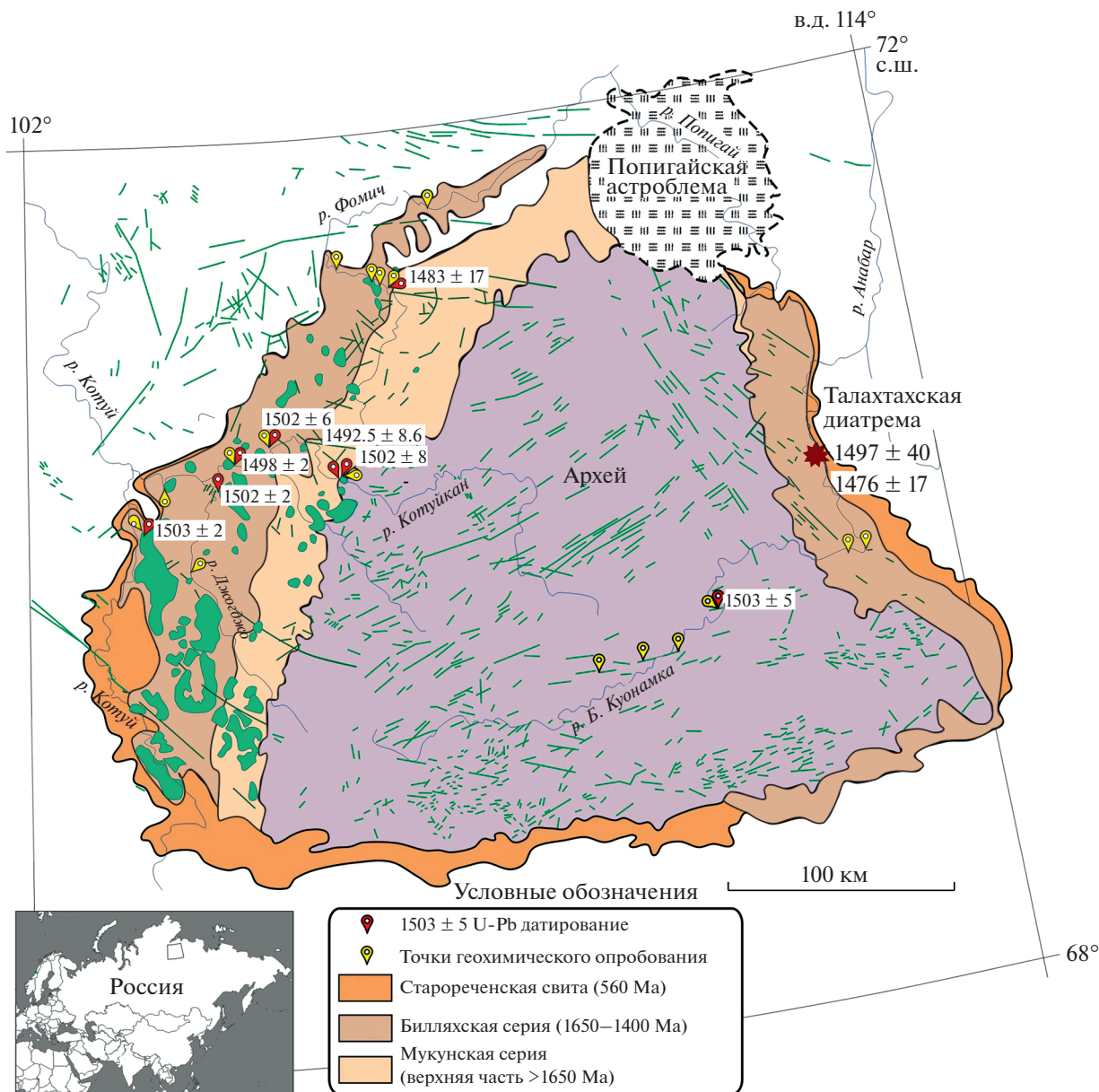


Рис. 1. Географическое положение Анабарского щита (на врезке) и схема его геологического строения со значениями возраста даек и силлов в пределах Куонамской ЛІР (построена по данным [2, 3, 11] дополнениями), с точкой коренного выхода пород Талахтахской диатремы. Дайки северо-восточного простирания, расположенные вдоль р. Бол. Куонамка и силлы (показаны зеленым цветом) принадлежат к Куонамской ЛІР [11].

составах лампроитов из различных геодинамических обстановок Мира [12]; о выделении в составе крупных изверженных провинций (КИП) мезозойского и палеозойского возраста трубчатых структур, являющихся крупными проводниками флюидов [13]; о ранне-рифейском времени формирования билляхской серии [2, 3]. Главной целью данной работы является определение возраста щелочных пород Талахтахской диатремы. Очевидно, что, достигая поставленную цель, придется сталкиваться с рядом других вопросов, в частности: о возрасте и взаимоотношениях, вмещающих

ТД отложений; о классификации и номенклатуре лампроитов; об источниках вещества и других.

Нами было проведено комплексное геологическое, петрологическое, геохимическое и геохронологическое изучение пород Талахтахской диатремы. Химический состав пород определен РФА методом; микроэлементный – ИСП-МС; минеральный – СЭМ, рентген-дифрактометрическим, ИК- [14] и КР-спектроскопическим [15]; возраст-лазерным ⁴⁰Ar/³⁹Ar-методом (см. Приложение_Методы исследования). Для определения

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста в соответствии с методикой [16] были выбраны прозрачные полированные с двух сторон пластинки пород с порфиловыми выделениями санидина и амфиболов. Размер одиночного кратера — 100 мкм. Очистка выделенного аргона производилась с использованием Prep Sytem, измерение изотопного состава — на масс-спектрометре Argus фирмы Micromass (Англия) [16]. Контроль минералогической однородности исследованных участков проводился по отношениям изотопов аргона, индуцированных на К и Са во время облучения (Прил-Рис. 1; -Табл. 1). Все использованные при расчете возраста точки характеризуются минимальными Са/К значениями, что позволяет исключить примесь аргона из Са-содержащих минералов.

Вариант $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования с лазерным пробоотбором был выбран исходя из гетерогенности исследуемых пород, связанной: а) с вероятностью захвата поднимающимся расплавом минералов (в том числе полевых шпатов, плагиоклазов, карбонатов) из пород рамы, б) с проявлением процессов наложенных изменений, в) с вероятной изотопной неоднородностью в пределах отдельных зерен из-за сложной постмагматической тектоно-термальной истории пород. Полученные результаты подтвердили правильность сделанного выбора. Согласующиеся, наиболее древние значения возраста, получены по центральным частям достаточно больших, светлых зерен санидина (Прил-Рис. 2). При датировании измененных (затемненных) зерен санидина получены значительно меньшие значения возраста. При датировании мелкозернистой матрицы, состоящей в основном из мелких зерен санидина, также получены значительно меньшие значения возраста.

Породы содержат обломочный материал, представленный карбонатами, кварцевыми песчаниками-гравелитами, основными щелочными эффузивами, реже долеритами и кристаллическими породами фундамента. Цементирующий материал, часто миндалекаменный, хлоритизирован, с порфиловыми выделениями санидина, пироксена, амфибола, серпентинизированного оливина. Наличие санидина в образцах, кроме косвенных признаков: водяно-прозрачный, кристаллизация из расплава в виде удлиненных ($K_{\text{удл}}$ до 35) лейст, микролитов и скелетных (футлярных) форм (Прил-Рис. 3А, Б; Рис. 4), было подтверждено методами порошковой рентгеновской дифрактометрии, инфракрасной (ИК) спектроскопии и спектроскопии комбинационного рассеяния света (КР) (Прил-Рис. 5; -Рис. 6; Рис. 7). Характеристическими полосами санидина в ИК-спектрах, отличающих его от ортоклаза, микроклина являются полосы в диапазоне волновых чисел $543\text{--}544\text{ см}^{-1}$ и 646 см^{-1} (Прил-Рис. 5) [15]. В КР спектрах для санидина в спектральной обла-

сти волновых чисел $450\text{--}520\text{ см}^{-1}$ наблюдается полоса около 512 см^{-1} [14]. Для разупорядоченного санидина отличительной чертой является наличие дублета в этой области, тогда как для ортоклаза и микроклина в КР спектрах наблюдается триплет. В шлифах санидиновых трахитов (лампроитов) методом коноскопии установлено, что зерна полевого шпата определенно являются одноосными отрицательными, что доказывает их принадлежность к санидинам, в отличие от ортоклаза, который всегда “резко двусный” [17]. Кроме того, состав санидина был определен методом СЭМ (SEM BSE) (Прил-Табл. 2; -Рис. 8), причем по морфологии и количеству железа выделяются 4 типа санидинов: 1) — от 1 до 3 мас. % FeO_{tot} ; 2) — от 0.1 до 1 мас. % FeO_{tot} ; 3) — ксеноморфный (без FeO_{tot}); 4) — мелкозернистый, микролитовый, часто в агрегатах (от 3.9 до 4.5 мас. % FeO_{tot}). Устанавливается обратная значимая ($R_{0.05} = -0.63$; $n = 15$; $P_{0.05} = 0.48$) корреляционная зависимость между FeO_{tot} и Al_2O_3 для санидинов 1–3 типов, что может объясняться связью железа со структурой санидина. В то же время 4-я группа санидинов обособлена в отдельную, что может свидетельствовать о наличии примеси минералов железа (например, гидроксидов Fe).

Кварц в породах встречается в виде оплавленных ксенокристаллов (ксенозерен), вплоть до возникновения каплевидных образований, окруженных мелкозернистым кварцевым агрегатом, который часто образует кварцевые прожилки. Кроме того, при взаимодействии трахитового (лампроитового) расплава с ксенолитами доломитов, образуется кварцевая оторочка, которая целиком покрывает доломитовые реликты (Прил-Рис. 4; -Рис. 8). Биотит встречается редко в виде мелких (до 1–2 мм) вытянутых зерен, с широкими вариациями состава: от 0.2–0.5 до 1–1.2 мас. % TiO_2 ; от 6.7 до 17.3 мас. % MgO ; от 5 до 10.8 мас. % K_2O . Хлорит (пеннин) широко распространен и замещает пироксены и амфиболы (Прил-Табл. 2). Кроме того, в виде мелких (до 5 мкм, редко крупнее) зерен встречаются рутил, соединения бария и кремния.

По петрохимическим и геохимическим данным, полученным нами и другими авторами [4–6] выделяется, как минимум, три типа пород: темно-зеленого цвета туфы, соответствующие составу базанитов и базальтов; зеленые, пятнистые породы, соответствующие составу тефритов, реже фонотефритов и трахиандезитобазальтов; красного цвета, сургучного цвета породы с санидином, соответствующие трахиандезитам, трахидацитам и трахитам (рис. 2; Прил-Рис. 3; -Рис. 4, -Рис. 9). По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (от 24 до 569) породы ТД представляют ультракалиевую (шошонитовую) серию.

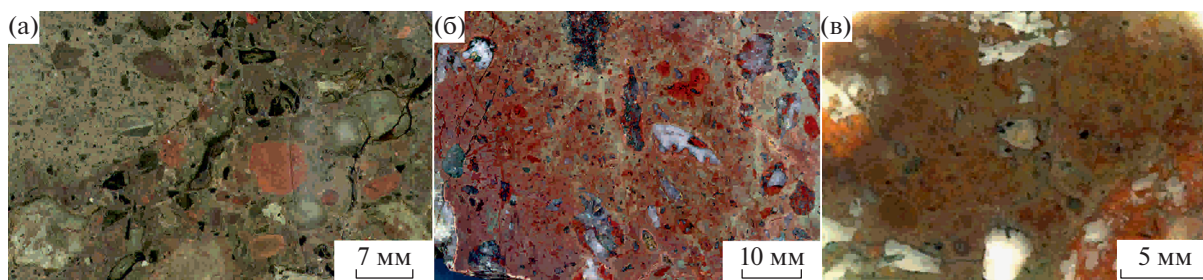


Рис. 2. Общий вид пород Талахтахой диатремы. а – туф трахибазальтов (тефрит) (ТД-1); б – (ТД-32–2), в – (ТД-10–2) – санидиновые трахиты (лампроиты).

На диаграммах зависимости содержаний SiO_2 и MgO с породообразующими компонентами, несмотря на существование кажущейся значимой корреляции между большинством компонентов, отчетливо выделяются три группы точек, соответствующие различным типам пород с различными соотношениями химических компонентов (рис. 3). Внутри каждой группы устанавливаются линии тренда и корреляционные зависимости между компонентами, отличающиеся от общих линий тренда для всей выборки. Фактически линии тренда для всей выборки отражают зависимость между тремя группами пород. Нанесение на диаграммы точек составов главных минералов – санидина и биотита, свидетельствуют скорее о смешении двух расплавов, соответствующих составу трахитов и щелочных базальтов, а также о влиянии (ассимиляции) вмещающих пород, главным образом карбонатных, расплавом, нежели о кристаллизационной дифференциации.

Фактически об этом же свидетельствуют мультиэлементные (спайдер) диаграммы, для которых характерны контрастные положительные аномалии Ba, K, Pb, Zr и отрицательные Th, U, Ta, Nb, Sr (рис. 4а). Породы трахитового состава имеют небольшую отрицательную Ti-аномалию, а тефритового и базальтового составов – слабую положительную Ti-аномалию. Спектры распределения РЗЭ (рис. 4б) для пород трахитового (Т) и базальтового – тефритового (БТЕ) составов несмотря на схожий характер графиков имеют различия, которые наглядно проявляются в отношениях легких, тяжелых и средних РЗЭ и Eu-аномалии. Максимальное фракционирование характерно для легких РЗЭ La/Nd (среднее значение для Т – 2.04; для БТЕ – 1.52) и, соответственно, для легких/тяжелых РЗЭ – La/Yb (для Т – 7.62; для БТЕ – 5.15). Близкие значения Sm/No для Т – 1.98 и для БТЕ – 1.99. В то же время для тяжелых РЗЭ фракционирования практически не наблюдается как для Т, так и для БТЕ, с Er/Lu, равным 1.05. Слабые Eu-аномалии $[\text{Eu}_n/(\text{Sm}_n + \text{Gd}_n)]/2$ имеют отрицательные значения для Т – от 0.69 до 0.92, а для БТЕ – от 0.81 до 0.88.

Породы Талахтахой диатремы на диаграмме V-Ti/1000 попадают в поле океанических и континентальных платобазальтов, а наиболее щелочные контактируют с полем базальтов океанических островов и щелочных базальтов. Геохимические характеристики пород соответствуют, судя по классификационным диаграммам, внутриплитным образованиям. Точки составов пород располагаются между средними составами E-MORB и OIB на Nb/Yb-Th/Yb-диаграмме.

Характерными особенностями пород Талахтахой диатремы являются высокие содержания калия и очень низкие – натрия и кальция в отличие от даек и силлов основного состава распространенных на Анабарском щите и, вероятно, в его обрамлении [11]. Сопоставление петрохимического состава пород Талахтахой диатремы и лампроитов различных континентов, свидетельствует, в целом, о близости, прежде всего, санидиновых трахитов, к “ороженным” лампроитам [12, 19]. Дискриминационные диаграммы породообразующих компонентов, распределение редких элементов, РЗЭ и характер мультиэлементных графиков также демонстрируют близость санидиновых трахитов Талахтахой диатремы с лампроитами, но с выраженной пересыщенностью глиноземом, что не противоречит ранее сделанным выводам [5]. Отнесение данного типа пород ТД к трахитам затруднительно, что обсуждалось и ранее [4], из-за очень низких содержаний натрия (от 0.08 до 0.16 мас. % Na_2O ; max = 0.22 мас. % Na_2O) и, соответственно, очень высоких $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, от 34.5 до 128.7 ($x_{\text{cp}} = 75.3$) для санидиновых трахитов; от 24.3 до 84.4 ($x_{\text{cp}} = 41.4$) для базальтов и близких по составу пород; от 40.9 до 85.6 ($x_{\text{cp}} = 67.4$) для тефритов. Известно, что для трахитов $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ меняется от 0.74 до 8.13, при содержаниях Na_2O 1.4 до 7.4 мас. % [20]. Такие же значительные различия между породами ТД и трахитами [20] из многих регионов фиксируются в содержаниях CaO и MgO соответственно: от 0.32 до 1.94 ($x_{\text{cp}} = 0.86$) мас. % CaO, (в трех пробах с ксеногенными доломитами содержание CaO более 2 мас. %); от 2.75 до 13.17 мас. % MgO ($x_{\text{cp}} =$

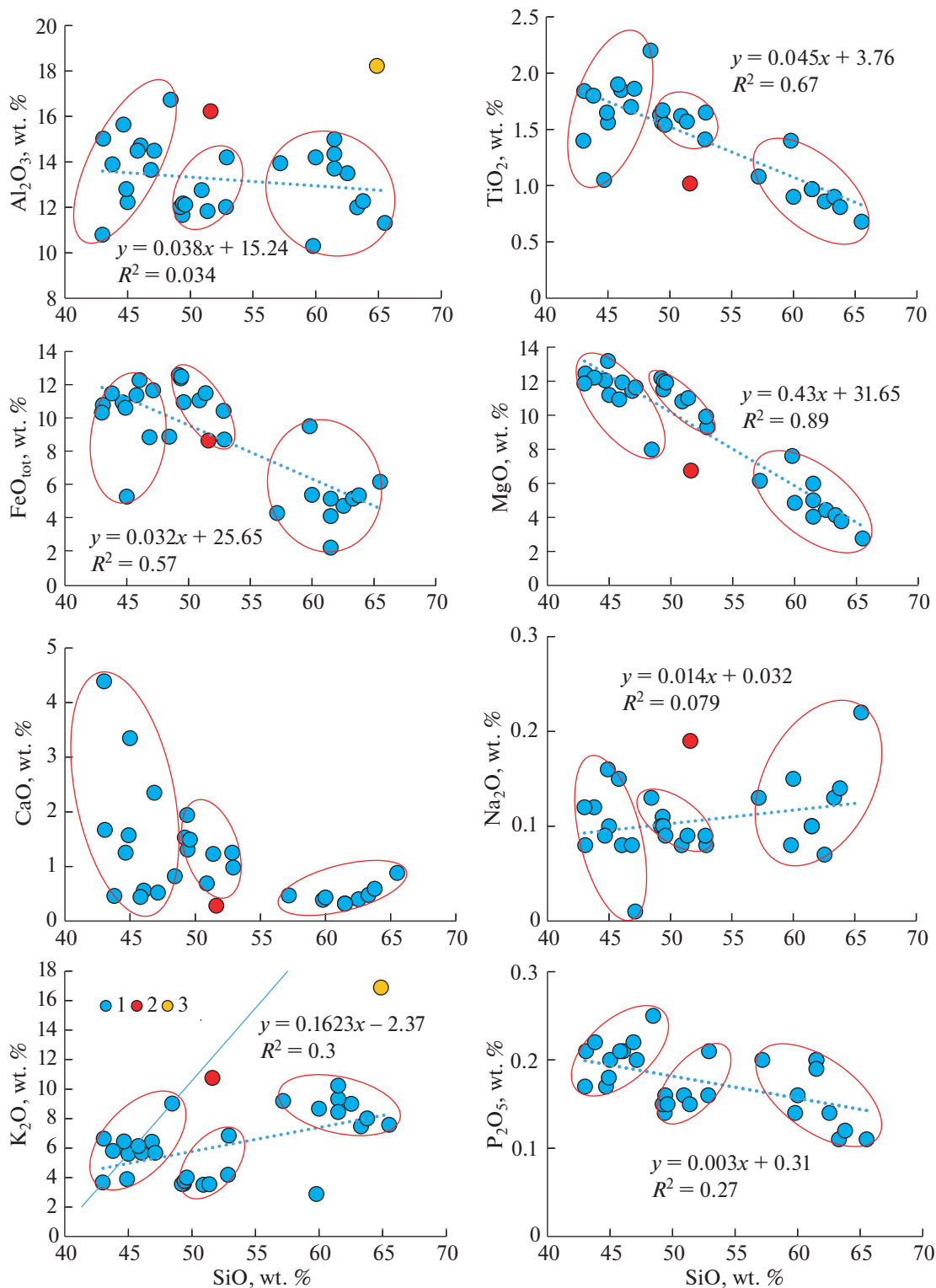


Рис. 3. Диаграммы зависимости SiO₂ и породообразующих компонентов (1) (диаграммы Харкера), с точками составов биотита (2) и санидина (3). При построении использованы наши данные и результаты анализов из [4–6].

= 9.09) (содержания более 10 мас. % связаны с ксенолитами доломитов). В целом, судя по имеющимся обобщениям [12], термин “лампроит” яв-

ляется более неопределенным, по сравнению с термином “трахит”, поскольку охватывает породы с очень широкими вариациями состава

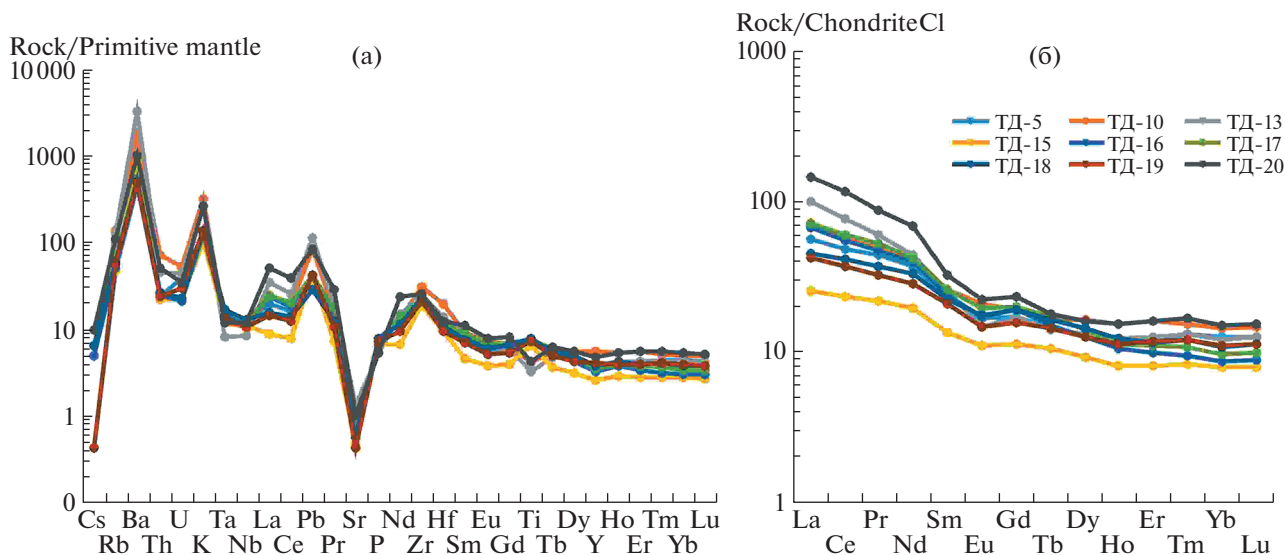


Рис. 4. Мультиэлементный (а) и РЗЭ (б) спектры распределения, для пород Талахтахской диатремы. а – нормировано по примитивной мантии [18]; б – нормировано по хондриту C1 [18]. Группа трахитов (Т) представлена пробами ТД-10, ТД-13, ТД-20; группа базальтов-тефритов – ТД-5, ТД-15 – ТД-19.

(Прил-Рис. 10; –Рис. 11). Основываясь на близости химических и микроэлементных составов, в частности санидиновых трахитов ТД и “орогенных лампроитов”, выделенных [19], мы, вслед за [5], относим эти породы к санидиновым лампроитам.

Попытки определения возраста пород Талахтахской диатремы предпринимались неоднократно с применением U/Pb-метода (по цирконам) и K/Ar- метода (по валу), но в настоящее время составителями государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) возраст талахтахского комплекса, по косвенным признакам, принят как раннеюрский [1]. На рис. 5 результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar лазерного датирования образца санидинового трахита (лампроита) приведены в зависимости измеренного возраста от интенсивности выделенного ³⁹Ar. Анализу подверглись, прежде всего, зерна и скопления санидина. На диаграмме выделяются два максимума, для которых при меняющихся в широком диапазоне значений интенсивности получены согласующиеся в пределах ошибки значения возраста. Рассчитанное среднее взвешенное значение возраста составило 1476 ± 17 (N = 14) и 1321 ± 17 (N = 9) млн лет. На изохронной диаграмме экспериментальные точки располагаются вдоль и между двух линейных трендов. Если по 10 точкам образуются линейная регрессия, характеризующаяся значением возраста 1497 ± 40 млн лет, начальным отношением 189 ± 100, то большая часть остальных точек располагается вдоль оси абсцисс. Такое расположение может быть связано с различной степенью омоложения K/Ar изотопной системы в пределах датированных участков. Также

вдоль оси абсцисс располагается и большая часть точек из второго максимума. Логично предположить, что фиксируемое линейной изохронной регрессией значение возраста 1497 ± 40 млн лет, или среднее взвешенное 1476 ± 17, как более точное, соответствует возрасту формирования образца.

На основании U-Pb датировок бадделеита из долеритовых даек и силлов Анабарского щита R. Ernst и соавт. (2016) [11] выделили новую Куонамскую крупную изверженную провинцию (КИП) (Kuonamka Large Igneous Province – LIP). По данным этих авторов возраст (~1501 ± 3 млн лет) и состав пород Куонамской КИП хорошо сопоставляются с магматическими образованиями возраста 1500 млн лет, проявленными в пределах кратонов Сан-Франциско и Конго.

Главным результатом проведенных исследований является надежное определение ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраста санидиновых трахитов (лампроитов) Талахтахской диатремы, который в полной мере соответствует времени возникновения Куонамской КИП и свидетельствует о формировании высококалийевых эффузивов – лампроитов талахтахского комплекса в этот период, возможно, в его заключительную стадию. Кроме того, Талахтахскую диатрему можно рассматривать как своеобразный флюидопроводник для Куонамской КИП (устное предположение Р. Эрнста).

Проводя возрастную корреляцию между породами (санидиновыми трахитами (лампроитами)) ТД, базальтоидами Куонамской КИП и вмещающими их докембрийскими отложениями, можно сделать вывод о том, что ранне-рифейское время формирования пород билляхской серии, установ-

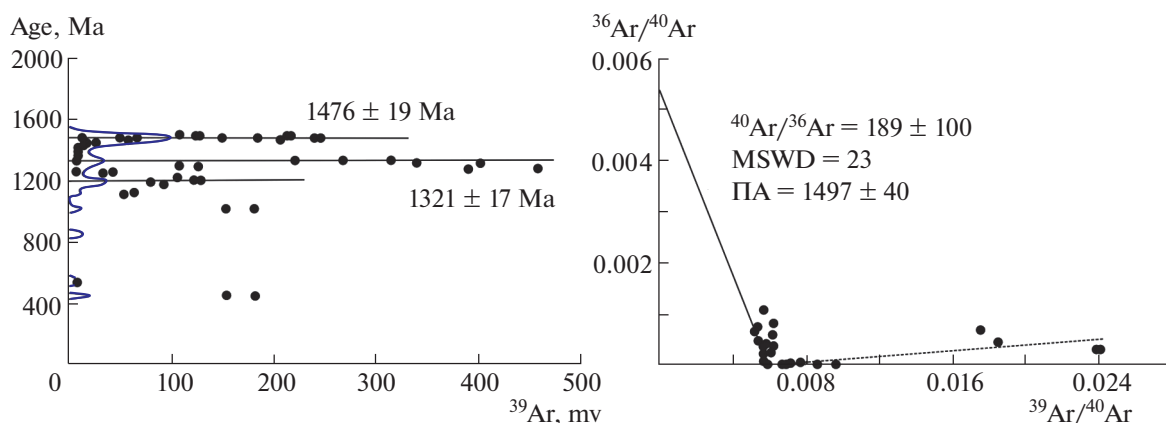


Рис. 5. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ лазерного датирования образца санидинового трахита (лампроита) Талахтахой диатремы.

ленное в результате недавних исследований [2, 3], не противоречит полученным нами результатам.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РФФИ грант № 18-05-70109 и Российского министерства науки и образования. Аналитические работы проведены в ЦКП МИИ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
2. Зайцева Т.С., Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б. и др. Изотопная геохронология и биостратиграфия рифейских отложений Анабарского массива, Северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 3–29. <https://doi.org/10.7868/S0869592X16050069>
3. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. Раннерифейская билякская серия Анабарского поднятия, Северная Сибирь: изотопная С-О геохимия и Pb–Pb возраст доломитов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19–35. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27519-35>
4. Ваганов В.И., Константиновский А.А. Ультракалиевые трахиты на восточном склоне Анабарского массива // Докл. АН СССР, 1978. Т. 241. № 3. С. 691–698.
5. Вишнеvский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтахой диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геология и геофизика, 1986. № 8. С. 17–27.
6. Милашев В.А., Соколова В.П., Шихорина К.М. Калиевые взрывные брекчи р. Большой Куонамки – импактиты или криповулканиды? (Северо-Восток Сибирской платформы) // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1987. № 10. С. 30–37.
7. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Импактиты из бассейна реки Б. Куонамки (Анабарский массив) // Метеоритика. 1984. Вып. 43. С. 173–177.
8. Милашев В.А. Трубки взрыва. Л.: Недра. 1984. 268 с.
9. Браxfогель Ф.Ф., Шпунт Б.Р. Пространственно-временные соотношения кимберлитового, калиевощелочного и базитового магматизма на Сибирской платформе // В кн.: Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск. 1989. С. 109–131.
10. Округин А.В., Королева О.В. Вещественный состав и генезис калиевых высоко-магнезиальных базитов Анабарского массива // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 70–74.
11. Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В. и др. Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири 1501 млн лет): U–Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 833–855. <https://doi.org/10.15372/GiG20160502>
12. Lustrino M., Agostini S., Chalal Y. et al. Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The Late Miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites // J. Volcanology. Geothermal Research. 2016. V. 327. P. 539–553. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.021>
13. Svensen H., Planke S., Polozov A. G., Schmidbauer N. et al. Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // Earth Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 490–500. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.015>
14. Freeman J.J., Wang A., Kuebler K.E. et al. Characterization of natural feldspars by Raman spectroscopy for future planetary exploration // The Canadian Mineralogist. 2008. V. 46 (6). P. 1477–1500. <https://doi.org/10.3749/canmin.46.6.1477>
15. Anbalagan G., Sankari G., Ponnusamy S. et al. Investigation of silicate mineral sanidine by vibrational and NMR spectroscopic methods // Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy.

2009. V. 74 (2). P. 404–409.
<https://doi.org/10.1016/j.saa.2009.06.034>
16. Yudin D., Murzintsev N., Travin A. et al. Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation / Minerals. 2021. V. 11, Is. 2. 192.
<https://doi.org/10.3390/min11020192>
17. Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. М.-Л.: ГИГЛ МГ СССР. 1947. 243 с.
18. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
19. Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of Lamproites. 1991. New York: Postscript Plenum Press. 447 p.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4615-3788-5>
20. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатилов О.А. и др. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. 1983. М.: Наука. 767 с.

THE TIME OF ROCKS FORMATION FROM THE TALAKHTAKH DIATREME (ARCTIC SIBERIA), ACCORDING TO LASER $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DATING

S. M. Zhmodik^{a,#}, P. O. Ivanov^b, A. V. Travin^a, D. S. Yudin^a, D. K. Belyanin^a, E. V. Airiyants^a,
 O. N. Kiseleva^a, T. N. Moroz^a, and E. V. Lazareva^a

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russian Federation

^b OOO "Arctic Capital", 677018, Republic of Sakha (Yakutia), Yakutsk, Russian Federation

[#]E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Presented by Academician of the RAS N.P. Pohilenko September 29, 2021

As a result of a comprehensive study and laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of sanidines from the rocks of the Talakhtakh diatreme (TD) (Arctic Siberia), it was found that the formation time of sanidine trachytes (lamproites) corresponds to an isochronous age value of 1497 ± 40 million years, or the weighted average (as more accurate) of 1476 ± 17 million years. The obtained age of the TD rocks is fully compared with the time of formation of the main rocks of the Kuonamka large igneous province (LIP). Thus, the Talakhtakh diatreme should be considered as an integral part of the Kuonamka LIP, together with widely distributed sills, dikes and basalt covers on the Anabar shield and within the Riphean sedimentary cover.

Keywords: Talakhtakh diatreme, Anabar shield, trachytes, lamproites, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating, Arctic Siberia

УДК 550.93+551.24+550.4+552.2

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ЗОЛОТОНОСНОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

© 2022 г. В. Ю. Фридовский^{1,*}, А. Е. Верникова^{1,2,3}, К. Ю. Яковлева¹, академик РАН В. А. Верниковский^{2,3}, В. Н. Родионов⁴

Поступило 24.06.2021 г.

После доработки 20.10.2021 г.

Принято к публикации 21.10.2021 г.

Представлены данные петрографо-геохимических и U–Th–Pb-геохронологических исследований гранитоидов Букесченского и Самырского массивов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса, которые прорывают терригенные породы Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов и Верхоянского складчато-надвигового пояса. Согласно полученным U–Pb-геохронологическим данным по цирконам (SIMS SHRIMP-II) их формирование происходило в раннем мелу, в интервале 144.5–143 млн лет. Они характеризуются сходством геохимических характеристик с ассоциирующими с ними позднеюрскими (151–145 млн лет) дайками разнообразного состава нера-бохапчинского комплекса и могли формироваться из смешанного источника с участием мантийной (OIB- и E-MORB-типа), субдукционной или коровой компонент. Внедрение раннемеловых гранитоидов малых интрузий вероятно способствовало финальным процессам миграции и локализации золота Яно-Колымского пояса, для которых благоприятными стали системы тектонических разломов разных порядков – продольных (северо-западных), Адыча-Тарынского и других, и поперечных к ним (северо-восточных).

Ключевые слова: U–Pb-геохронология, гранитоиды, Яно-Колымский золотоносный пояс, северо-восток Азии

DOI: 10.31857/S2686739722020062

Актуальность исследования связана с установлением природы гранитоидов комплекса малых интрузий, локализованных в западной (краевой) части Яно-Колымского золотоносного пояса, на границе Верхоянского складчато-надвигового пояса, Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов вдоль Адыча-Тарынского надвига (рис. 1). В этой структурной зоне центральной части Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО) сосредоточено большинство золоторудных месторождений и проявлений исследуемого

региона Яно-Колымского золотоносного пояса [1]. Эти гранитоиды имеют площадь от 0.8 до нескольких десятков км² и пространственно ассоциируют с дайками основных, средних и кислых пород нера-бохапчинского комплекса [2, 3]. Основываясь на тектонических особенностях локализации, эти интрузии были объединены в “поперечные магматические ряды гранитоидов и даек” [3]. Формирование даек разнообразного состава нера-бохапчинского комплекса происходило в позднеюрское время в обстановке активной континентальной окраины [4, 5], синхронно с образованием гранитоидов Колымского комплекса [6, 7], тогда как природа и возраст гранитоидов малых интрузий остается предметом острых дискуссий до настоящего времени. Эти магматические породы локализованы в полосе шириной до 65 км, вытянутой с севера-запада на юго-восток вдоль окраины кратона на 250 км [3]. В статье представлены комплексные петрографо-геохимические и U–Th–Pb-геохронологические исследования гранитоидов Букесченского и Самырского массивов, которые прорывают слабо-

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов, Сибирское отделение Российской академии наук, Якутск, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Сибирское отделение Российской академии наук, Новосибирск, Россия

³Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru

метаморфизованные терригенные отложения мезозойского возраста (T_3-J_2) (рис. 1).

Силикатный анализ гранитоидов Букесченского и Самырского массивов проведен в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Определение содержаний трэйс элементов в породах выполнено с помощью ИСР-масс-спектрометров – квадрупольного NexION 300D (США) и масс-спектрометра высокого разрешения с двойной фокусировкой Element2 (“Thermo Fisher Scientific”, Германия) в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) по методике, детальное описание которой дано в [4]. U–Pb-датирование цирконов проведено на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II, в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), по стандартной методике, опубликованной в [4].

Букесченский гранодиоритовый массив имеет удлиненно-линзовидную форму, площадь около 7.4 км² и расположен в междуречье рр. Эльганджа и Букесчен (верховье р. Адычи). Эти гранитоиды, как и ассоциирующие с ними многочисленные проявления даек (трахибазальтов, трахиандезитов, дацитов и гранодиоритов) нера-бохапчинского комплекса Бургандинского рудного узла (золоторудные объекты Вьюн и Шумный), прорывают терригенные отложения (T_3-J_2) Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов, и приурочены к системе нарушений СВ-простира-ния. Эти нарушения являются сопряженными с крупнейшей структурой центральной части ВК-СО – Адыча-Тарынский разломом, и находятся в зоне пересечения поперечных нарушений с Чаркы-Индибирским разломом (рис. 1). В составе среднезернистых гранодиоритов Букесченского массива породообразующие минералы представлены плагиоклазом (до 50 об. %), калиевым полевым шпатом (до 60 об. %), кварцем (до 35 об. %), биотитом (5–10 об. %) и роговой обманкой (единичные зерна). В породе проявлены вторичные изменения – серицитизация, эпидотизация, хлоритизация и пелитизация. Акцессорные минералы – апатит и циркон.

U–Th–Pb-геохронологические исследования проводились для 12 зерен цирконов из пробы Б-6 гранодиорита Букесченского массива, результаты

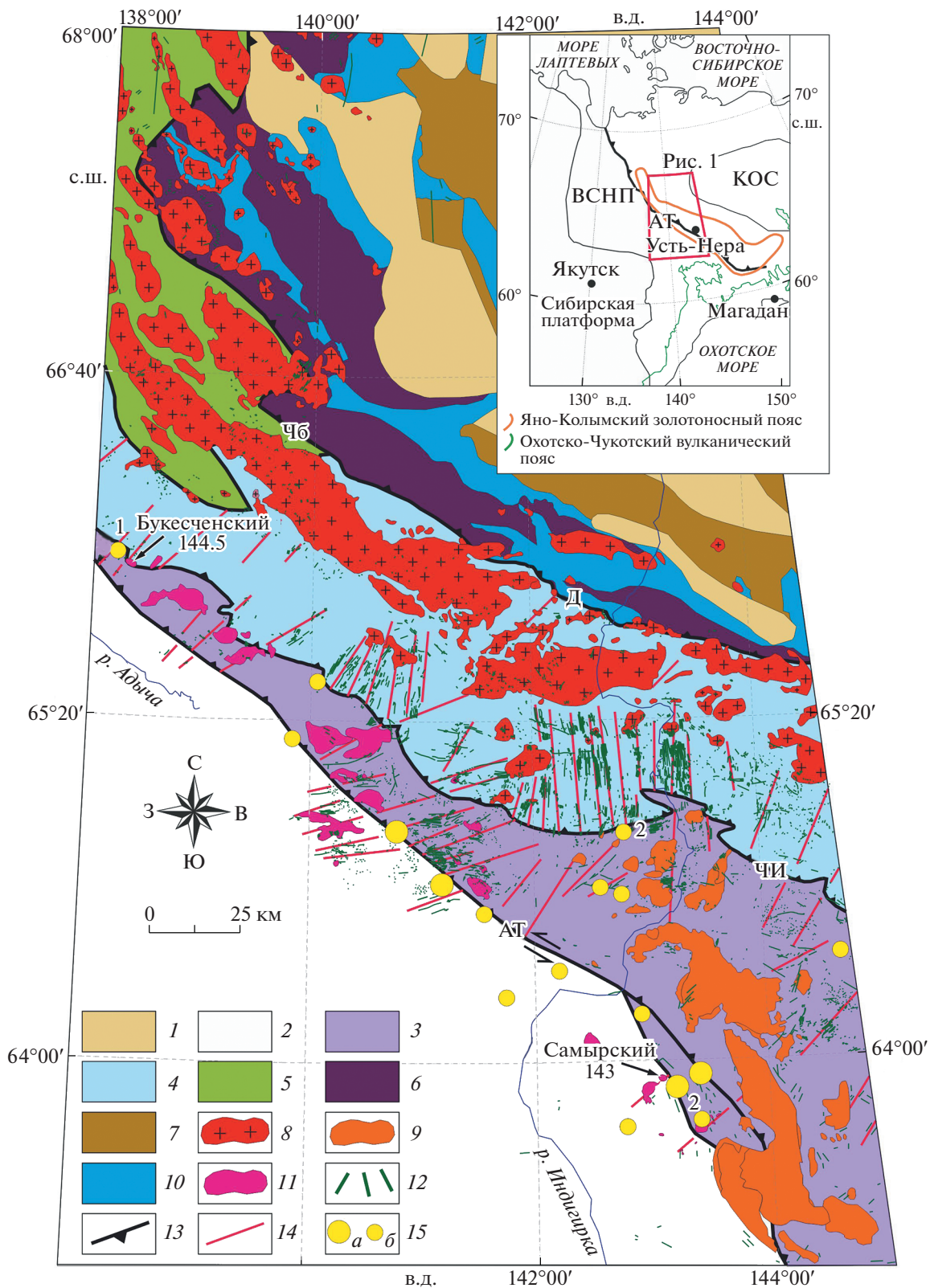
которых демонстрируются на рис. 2а и в табл. 1. Цирконы представлены идиоморфными длинно-призматическими зернами, а также небольшим количеством их обломков, имеющими зональное строение. Конкордантный возраст для 11 зерен, полученный из их перефирийных частей, составляет 144.5 млн лет (СКВО 0.34, вероятность 0.56). Для центральных частей зерен получены более древние оценки возрастов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$: 2804 млн лет, 1448 млн лет, 462 млн лет и 411 млн лет.

Самырский гранитоидный массив площадью около 7.6 км² имеет округлую форму и расположен на правом берегу р. Малый Тарын (бассейн р. Индигирка). Массив приурочен к системе поперечных нарушений СВ-простира-ния, сопряженных с Адыча-Тарынский разломом. В составе крупнозернистых гранитоидов Самырского массива преобладают: плагиоклаз (35 об. %), калиевый полевой шпат (до 30 об. %), кварц (30 об. %) и биотит (5 об. %). Вторичные изменения – серицитизация, хлоритизация, пелитизация и эпидотизация. Акцессорные минералы – апатит и циркон, рудные – магнетит.

U–Th–Pb-геохронологические исследования проводились для 9 зерен цирконов из пробы Сам-3012 гранита Самырского массива. Цирконы представлены бесцветными и прозрачными идиоморфными длиннопризматическими зернами, а также их обломками, имеющими зональное строение (рис. 2б). Основываясь на 12 результатах U–Th–Pb-датирования из периферийных частей зерен цирконов, установлен конкордантный возраст 143 млн лет (СКВО 0.029, вероятность конкордантности 0.87). Один результат с возрастом 155 млн лет оказался на диаграмме с конкордией выше конкордантного кластера, что связано, скорее всего, с переоценкой уран-свинцового возраста за счет матричного эффекта, вызванного повышенным содержанием урана в ней [11]. Из центральных частей зерен получены две более древние возрастные дискордантные датировки возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) – 1705 млн лет и 1832 млн лет.

Гранитоиды Букесченского и Самырского массивов имеют близкие содержания SiO_2 (68.14–69.02 мас. %), невысокие значения суммы $\text{Na}_2\text{O} +$

Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Верхояно-Колымской складчатой области по [1, 3, 4, 8] с изменениями и дополнениями. 1 – четвертичные и неогеновые отложения; 2–5 – окраинные структуры Сибирского кратона: 2 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 3 – Кулар-Нерский террейн, 4 – Полоусно-Дебинский террейн, 5 – Нагондинский террейн; 6 – Омүлөвский террейн; 7 – Илин-Тасский антиклинорий; 8–12 – магматические пояса, комплексы (U–P-возраст по цирконам): 8 – Главный батолитовый, гранитоиды (154–144 млн лет [6, 7]), 9 – Тас-Кыстабытский, средние и кислые интрузивные и вулканические породы 152–148 млн лет [9]), 10 – Уяндино-Ясачненский вулканический (152–150 млн лет [10]); 11 – гранитоиды малых интрузий (144.5–143 млн лет, цифры на схеме красного цвета – эта работа); 12 – нера-бохапчинский, дайки основного, среднего и кислого состава (151–145 млн лет [4]); 13 – надвиги: АТ – Адыча-Тарынский, ЧИ – Чаркы-Индибирский, Д – Дарпирский, Чб – Чибалахский; 14 – поперечные разломы сдвиговой кинематики; 15 – золоторудные месторождения (а) и проявления (б), цифры на схеме черного цвета – участки детальных работ: 1 – Мало-Тарынский, 2 – Тинь-Юрюетэ, 3 – Вьюн-Шумный. На врезке показаны: КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс.



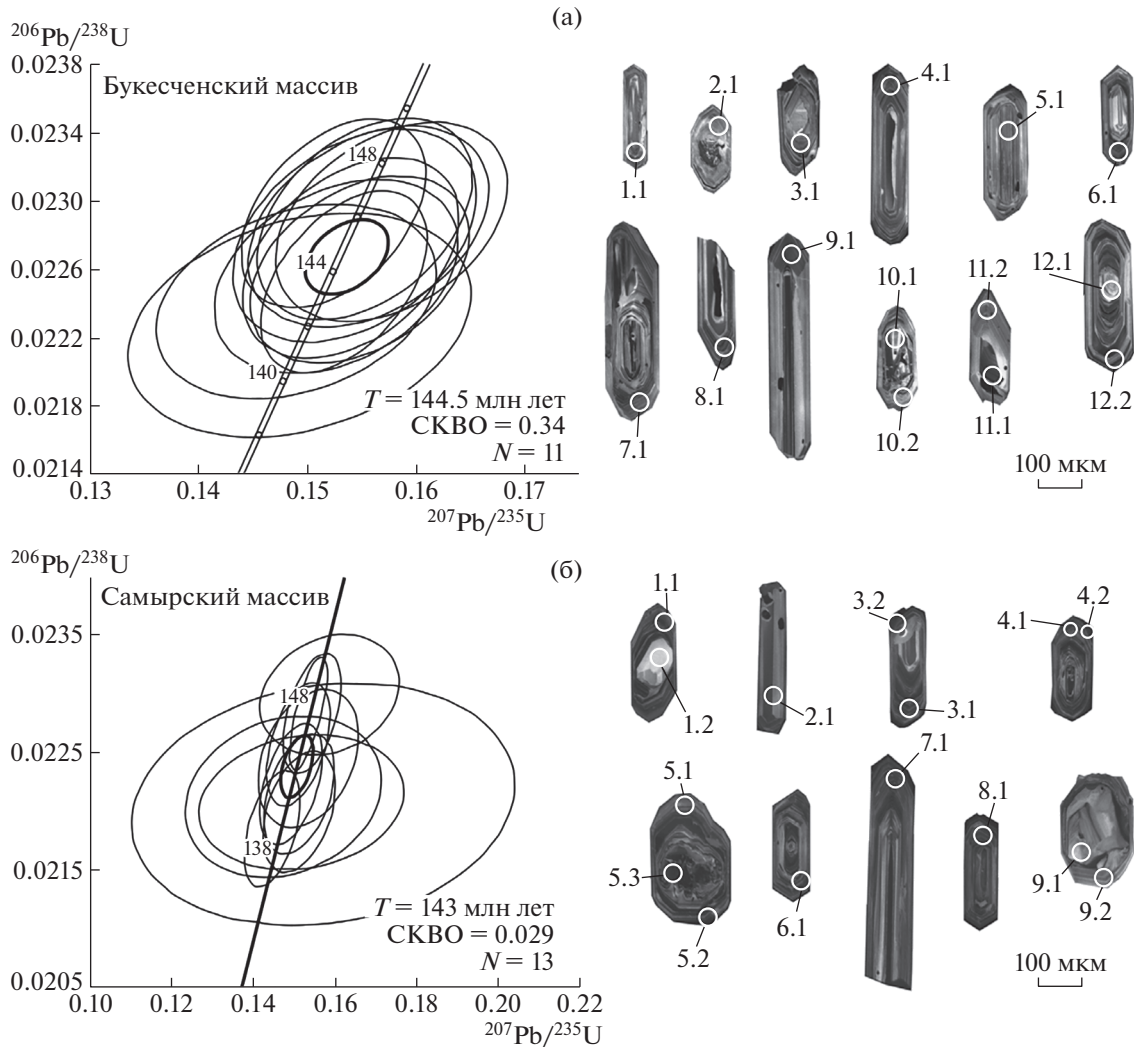


Рис. 2. Диаграммы с конкордией и катодолуминесцентные (CL) изображения цирконов из (а) гранодиорита Букесченского массива (проба Б-6) и (б) гранита Самырского массива (проба Сам-3012).

+ K₂O (6.32–6.39 мас. %), повышенные значения отношений Na₂O/K₂O (1.34–1.67). Они относятся к суб- и слабопералюминиевым разностям с невысокими значениями A/CNK (1.05–1.17) и, согласно классификации [12], соответствуют породам известковой и известково-щелочной магматических серий. Концентрации трэйс элементов для гранитоидов исследуемых малых массивов демонстрируют сходство распределений на редкоземельных и спайдер-диаграммах с дайками различного состава нера-бохапчинского комплекса из золоторудных объектов Яно-Колымского пояса – мафитовыми из Мало-Тарынского [13], мафитовыми и фельзитовыми из Тинь-Юрюетэ [14] и Вьюн-Шумный [4] (рис. 3). Они имеют умеренные величины (La/Yb)_N (5–6.8), отрицательные аномалии Ta и Nb и плоские спектры распределения тяжелых РЗЭ. Вместе с тем гранитоиды проявляют более дифференцирован-

ные характеристики, в отличие от даек, выраженные наличием небольших отрицательных аномалий Eu (Eu/Eu* = 0.84–0.85), Ti и низких отрицательных аномалий Sr, указывая на процесс фракционной кристаллизации (вероятно плагиоклаза, титаномагнетита) при их формировании. Концентрации большинства высоkozарядных элементов в гранитоидах близки к промежуточным между OIB и E-MORB, а крупноионных литофильных элементов, таких как Rb, K и Ba, и высоkozарядных, таких как Th и U выше OIB.

Формирование гранитоидов Букесченского и Самырского массивов комплекса малых интрузий центральной части ВККО происходило в раннем мелу, в интервале 144.5–143 млн лет. Исследуемые гранитоиды малых интрузий, характеризующиеся сходством геохимических характеристик с ассоциирующими с ними позднеюрскими дайками разнообразного состава нера-бохапчин-

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb–изотопных исследований цирконов (SIMS SHRIMP-1) из гранодиорита Букесченского массива (обр. Б-6) и гранита Самырского массива (обр. Сам-3012)

№ анализ. точки	Содержание, г/г		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$\% ^{206}\text{Pb}_c$	Изотопные отношения			Корреляция ошибок	Возраст, млн лет				D (%)
	$^{206}\text{Pb}^*$	U			Th	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ($\pm\%$)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ($\pm\%$)		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ($\pm\%$)	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
Гранодиорит Букесченского массива, проба Б-6 (GPS координаты точки отбора: $65^\circ 55' 32.3''$ с.ш. и $138^\circ 19' 36.7''$ в.д.)													
1.1	13.9	715	206	0.30	0.22	0.0491 \pm 2.8	0.1527 \pm 3	0.02256 \pm 1	0.3	143.8 \pm 1.5	144.3 \pm 4.0	143.8 \pm 1.5	0
2.1	8.81	448	93	0.21	0.00	0.0492 \pm 2.4	0.1553 \pm 2.6	0.02289 \pm 1	0.4	145.9 \pm 1.5	146.6 \pm 3.5	145.9 \pm 1.5	0
3.1	18.9	439	117	0.27	0.14	0.0911 \pm 1.8	0.63 \pm 2	0.05015 \pm 0.96	0.5	315.4 \pm 3	495.9 \pm 7.8	1448 \pm 33	57
4.1	12.8	661	202	0.32	0.16	0.0497 \pm 2.5	0.1549 \pm 2.7	0.0226 \pm 0.99	0.4	144.1 \pm 1.4	146.2 \pm 3.6	143.9 \pm 1.4	1
5.1	9.21	468	107	0.24	0.11	0.05 \pm 2.5	0.1578 \pm 2.8	0.02288 \pm 1	0.4	145.8 \pm 1.5	148.7 \pm 3.8	145.6 \pm 1.5	2
6.1	14.8	764	248	0.34	0.00	0.04937 \pm 1.8	0.1534 \pm 2	0.02253 \pm 0.96	0.5	143.6 \pm 1.4	144.9 \pm 2.8	143.5 \pm 1.4	1
7.1	8.88	453	111	0.25	0.14	0.0491 \pm 2.7	0.1544 \pm 2.9	0.0228 \pm 1.1	0.4	145.3 \pm 1.6	145.8 \pm 4.0	145.3 \pm 1.6	0
8.1	8.57	440	121	0.28	0.00	0.0493 \pm 2.4	0.1541 \pm 2.6	0.02267 \pm 1.1	0.4	144.5 \pm 1.5	145.5 \pm 3.6	144.4 \pm 1.5	1
9.1	9.59	497	149	0.31	0.30	0.0482 \pm 3.4	0.149 \pm 3.5	0.02241 \pm 1	0.3	142.9 \pm 1.5	141.0 \pm 4.7	143 \pm 1.5	-1
10.1	23.6	422	311	0.76	0.11	0.05625 \pm 1.5	0.5048 \pm 1.8	0.06508 \pm 0.99	0.5	406.5 \pm 3.9	414.9 \pm 6.2	462 \pm 34	2
10.2	11.7	594	150	0.26	0.15	0.0494 \pm 2.7	0.1556 \pm 2.9	0.02285 \pm 1	0.4	145.6 \pm 1.5	146.9 \pm 4.0	145.6 \pm 1.5	1
11.1	65.3	1067	334	0.32	0.02	0.05496 \pm 1	0.5398 \pm 1.4	0.07122 \pm 0.89	0.7	443.5 \pm 3.8	438.3 \pm 4.9	411 \pm 23	-1
11.2	6.18	322	94	0.30	0.27	0.0486 \pm 4.1	0.1493 \pm 4.3	0.02228 \pm 1.2	0.3	142 \pm 1.7	141.3 \pm 5.7	142.1 \pm 1.7	0
12.1	48	104	27	0.27	0.05	0.1973 \pm 0.93	14.55 \pm 1.4	0.5348 \pm 1	0.7	2762 \pm 23	2786 \pm 13	2804 \pm 15	2
12.2	16.3	826	336	0.42	0.10	0.04823 \pm 2.1	0.1524 \pm 2.3	0.02293 \pm 0.98	0.4	146.1 \pm 1.4	144.1 \pm 3.1	146.3 \pm 1.4	-1

Таблица 1. Продолжение

№ аналит. точки	Содержание, г/т		$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$\% ^{206}\text{Pb}_c$	Изотопные отношения			Корреляционный коэффициент	Возраст, млн лет				D (%)
	$^{206}\text{Pb}^*$	U			Th	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (±%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (±%)		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (±%)	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(1) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
Гранит Самырского массива, проба Сам-3012 (GPS координаты точки отбора: $63^\circ 54' 02.2''$ с.ш.; $143^\circ 04' 39.5''$ в.д.)													
1.1	18.3	972	356	0.38	0.04801 ± 1.7	0.1447 ± 1.9	0.02186 ± 0.93	0.5	139.4 ± 1.3	137.2 ± 2.5	139.5 ± 1.3		-2
1.2	1.31	68	24	0.37	0.0517 ± 12	0.157 ± 12	0.02207 ± 1.9	0.2	140.7 ± 2.7	148.3 ± 17	140.2 ± 2.6		5
2.1	4.41	230	81	0.36	0.0483 ± 6.5	0.1474 ± 6.7	0.02214 ± 1.3	0.2	141.2 ± 1.8	139.6 ± 8.7	141.3 ± 1.7		-1
3.1	34	1729	582	0.35	0.04906 ± 1.6	0.1545 ± 1.9	0.02284 ± 0.91	0.5	145.6 ± 1.3	145.9 ± 2.5	145.6 ± 1.3		0
3.2	78.6	4004	613	0.16	0.04875 ± 0.84	0.1535 ± 1.2	0.02284 ± 0.85	0.7	145.6 ± 1.2	145.0 ± 1.6	145.6 ± 1.2		0
4.1	16.7	872	309	0.37	0.0487 ± 1.8	0.1493 ± 2.1	0.02224 ± 0.94	0.5	141.8 ± 1.3	141.3 ± 2.7	141.8 ± 1.3		0
4.2	67.1	3192	684	0.22	0.04991 ± 1.7	0.1679 ± 1.9	0.02441 ± 0.88	0.5	155.4 ± 1.3	157.6 ± 2.7	155.3 ± 1.3		1
5.1	11.2	578	178	0.32	0.0498 ± 6.7	0.152 ± 6.7	0.02209 ± 1.1	0.2	140.8 ± 1.5	143.5 ± 9.0	140.7 ± 1.4		2
5.2	54.5	2725	656	0.25	0.0501 ± 4.3	0.1588 ± 4.4	0.023 ± 0.91	0.2	146.6 ± 1.3	149.6 ± 6.1	146.4 ± 1.3		2
5.3	259	981	1091	1.15	0.11199 ± 0.29	4.75 ± 0.9	0.3076 ± 0.85	0.9	1729 ± 13	1776 ± 8		1832 ± 5.3	6
6.1	20	1028	394	0.40	0.04853 ± 1.8	0.1511 ± 2.1	0.02258 ± 0.95	0.5	143.9 ± 1.4	142.9 ± 2.8	144 ± 1.4		-1
7.1	15.4	811	241	0.31	0.0498 ± 2.2	0.1512 ± 2.4	0.02201 ± 0.95	0.4	140.3 ± 1.3	143.0 ± 3.2	140.2 ± 1.3		2
8.1	16.4	859	356	0.43	0.0495 ± 2.1	0.1513 ± 2.3	0.02216 ± 0.94	0.4	141.3 ± 1.3	143.1 ± 3.1	141.2 ± 1.3		1
9.1	50.8	280	79	0.29	0.10445 ± 0.74	3.04 ± 1.2	0.2111 ± 0.97	0.8	1234 ± 11	1418 ± 9		1705 ± 14	38
9.2	7.41	383	73	0.20	0.0496 ± 3.1	0.1536 ± 3.3	0.02246 ± 1.1	0.3	143.2 ± 1.5	145.1 ± 4.4	143.1 ± 1.5		1

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1σ . Pb_c и Pb^* — нерадиоактивный и радиоактивный свинец соответственно; ошибка в стандартной калибровке составляет — 0.36%; (1) — нерадиоактивный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb ; (2) — нерадиоактивный свинец скорректирован с учетом возрастного соответствия $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$, расчет выполнен только для фанерозойских возрастов; расчет возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ выполнен только для докембрийских значений, и если неопределенность $\pm 1\sigma$ не превышает 40%; D — дискордантность для возрастов > 1 млрд лет: $100 \times (^{207}/^{235}\text{Pb})_{\text{возраст}} / (^{207}/^{235}\text{Pb})_{\text{возраст}} - 1$, для возрастов < 1 млрд лет расчет по формуле: $100 \times (^{207}/^{235}\text{Pb})_{\text{возраст}} / (^{206}/^{238}\text{Pb})_{\text{возраст}} - 1$.

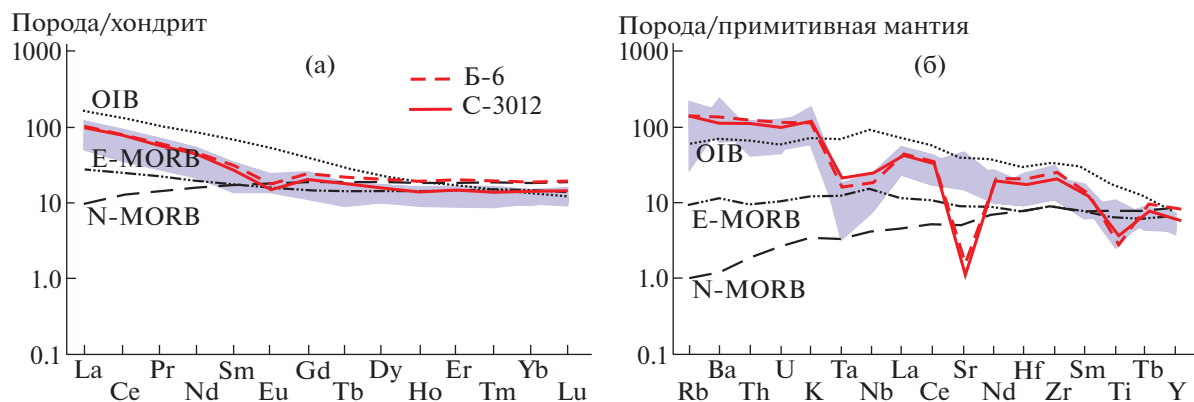


Рис. 3. Спектры распределений редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграммы (б) для гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса. Содержания элементов нормированы по [15]. Сиреневое поле – дайки основного, среднего и кислого состава нера-бохапчинского комплекса, с использованием данных из [4].

ского комплекса, могли формироваться из смешанного источника с участием мантийной (ОИВ- и E-MORB-типа), субдукционной или коровой компонент. О вкладе древнего корового компонента в магматический источник гранитоидов указывают палеопротерозойские, мезопротерозойские и ордовикские возрастные оценки из ядер цирконов этих пород. Внедрение раннемеловых гранитоидов малых интрузий, вероятно, способствовало финальным процессам миграции и локализации золота Яно-Колымского пояса. Благоприятными для этого стали системы тектонических разломов разных порядков – продольных (северо-западных), Адыча-Тарынского и Чаркы-Индибирского, и поперечных к ним северо-восточных разрывных структур.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН и РФФИ (проекты 18-05-70035 и 20-05-00360).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
2. Индолев Л.Н. Дайки рудных районов Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 189 с.
3. Протопопов Р.И., Трущелев А.М., Кузнецов Ю.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Серия Верхоянско-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Якутскгеология». СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.
4. Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Rodionov N.V. Geodynamic Emplacement Setting of Late Jurassic Dikes of the Yana-Kolyma Gold Belt, NE Folded Framing of the Siberian Craton: Geochemical, Petrologic, and U-Pb Zircon Data // *Minerals*. 2020. V. 10. № 11. P. 1000.
5. Фридовский В.Ю., Яковлева К.Ю., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Родионов Н.В., Лохов К.И. Позднеюрский (151–147 млн лет) дайковый магматизм северо-восточной окраины Сибирского кратона // *ДАН*. 2020. Т. 491. № 1. С. 12–16.
6. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U–Pb–SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Востока Азии) // *ДАН*. 2009. Т. 42. № 2. С. 216–221.
7. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the Dance of Late Mesozoic Magmatism and Deformation along the Northern Circum-Pacific Margin: North-eastern Russia to the Cordillera // *Earth Sci. Reviews*. 2020. V. 208. 103272.
8. Toro J., Miller E.L., Prokopiev A.V., et al. Mesozoic Orogens of the Arctic from Novaya Zemlya to Alaska // *Journal of the Geological Society*. 2016. V. 173. № 6. P. 989–1006.
9. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Торо Х., Миллер Э.Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U–Pb (SHRIMP) и Sm–Nd данные // *Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН*. 2008. С. 305–308.
10. Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В. U–Th–Pb (SIMS)-возраст и условия формирования вулканитов индибирского разреза Уяндино-Ясаченского вулканического пояса (Северо-Восток Азии) // *ДАН*. 2021. Т. 496. № 1. С. 11–16.
11. Williams I.S., Hergt J.M. U–Pb Dating of Tasmanian Dole Rites: A Cautionary Tale of SHRIMP Analysis of High-U Zircon. In: Woodhead J.D., Hergt J.M., Noble W.P., editors. *Beyond 2000, New Frontiers in*

- Isotope Geoscience (Incorporating ACOG 4): Abstracts and Proceedings; 30 January–4 February 2000; Lorne, Australia. University of Melbourne: Melbourne, Australia, 2000. P. 185–188.
12. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. № 11. P. 2033.
 13. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (северо-восток России) // *Отечественная геология*. 2018. № 5. С. 50–61.
 14. Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Rb-Sr систематика магматических пород западной части Ольчан-Нерской металлогенической зоны (Восточная Якутия) // *Отечественная геология*. 2016. № 6. С. 43–51.
 15. McDonough W.F., S.-S. Sun. The Composition of Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.

GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF SMALL INTRUSION GRANITOIDS IN THE WESTERN YANA–KOLYMA GOLD-BEING BELT (NORTH-EAST ASIA)

V. Yu. Fridovsky^{a,#}, A. E. Vernikovskaya^{a,b,c}, K. Yu. Yakovleva^a,
Academician of the RAS V. A. Vernikovskiy^{b,c}, and N. V. Rodionov^d

^a*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

^b*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

^d*Karpinsky All-Russia Research Institute of Geology, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: fridovsky@diamond.ysn.ru*

The article presents the data of petrographic-geochemical and U-Th-Pb geochronological studies of granitoids of the Bukeschensky and Samyrsky plutons of the complex of small intrusions of the Yana–Kolyma gold-bearing belt, which intrude terrigenous rocks of the Kular-Nera and the Polousno-Debinsky terranes and the Verkhoyansk fold and thrust belt. According to the obtained U-Pb geochronological data on zircons (SIMS SHRIMP-II method), their formation took place in the Early Cretaceous, in the interval of 144.5–143 Ma. They are characterized by the similarity of geochemical characteristics with the associated Late Jurassic (151–145 Ma) dikes of various composition of the Nera–Bokhapcha complex, could have been formed from a mixed source with the participation of the mantle (OIB- and E-MORB-type), subduction, or crustal components. Intrusion of Early Cretaceous granitoids probably contributed to the final processes of migration and localization of gold in the Yana–Kolyma belt. Systems of tectonic faults of different orders – longitudinal (northwestern), Adycha-Taryn and others, and transverse to them (northeastern) – became favorable for this.

Keywords: U-Pb geochronological studies of zircons, granitoids, small intrusions, Yana–Kolyma gold belt, North-East Asia

УДК 551.21

СТРОЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ НА КАМЧАТКЕ

© 2022 г. Академик РАН Е. И. Гордеев^{1,*}, О. В. Бергаль-Кувикас¹

Поступило 21.09.2021 г.

После доработки 11.10.2021 г.

Принято к публикации 12.10.2021 г.

Рассмотрена корреляция параметров субдуцирующей плиты с проявлением вулканизма. Увеличение возраста плиты с севера на юг контролирует угол погружения, скорость движения плиты, протяженность сейсмофокальной зоны и отражается в условиях формирования вулканических поясов. Плиоцен-четвертичные вулканы Центрально-Камчатской депрессии имеют преимущественно основную, средний состав магм, в то время как неоген-четвертичный вулканизм Южной Камчатки характеризуется мощными эксплозиями кислых магм. Трансформные разломы формируют гетерогенность плиты, что отражается в большей продуктивности вулканизма относительно фоновых значений вдоль дуги. Существует взаимосвязь между составом магм, высотой вулканов и глубинами магматических очагов.

Ключевые слова: субдукция, вулканизм, Камчатка, продуктивность вулканизма, магматические очаги

DOI: 10.31857/S2686739722020086

Детальное строение зоны субдукции на Камчатке впервые было представлено в 1985 г., по распределению гипоцентров землетрясений, определенных по результатам наблюдений Камчатской региональной сети сейсмических станций за период с 1962 по 1981 г. [1]. В этой работе была построена геометрия сейсмофокальной зоны. Вертикальные разрезы по всей протяженности от юга Камчатки вдоль Восточного вулканического пояса показали однородность зоны субдукции с погружением под углом в 50° до широты в 55° . Далее к северу были отмечены более пологое погружение сейсмофокального слоя и значительный изгиб в сторону континентальной части полуострова. Также было отмечено постепенное уменьшение глубины гипоцентров землетрясений по направлению к зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг. Проекция положения вулканов на сейсмофокальный слой пересекает его верхнюю границу на глубине 100–150 км. В 1997 г. в статье Горбатова и др. [2] строение зоны субдукции было определено по результатам распределения гипоцентров землетрясений за период наблюдений 1962–1990 гг. В этой работе для исследования строения и свойств зоны субдукции использовалось не только распределение сейсмичности, но также анализиро-

вались механизмы землетрясений и термальные параметры погружающейся литосферной океанической плиты. Были определены возраст, скорость и угол погружения плиты, а также изменения протяженности сейсмоактивной зоны и максимальной глубины гипоцентров землетрясений вдоль зоны субдукции. Все эти параметры представлены на рис. 1. Угол наклона субдукционной плиты с маленькими вариациями остается постоянным до широты в 55° и составляет 45° . Севернее угол наклона уменьшается до 25° . Зона субдукции с юга на север уменьшается по протяженности от 600–700 до 200 км. Соответственно, уменьшается и максимальная глубина гипоцентров землетрясений из зоны субдукции от 500 до 100 км. Уменьшение глубины или протяженности плиты (слэба) вдоль зоны субдукции с юга на север прямо связано со временем, в течение которого проходила субдукция (т.е. с возрастом субдуцирующей плиты). В работе [2] сделаны оценки возраста плиты и, соответственно, скорость погружения плиты (рис. 1). Скорость погружения монотонно уменьшается с юга на север, в то время как протяженность, глубина гипоцентров и возраст плиты имеют резкие изменения на широте около 53° . Эти изменения связаны с Авачинским трансформным разломом, выделенным по аномалиям магнитного поля [3], и трассирующим границу между сложной структурой Восточного вулканического пояса с разновозрастной аккрецией террейнов на севере и долгоживущей островной дугой на юге Камчатки [5]. Эта зона является южной границей, где оканчиваются структуры

¹ Институт вулканологии и сейсмологии
Дальневосточного отделения Российской академии наук,
Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: gordeev@kscnet.ru

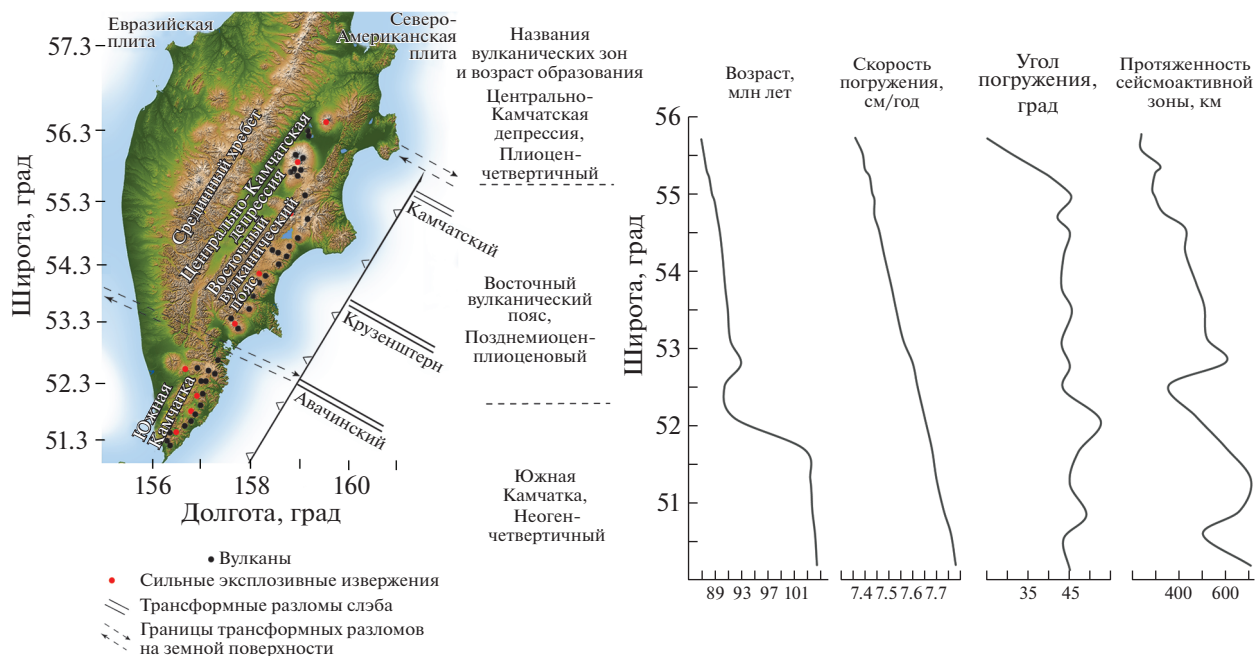


Рис. 1. Параметры субдуцирующей плиты по данным Горбатова [2], расположение трансформных разломов по результатам Андреева [3], сильные эксплозивные извержения по данным Брайцевой и соавт. [4]. Возраст вулканических зон по данным [5, 6].

Срединного хребта и исчезает Центрально-Камчатская депрессия. Продолжением Авачинской разломной зоны на Камчатке является Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций. При переходе через эту зону с юга на север резко уменьшается возраст субдукционной плиты. Структура сейсмоактивной зоны также меняется: уменьшается протяженность сейсмоактивной зоны и, соответственно, максимальная глубина гипоцентров землетрясений. Такие изменения параметров зоны субдукции дают основания полагать, что Авачинский трансформный разлом существует не только в коре, но и в литосфере и нарушает целостность субдукционной плиты (рис. 1).

Самые существенные изменения зоны субдукции на Камчатке проявляются в районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг. Начиная с 55° северной широты угол погружения плиты становится более пологим, максимальная глубина землетрясений уменьшается до 100 км и, соответственно, уменьшается протяженность сейсмоактивной зоны (рис. 1). Здесь полностью исчезает субдукционная плита. Как было представлено в работе Левина и др. [7], около 2 млн лет назад северный участок Тихоокеанской литосферной плиты отделился и погрузился в мантию. Возникло окно в зоне стыка Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, и астеносферный поток расплавленного материала в этой зоне начал подниматься к поверхности.

Влияние астеносферного потока вызвало частичное плавление субдукционной плиты на северном участке Курило-Камчатской дуги. Изменение параметров плиты (уменьшение протяженности и угла погружения) связаны с существованием астеносферного потока. В районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг также происходит горизонтальный изгиб погружающейся Тихоокеанской плиты и смещение вулканического пояса в сторону континентальной части Камчатки. Эти процессы вызваны влиянием Камчатского трансформного разлома, который возник в западной части Алеутских островов из-за параллельного смещения Тихоокеанской плиты по отношению к Северо-Американской плите. В этой зоне трансформного разлома существует повышенный тепловой поток, аномальные тела с пониженными значениями скоростей сейсмических волн, приуроченные к рифтовой системе Центрально-Камчатской депрессии [8], а также мантийный плюм, глубина которого достигает 1000 км [9]. Доминирование базальтового состава магм с высокой продуктивностью и большой высотой вулканических построек относительно фоновых значений вдоль дуги (рис. 2) подтверждают существование дополнительных, помимо субдукционных, источников магм в данном сегменте дуги.

Существует общепринятая схема питания вулканов в зонах субдукции, связанная с выплавлением магматических расплавов из мантийного

клина над субдукционной плитой. Как показано в работе [10], механизм генерации магматических расплавов подобен для различных типов субдукции. Расплав возникает в мантийном клине, на глубине 80–120 км, в зоне проникновения флюидов из субдукционной плиты при температурах выше 1000°C. Затем расплав в виде диапиров поднимается до границы кора–мантия и образует магматические объемы основного состава. Скорость подъема расплавов в мантийном клине составляет около 1 м/год [10]. Дальнейший подъем магматических расплавов в коре зависит от многих факторов. Несмотря на то что по всей протяженности вдоль дуги генерация расплавов на верхней границе плиты происходит, практически, в одинаковых условиях, и, соответственно, производительность единицы площади плиты не должна меняться вдоль плиты, выход магмы на поверхность земли определяется неоднородным строением коры. Такими неоднородностями являются разломные зоны. По таким ослабленным зонам магматические расплавы достигают поверхности и формируют вулканические постройки. Зафиксированы две зоны повышенной продуктивности вулканов, в районе от 54.5° до 55.2° и в районе 53.2°–54° (рис. 2). Первая зона находится в продолжении разлома Крузенштерна, вторая, по всей видимости, опосредованно связана с Авачинским разломом. Таким образом, несмотря на достаточно однородное строение зоны субдукции на Камчатке до широты в 55° с.ш., существуют значительные неоднородности в вулканической активности. Две зоны повышенной активности связаны с трансформными разломами в земной коре. По существующим представлениям количество магматических расплавов для погружающейся плиты зависит от насыщенности плиты водными флюидами, от состава мантийного клина над плитой и от температуры в этой части мантийного клина, достаточной для плавления вещества [10]. Такие условия должны быть одинаковыми для однородной плиты и, соответственно, продуктивность вулканической деятельности не должна сильно отличаться вдоль вулканической дуги. На самом деле продуктивность северного участка дуги значительно превышает продуктивность на участке дуги южнее широты в 53°. Таким образом, систему образования и распространения магматических расплавов можно рассматривать следующим образом. На верхней границе субдуцирующей плиты в мантийном клине, на глубинах 80–120 км образуются расплавы, которые в виде диапиров поднимаются до границы кора–мантия и накапливаются в виде магматических объемов основного состава. Дальнейший подъем этих расплавов происходит в коре, где формируются как сквозные каналы питания, так и питание из промежуточных очагов, которые формируются в коре. Для магмы в промежуточ-

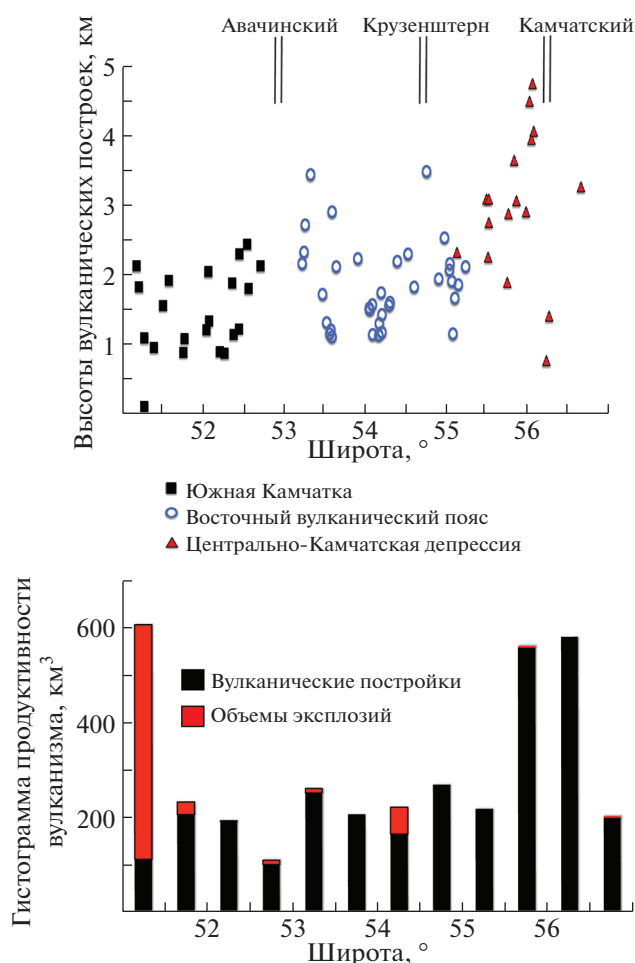


Рис. 2. Вариации вулканизма вдоль дуги. Высоты вулканических построек и продуктивность отдельных вулканических центров по данным [11, 12]. Объемы эксплозий по данным [4]. Расположение трансформных разломов по данным Андреева [3].

ных очагах существует вариант обогащения кислыми силикатными расплавами из вещества коры, а также разделение кислых и основных расплавов в результате дифференциации магмы в промежуточных очагах. Кроме расплавов, образованных на верхней границе субдуцирующей плиты в северной части вулканической дуги, существует дополнительное питание от мантийного восходящего потока на границе слэба. Также на продуктивность вулканов и состав изверженных пород может влиять проникновение мантийного материала через разрывные нарушения, существующие в зоне трансформных разломов. Скорее всего, повышенная продуктивность Авачинско-Корякской группы вулканов и моногенный ареальный вулканизм в Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций связаны с существованием Авачинского трансформного разлома.

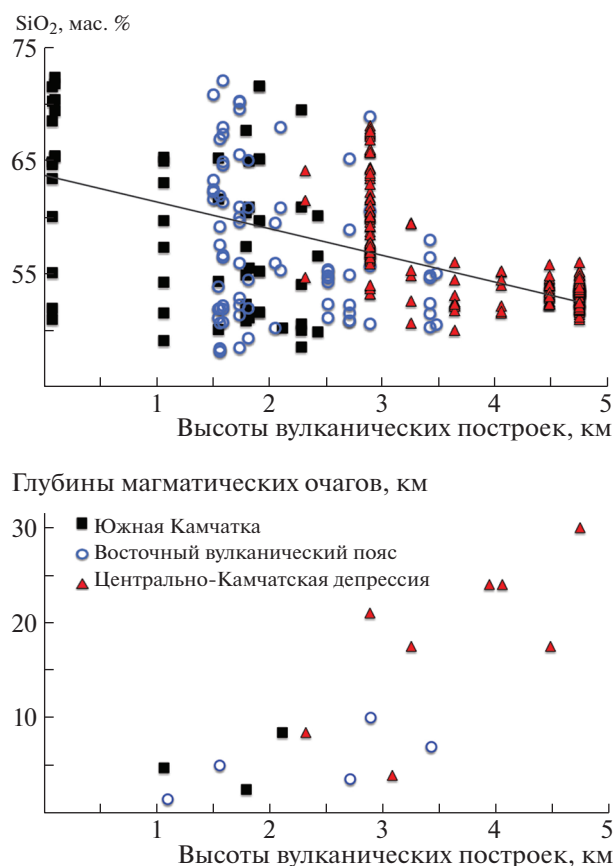


Рис. 3. Зависимость высот вулканических построек от состава магм и глубин нахождения магматических очагов. Геохимический состав магм из базы данных EarthChem. Глубины магматических очагов по многочисленным данным термобарометрических исследований и результатам мантийной томографии.

Скорость подъема магматических расплавов в коре связана с плотностью расплавов, которая определяется содержанием растворенных газов и насыщенностью флюидами. Если расплавы теряют воду, то скорость подъема уменьшается, и такие расплавы могут формировать захороненные магматические тела. С другой стороны, в коре с большой мощностью возникают долгоживущие магматические объемы, где происходит дифференциация, и более легкие кислые магмы накапливаются в верхней части таких объемов, которые могут вызывать мощные взрывные извержения. Доминирование взрывных извержений на Южной Камчатке относительно Восточного вулканического пояса и Центрально-Камчатской депрессии объясняется более древней историей формирования дуги на мощном кристаллическом фундаменте (рис. 1, 2).

В работе Каструччо и др. [13] определена зависимость высоты вулканических построек от глубины положения магматических очагов. Было показано, что высокие вулканы должны иметь

глубинные системы питания по сравнению с более низкими. Такие расчеты были получены из оценки давления в магматических камерах по физико-химическим параметрам магматических расплавов и окружающей среды. Высокие вулканы в зонах субдукции имеют, в основном, базальт-андезитовый состав магм и питаются из глубинных мантийных источников, расположенных у подошвы коры, в то время как низкие вулканы, характеризующиеся более кислыми составами магм, имеют промежуточные магматические камеры в коре.

Для голоцен-плейстоценовых вулканов Камчатки зависимость состава изверженных продуктов от высоты вулканических построек показывает, что для более высоких вулканов, сконцентрированных в Центрально-Камчатской депрессии, состав пород является преимущественно базальтовым, магматические очаги находятся на границе кора–мантия. Вулканы, имеющие андезитовый состав магм, как правило, имеют более низкие высоты построек и глубины нахождения магматических очагов до 10 км (рис. 3). Длительное нахождение магм в коре приводит к контаминации, ассимиляции магм осадочными толщами и фракционированию с формированием кислых магматических расплавов с газовой составляющей. Именно этим объяснимо доминирование взрывных, мощных извержений на Южной Камчатке, где локализовано большинство кальдерных комплексов Камчатки. По предыдущим исследованиям мощности коры на Камчатке с использованием метода обменных волн (Receiver function) было показано, что толщина коры вдоль зоны субдукции увеличивается с севера на юг от 30 до 40 км на Южной Камчатке [15]. Более мощная кора создает условия для возникновения промежуточных магматических очагов.

Проявление вулканизма на поверхности тесно связано со структурой зоны субдукции и коры. Для более детальных построений систем генерации и транспортировки магматических расплавов необходимо проводить масштабные сейсмотомографические исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 21-17-00049, <https://rscf.ru/project/21-17-00049>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В. и др. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.

2. *Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., et al.* Seismicity and Structure of the Kamchatka Subduction Zone // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B8. P. 17 883–17 898.
3. *Андреев А.А.* Трансформные разломы земной коры северо-запада Тихого океана // *Тихоокеанская геология.* 1993. № 3. С. 14–20.
4. *Braitseva O., Ponomareva V., Sulerzhitsky L., et al.* Holocene Key-marker Tephra Layers in Kamchatka, Russia // *Quaternary Research.* 1997. 47 (2). P. 125–139. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.1876>
5. *Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле.* 2003. №. 1. С. 32–59.
6. *Иванов Б.В., Попруженко С.В., Анрелков С.Е.* Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов // *Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы.* Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН. 2001. С. 45–57.
7. *Levin V., Shapiro N., Park J., et al.* Seismic Evidence for Catastrophic Slab Loss Beneath Kamchatka // *Nature.* 2002. 418 (6899). P. 763–767. <https://doi.org/10.1038/nature00973>
8. *Koulakov I., Shapiro N., Sens-Shoenfelder C., et al.* Mantle Sources of Magmatic Activity in the Northern Group of Volcanoes in Kamchatka Inferred from Earthquake Tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2020. <https://doi.org/10.1029/2020JB020097>
9. *Gorbatov A., Fukao F., Widiyantoro S., et al.* Seismic Evidence for a Mantle Plume Oceanwards of the Kamchatka-Aleutian Trench Junction // *Geophys. Journ. Int.* 2001. 146. P. 282–288. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01439.x>
10. *Stern R.J.* Subduction Zones // *Rev. Geophys.* 2002. 40 (4). P. 3–38. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
11. *Гордеев Е.И., Кулаков И.Ю., Шапиро Н.М.* Особенности субдукции в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // *ДАН. Науки о Земле.* 2020. 494. № 2. С. 31–36. <https://doi.org/10.31857/S2686739720100059>
12. *Grosse P., Fuillades P., Eullades L., et al.* A Global Data Base of Composite Volcano Morphometry // *Bulletin of Volcanology.* 2014. 76. №. 1. P. 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0784-4>
13. *Castruccio A., Diez M., Gho R.* The Influence of Plumbing System Structure on Volcano Dimensions and Topography // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. 122. P. 8839–8859. <https://doi.org/10.1002/2017JB014855>
14. *EarthChem.* Доступно по: <https://www.earthchem.org>.
15. *Levin V., Park J., Brandon M., et al.,* Crust and Upper Mantle of Kamchatka from Teleseismic Receiver Functions // *Tectonophysics.* 2002. V 358. P. 233–265.

STRUCTURE OF SUBDUCTION ZONE AND VOLCANISM ON KAMCHATKA

Academician of the RAS E. I. Gordeev^{a,#} and O. V. Bergal-Kuvikas^a

^a *Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation*

[#] *E-mail: gordeev@kscnet.ru*

The correlation of subducted plate parameters with generated volcanism was studied. From north to south increased slab age controls dip angle, rates, and length of seismic slab activities, which are reflected in the development of volcanic belts. Quaternary-Pliocene volcanoes in Central Kamchatkan Depression have basic-intermediate magma compositions. In contrast, Neogene-Quaternary volcanism on Southern Kamchatka characterizes by strong explosions of acidic magmas. Transform faults form plate heterogeneity and focus higher magma productivity relative to background values along the arc. Thus, they are a relationship between the magma compositions, the heights of volcanoes, and magma chambers' depths.

Keywords: subduction, volcanism, Kamchatka, magma productivity, magma chambers

УДК 550.344.42

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ КАК ИНДИКАТОР ГЕНЕРАЦИИ ЦУНАМИ

© 2022 г. Академик РАН Г. И. Долгих^{1,*}, С. Г. Долгих¹

Поступило 16.09.2021 г.
После доработки 10.10.2021 г.
Принято к публикации 13.10.2021 г.

Установлены общие закономерности распространения деформационных аномалий трех сейсмоактивных зон Земли, связанных с подвижками морского дна, приводящих к возникновению цунами. Выявленные закономерности, главной из которых является общий закон расходимости, подтверждают факт связи данных деформационных аномалий с процессом генерации цунами.

Ключевые слова: деформационные аномалии, цунами, лазерный деформограф, база данных

DOI: 10.31857/S2686739722020050

Проблема регистрации момента возникновения цунами актуальна была всегда, да и в настоящее время остается острой. В настоящее время основной индикатор момента возникновения цунами строится на “магнитудно-географическом” принципе, связанном с фиксацией момента возникновения подводного землетрясения определенной магнитуды, величина которой берется различной для разных регионов Земли [1]. В последние годы значительно развилось направление, связанное с одновременным использованием приемных систем DART (Deep-Ocean Assessment and Reporting of Tsunamis) и GPS-приемников [2]. Подход GPS учитывает динамический процесс землетрясения, подход инверсии DART обеспечивает фактическую оценку энергии цунами, распространяющихся волн цунами. Указанные направления по определению момента возникновения цунами ориентированы на регистрацию разных признаков возникновения цунами, отличающиеся друг от друга. Мы исследуем связь величин смещений участков дна, приводящих в движение огромные массы воды, вызывающих генерации цунами, со скачками деформации, зарегистрированные лазерным деформографом на планетарных расстояниях. По данному направлению исследований нами в работах [3, 4] приведены некоторые результаты, анализ которых позволяет приблизить нас к решению задачи по точному определению момента генерации цунами.

В данной статье обсуждаются полученные экспериментальные результаты с привязкой к модели о конечных разломах, созданной USGS NEIC с использованием кинематического подхода, основанного на методе Ji [5]. Для расчета применяются как объемные волны P и S, так и поверхностные волны Рэля и Лява. Для оценки смещений, зарегистрированных 52.5-м неравноплечим лазерным деформографом, установленным на МЭС ТОИ ДВО РАН “Мыс Шульца” [6], будем пользоваться рассчитанными смещениями в очаге землетрясений по этой модели. С целью изучения общих закономерностей возникновения и развития смещений дна, приводящих к цунами, нами были выбраны цунамигенные землетрясения, происшедшие в различных регионах Земли, которые зарегистрированы лазерным деформографом и по которым есть результаты модельных расчетов.

Впервые лазерным деформографом, эпизодически работающим с 2000 г., 26 декабря 2004 г. была зарегистрирована деформационная аномалия, пришедшая в точку регистрации одновременно с волнами, сгенерированными в очаговой области [3]. Эпицентр цунамигенного землетрясения находился в точке с координатами 3.30° с.ш., 95.87° в.д. на расстоянии около 160 км к западу от Суматры, на глубине 30 км от уровня моря. Расстояние от эпицентра землетрясения до места установки лазерного деформографа составило примерно 5600 км. На участке записи выделена мощная деформационная аномалия, возникшая через небольшое время от начала землетрясения, зарегистрированная лазерным деформографом с амплитудой около 59.3 мкм. Амплитуда данной аномалии значительно больше амплитуды суточ-

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия
*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru

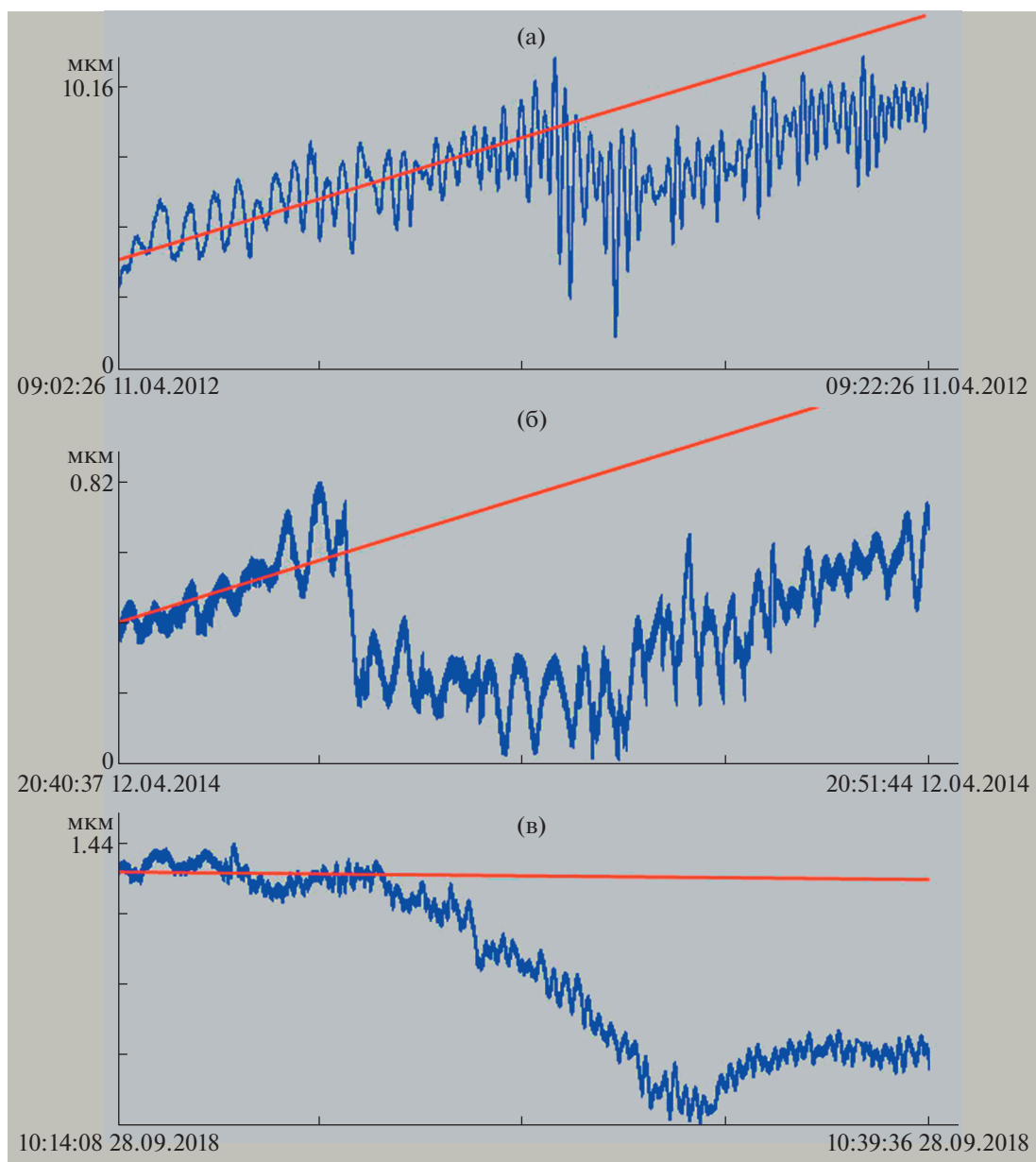


Рис. 1. Участки записей 52.5-м лазерного деформографа за апрель 2012 г. (а), апрель 2014 г. (б) и сентябрь 2018 года (в).

ного прилива, наблюдаемого в месте регистрации. Сигнал цунамигенного землетрясения был зарегистрирован лазерным деформографом через 19 мин 54 с после начала землетрясения. Данный сигнал распространялся со скоростью около 4.74 км/с, которая значительно больше скоростей поверхностных волн.

Ниже рассмотрим некоторые особенности появления и развития деформационных аномалий в момент генерации цунами по трем цунамиопасным регионам: Индонезия, Чили, западное побережье Северной Америки. По каждому региону возьмем по три цунамигенных землетрясения, по которым имеются экспериментальные данные и модельные расчеты.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ИНДОНЕЗИИ

Первое из рассматриваемых землетрясений произошло 11.04.2012 г. в 08:38:36 на западном побережье северной Суматры (Индонезия) в точке с координатами 2.327° с.ш., 93.063° в.д. на глубине 20 км с магнитудой 8.6. Максимально зарегистрированная высота волны цунами составила 1.08 м. Расстояние от эпицентра землетрясения до места установки лазерного деформографа около 5800 км. Сигнал этого землетрясения был зарегистрирован на записях лазерного деформографа в 08:55:39 при скорости распространения около 5.67 км/с.

Второе землетрясение произошло 12.04.2014 г. в 20:14:39 в точке с координатами 11.270° ю.ш., 162.148° в.д. вблизи Соломоновых островов на

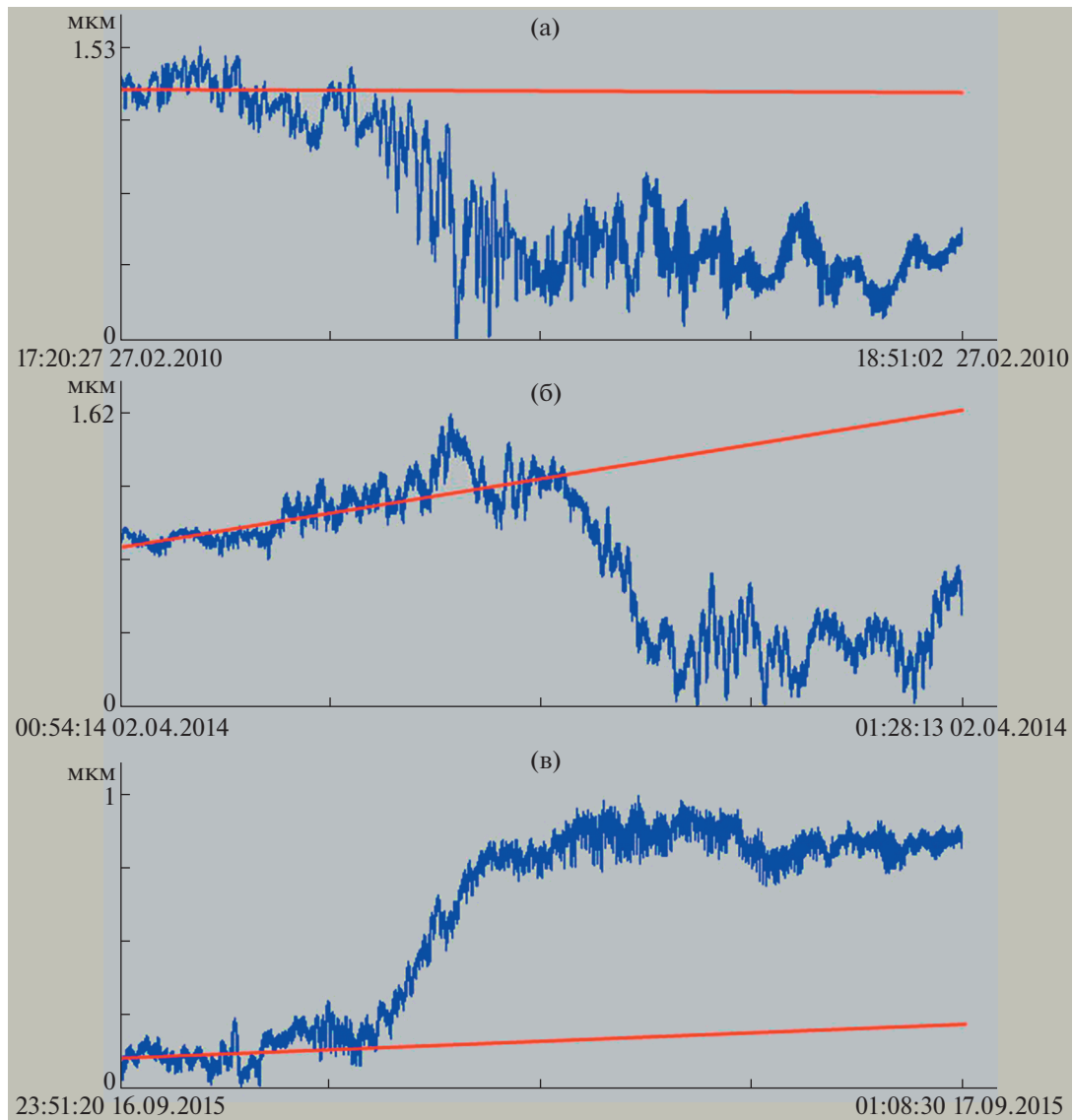


Рис. 2. Фрагменты записей 52.5-м лазерного деформографа за февраль 2010 г. (а), апрель 2014 г. (б) и сентябрь 2015 года (в).

глубине 22.6 км с магнитудой 7.6. В прибрежной зоне высота цунами достигла 0.5 м. Сигнал землетрясения на лазерном деформографе, установленном на расстоянии более 6700 км, был зарегистрирован в 20:33:58 при скорости распространения около 5.58 км/с.

Третье землетрясение произошло 28.09.2018 г. в 10:02:45 в точке с координатами 0.256° ю.ш., 119.846° в.д. на глубине 20 км с магнитудой 7.5. В прибрежной зоне высота цунами достигла около 11 м. Сигнал землетрясения на лазерном деформографе, установленном на расстоянии более 4800 км, был зарегистрирован в 10:17:19 при скорости распространения около 5.49 км/с.

На рис. 1 представлены участки записей лазерного деформографа в момент регистрации трех землетрясений в Индонезии. На всех рисунках

присутствует деформационный скачок, характерный для цунамигенных землетрясений. На данном рисунке красным обозначена средняя линия направления записи лазерного деформографа при отсутствии скачка, но в момент регистрации землетрясения запись отклонилась от тренда. Произошел скачок деформации (деформационная ступенька).

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЧИЛИ

Первое из рассматриваемых землетрясений произошло 27.02.2010 г. в 06:34:11 в точке с координатами 36.122° ю.ш., 72.898° з.д. на глубине 22.9 км с магнитудой 8.7. Максимальная высота катастрофического цунами была 29 м. Расстояние от эпицентра землетрясения до места установки лазерного деформографа более 17800 км. На записи

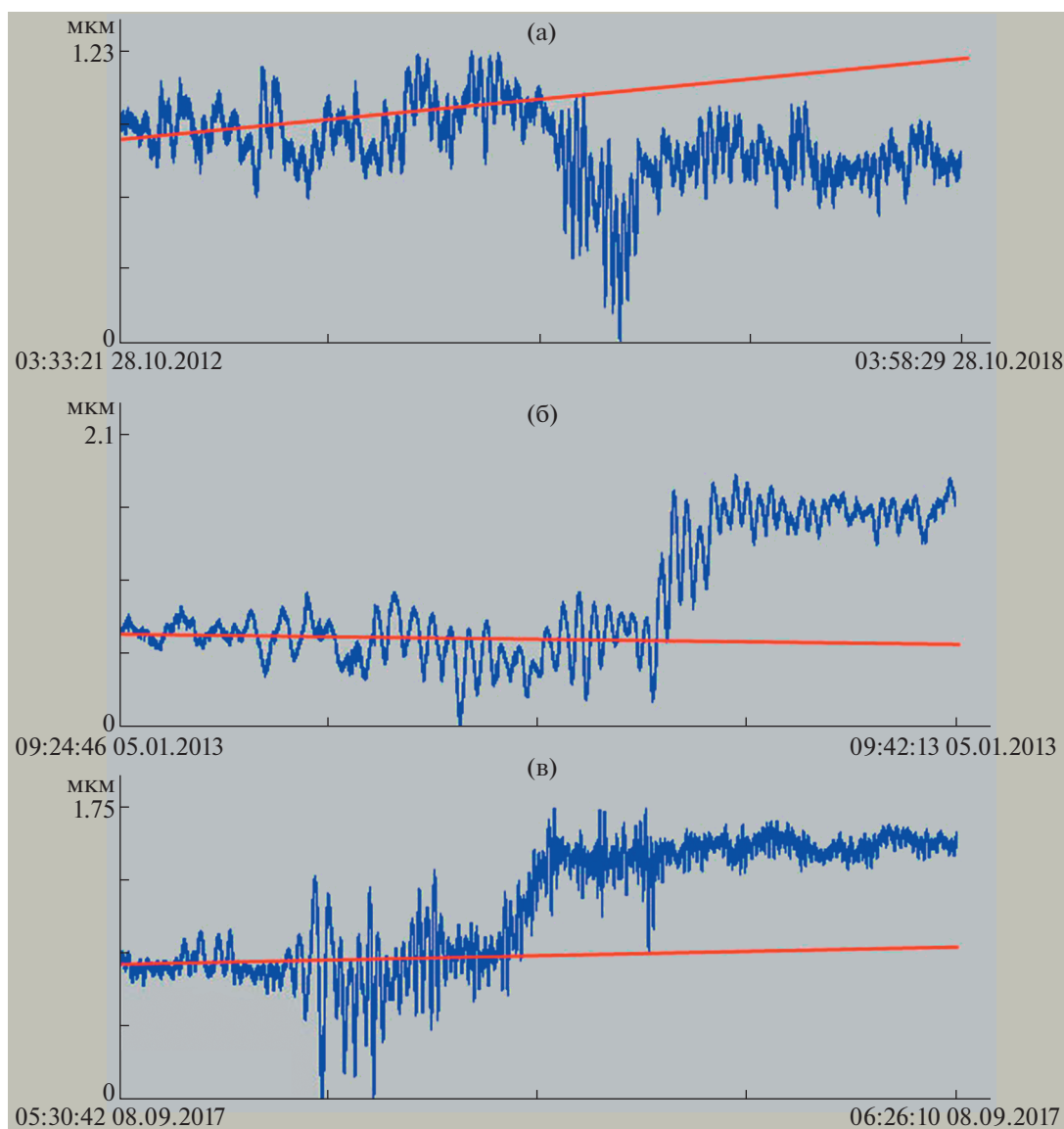


Рис. 3. Фрагменты записей 52.5-м лазерного деформографа за октябрь 2012 г. (а), январь 2013 г. (б) и сентябрь 2017 г. (с).

52.5-м лазерного деформографа сигнал этого землетрясения был зарегистрирован в 07:19:00 при скорости распространения около 6.62 км/с.

Второе землетрясение произошло 01.04.2014 г. в 23:46:47 в точке с координатами 19.610° ю.ш., 70.769° з.д. на глубине 25 км с магнитудой 8. В прибрежной зоне высота цунами достигла около 4.6 м. Сигнал этого землетрясения был зарегистрирован лазерным деформографом, установленным на расстоянии более 16700 км, 02.04.2014 г. в 00:24:10 при скорости распространения 7.44 км/с.

Третье землетрясение произошло 16.09.2015 г. в 22:54:32 в точке с координатами 31.573° ю.ш., 71.674° з.д. на глубине 22.4 км с магнитудой 8.3. В прибрежной зоне высота цунами достигла около 13.6 м. На записи лазерного деформографа, расположенного на расстоянии около 17650 км,

сигнал этого землетрясения был зарегистрирован в 23:39:01 при скорости распространения около 6.47 км/с.

На рис. 2 представлены участки записей лазерного деформографа в момент регистрации трех землетрясений в Чили. На всех рисунках присутствует деформационный скачок, характерный для цунамигенных землетрясений. На данном рисунке красным обозначена средняя линия направления записи лазерного деформографа при отсутствии скачка, но в момент регистрации землетрясения запись отклонилась от тренда.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Первое из рассматриваемых землетрясений произошло 28.10.2012 г. в 03:04:08 на юго-запад-

Таблица 1. Расчетные смещения геоблоков (частей геоблоков и т.п.) и величины деформационных аномалий, зарегистрированные лазерным деформографом

Дата	Расчетное смещение, м	Смещение на деформографе, мкм	Расстояние, км	Степень расходимости
11.04.2012	5.4	2	5800	0.951
12.04.2014	0.8	0.4	6700	0.923
28.09.2018	1.8	1	4800	0.936
27.02.2010	10.5	1.11	17800	0.962
01.04.2014	8	1	16700	0.956
16.09.2015	3.2	0.6	17650	0.928
28.10.2012	1.5	0.4	6800	0.962
05.01.2013	3	0.8	6500	0.965
08.09.2017	4	0.5	12150	0.974

ном побережье Канады в точке с координатами 52.788° с.ш., 132.101° з.д. на глубине 14 км с магнитудой 7.8, и высотой цунами на шельфе 12.98 м. Расстояние от эпицентра землетрясения до места установки лазерного деформографа около 6800 км. Сигнал этого землетрясения был зарегистрирован лазерным деформографом в 03:23:13 при скорости распространения 5.94 км/с.

Второе землетрясение произошло 05.01.2013 г. в 08:58:14 в точке с координатами 55.228° с.ш., 134.859° з.д. на глубине 8.7 км с магнитудой 7.5. В прибрежной зоне высота цунами достигла около 1.5 м. Сигнал этого землетрясения был зарегистрирован лазерным деформографом, установленным на расстоянии более 6500 км в 09:16:31 при скорости распространения 5.92 км/с.

Третье землетрясение произошло 08.09.2017 г. в 04:49:19 в точке с координатами 15.022° с.ш., 93.899° з.д. на глубине 47.4 км с магнитудой 8.2. В прибрежной зоне высота цунами достигла около 2.7 м. На записи лазерного деформографа, расположенного на расстоянии около 12150 км, сигнал этого землетрясения был зарегистрирован в 05:34:28 при скорости распространения около 4.48 км/с.

На рис. 3 представлены участки записей лазерного деформографа в момент регистрации трех землетрясений на западном побережье Северной Америки. На всех рисунках присутствует деформационный скачок, характерный для цунамигенных землетрясений. На данном рисунке красным обозначена средняя линия направления записи лазерного деформографа при отсутствии скачка, но в момент регистрации землетрясения запись отклонилась от тренда. Во всех случаях при регистрации деформационного скачка через некоторое время после землетрясения происходит возврат записи к тренду, наблюдаемому до скачка, но с вкладом других естественных деформационных процессов.

Землетрясение провоцирует разномасштабные смещения участков дна. Именно это движение, наряду с оползнями, становится причиной возникновения цунами. Непосредственно в очаге это смещение зарегистрировать невозможно. Его можно определить только дистанционно. Но на большом расстоянии амплитуды этих смещений очень малы. Приборов, использующихся в службах предупреждения цунами, способных зарегистрировать это смещение нет. В связи с чем для оценки смещений применяются различные модели. Преимущество имеют модели о конечных разломах, созданные USGS NEIC [5]. Для оценки диссипативных характеристик деформационных аномалий, зарегистрированных 52.5-м неравноречным лазерным деформографом, воспользуемся рассчитанными смещениями по этой модели. В табл. 1 приведены расчетные смещения в очаге [7] и величины деформационных аномалий, зарегистрированные лазерным деформографом в момент регистрации землетрясений.

С учетом всех аномалий усредненная расходимость равна 0.951. Максимальное отклонение от средней величины составляет 0.028, т.е. 2.9%. Для всех рассмотренных случаев расходимость близка к сферической, но не сферическая. Это связано с соотношением величины смещения и толщины земной коры, по которой распространяется сигнал от места генерации до места приема. Величины степени расходимости для всех случаев с учетом небольших ошибок практически совпадают. Это свидетельствует об очень хорошем совпадении модельных и экспериментальных значений смещений. То есть для всех рассмотренных экспериментальных случаев можно с большой уверенностью утверждать, что зарегистрированные аномальные сигналы связаны со смещениями участков земной коры, приведших к образованию цунами. В дальнейшем по данным лазерных деформографов можно оценивать величины смещений в очаге образования цунами с учетом по-

лученной степени расходимости и расстояния до места возникновения землетрясений. Под степенью расходимости понимается степень при расстоянии в формуле: $A = A_0 \frac{1 (м)}{R^\alpha (м)}$. Где: A – величина смещения, зарегистрированная лазерным деформографом, R – расстояния от места генерации землетрясения до лазерного деформографа, α – степень.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Министерства науки и высшего образования (тема госзадания “Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей в Мировом океане”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gusiakov V.K.* Relationship of Tsunami Intensity to Source Earthquake Magnitude as Retrieved from His-

torical Data // *Pure Appl. Geophys.* 2011. 16820332041.

2. *Titov V.V., Song Y.T., Tang L., Bernard E.N., Bar-Sever Y., Wei Y.* Consistent Estimates of Tsunami Energy Show Promise for Improved Early Warning // *Pure and Applied Geophysics.* 2016. 173 (12). P. 3863–3880.
3. *Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В.* Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом // *ДАН.* 2007. Т. 412. № 1. С. 104–106.
4. *Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.Н., Овчаренко В.В., Чупин В.А., Швец В.А., Яковенко С.В.* Деформационный метод определения цунамигенности землетрясений // *ДАН.* 2007. Т. 417. № 1. С. 109–112.
5. *Ji C., Wald D.J., Helmberger D.V.* Source Description of the 1999 Hector Mine, California Earthquake; Part I: Wavelet Domain Inversion Theory and Resolution Analysis // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2002. V. 92. № 4. P. 1192–1207.
6. *Давыдов А.В., Долгих Г.И.* Регистрация сверхнизкочастотных колебаний 52.5-м лазерным деформографом // *Физика Земли.* 1995. № 3. С. 64–67.
7. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

DEFORMATION ANOMALIES AS AN INDICATOR OF TSUNAMI GENERATION

Academician of the RAS **G. I. Dolgikh^{a,#}** and **S. G. Dolgikh^a**

^a*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#]*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru*

The general regularities of the propagation of deformation anomalies in three seismically active zones of the Earth associated with the movements of the seabed, leading to the occurrence of a tsunami, are established. The revealed regularities, the main one of which is the general law of divergence, confirms the indisputable fact of the connection of these deformation anomalies with the process of tsunami generation.

Keywords: deformation anomalies, tsunami, laser strainmeter, database

УДК 528.873.044.1

ОЦЕНКА РЕАКТИВАЦИИ ОПОЛЗНЯ НА РЕКЕ БУРЕЯ МЕТОДАМИ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2022 г. Академик РАН В. Г. Бондур^{1,*}, Т. Н. Чимитдоржиев^{1,2},
А. В. Дмитриев^{1,2}, П. Н. Дагуров^{1,2}

Поступило 15.10.2021 г.

После доработки 15.10.2021 г.

Принято к публикации 18.10.2021 г.

Приведены результаты исследования Бурейского оползня методом постоянных рассеивателей с использованием разновременных спутниковых радиоинтерферометрических данных, полученных за период 2019–2020 гг. На основании анализа когерентности эхо-сигналов радаров С-диапазона (Sentinel-1В) и L-диапазона (ALOS-2 PALSAR-2), зарегистрированных при различных азимутальных углах зондирования и на разных поляризациях, показано, что на большей части ложа оползня происходит временная декорреляция радиолокационных сигналов. Установлено различие в динамике деформаций для западной и восточной надводных частей оползня в реке. Выявлено хаотичное изменение поверхностной структуры, происходящее за счет камнепадов и небольших оползней, а также смещение величиной порядка 10 мм в нижней северо-восточной части ложа оползня.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, космический мониторинг, радиолокационная интерферометрия, когерентность, постоянные рассеиватели, оползень

DOI: 10.31857/S2686739722020025

ВВЕДЕНИЕ

Для предупреждения и снижения последствий опасных природных процессов и явлений перспективно использование методов космического мониторинга. Эти методы применяются, например, для выявления предвестников землетрясений путем регистрации изменений систем линейных элементов на спутниковых изображениях [1] или аномалий ионосферных параметров по сигналам спутниковых навигационных систем [2, 3], путем анализа динамики блоково-разломных структур методами спутниковой радиоинтерферометрии [4] и др. Кроме того, данные дистанционного зондирования используются для мониторинга тайфунов [5], оползневых [6, 7] и других катастрофических природных процессов. При этом эффективность прогнозирования опасных геофизических явлений существенно повышается при комплексировании различных подходов, в том числе основанных, например, на применении геомеханических моделей [8, 9] или методов сейсмической

энтропии [10] с данными, полученными при космическом мониторинге.

Для решения задач мониторинга опасных природных процессов при неблагоприятных погодных условиях (наличии облачности, осадки) и при различных условиях освещенности наиболее приемлемым способом дистанционного зондирования являются спутниковые радиолокационные методы. При этом для анализа подвижек земной коры, связанных с такими природными катастрофами, как оползни, землетрясения, извержения вулканов, лавины и др. с успехом применяются методы спутниковой радиоинтерферометрии [11–16].

В настоящей работе на основании обработки разновременных данных спутниковой радарной интерферометрии с использованием метода постоянных рассеивателей исследуются процессы реактивации оползневых процессов, возникших при обрушении склона берега реки Бурей, которое произошло 11 декабря 2018 г. в Хабаровском крае на Дальнем Востоке России.

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

² Институт физического материаловедения Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМОГО ОБЪЕКТА. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В декабре 2018 г. в Верхнебурейском районе Хабаровского края произошло обрушение склона

сопки, на крутом левом берегу реки Бурей в 20 км выше впадения реки Тырма в водохранилище Бурейской ГЭС. На основании анализа радиолокационных изображений, полученных с борта спутника Sentinel-1, было установлено, что площадь зоны обрушения вместе с насыпью в русле реки составила величину порядка 0.4 км^2 , длина поверхности скольжения оползня составила около 800 м, ширина около 400 м, объем вынесенного грунта 18.5–18.9 млн м^3 [17]. Радиолокационные изображения, полученные с борта спутников ALOS-1 и ALOS-2, позволили наблюдать с помощью технологии радарной интерферометрии развитие оползневого процесса в период с 2006 по 2017 г. [7, 16].

Это событие создало масштабную чрезвычайную ситуацию, связанную с перекрытием телом оползня русла реки Бурей, что вызвало угрозу работе Бурейской ГЭС и опасность затопления населенных пунктов, расположенных выше по течению [17].

В январе 2019 г. для частичной расчистки русла реки начались взрывные работы. Мощность первого взрыва составляла 10 тонн тротила, мощность последующих была соизмеримой, что могло быть триггером для обвала оставшейся части сопки или для медленного смещения [17].

Случаи реактивации оползней известны [13–15]. Как показывает накопленный опыт, крупные оползневые процессы часто являются долговременными явлениями, которые можно наблюдать с использованием методов дифференциальной радиолокационной интерферометрии (ДРИ) [18]. Так, например, по данным спутниковых радиолокаторов JERS-1, ALOS-1,2 PALSAR-1,2 выполнена оценка динамики оползневых зон с 1993 по 2019 г. [15]. Подобный долговременный космический мониторинг необходим для выявления возможного повторного смещения оползня, поэтому цель данного исследования заключается в том, чтобы оценить возможные деформации в районе оползня после проведения взрывных работ, связанных с очисткой русла р. Бурей. Ранее методом дифференциальной радиолокационной интерферометрии по данным ALOS PALSAR было показано, что деформации склона на крутом левом берегу реки Бурей начались со времени поднятия уровня Бурейского водохранилища [7, 16].

В настоящей работе для оценки изменений отражательных свойств земной поверхности при реактивации этого оползневого события использовались также методы ДРИ, которые основаны на анализе изменений фазы радарных сигналов при разновременных зондированиях определенной участка земной поверхности [19, 20]. Пропорциональность фазы расстоянию до зондируемой цели позволяет выявить подвижки и деформации поверхности.

Для оценки смещений земной поверхности применялся метод постоянных рассеивателей (англ. Persistent Scatterers, PS) [19, 20] с использованием разновременных рядов измерений. Метод PS обеспечивал возможность рассчитывать динамику точечных постоянных рассеивателей, которыми являются рассеивающие объекты с достаточно сильным и устойчивым во времени радарным сигналом, обеспечивающим высокие значения когерентности. Для этих дискретных рассеивателей рассчитывалось множество интерферометрических фазовых соотношений относительно одного опорного изображения, которые позволяли оценить величину и скорость деформаций земной поверхности в районе оползня на определенных временных отрезках.

Использование временных серий радиолокационных данных для создания множества последовательных фазовых соотношений в методе PS позволяло более точно оценить деформации дискретно расположенных постоянных рассеивателей. Увеличение точности достигалось за счет использования нескольких десятков интерферограмм, что позволяло существенно уменьшить влияние атмосферы и неточностей опорной цифровой модели рельефа и орбитальные ошибки.

Исходными данными для проведения исследований являлись изображения, полученные с помощью радара с синтезированной апертурой С-диапазона, установленного на борту спутника Sentinel-1В Европейского космического агентства (ЕКА). Космический аппарат Sentinel-1В снимал исследуемый район на нисходящем витке № 134 солнечно-синхронной полярной орбиты с наклоном 98.2° . Радар работал в режиме правого бокового обзора, угол падения радиолокационного эхо-сигнала в районе оползня составлял 36.4° . Начало съемок исследуемого района спутником пришлось на лето 2016 г. Анализ результатов съемок показал, что еще зимой 2016–2017 гг. наблюдались вертикальные смещения почвы на береговом склоне величиной около 3.5 см за месяц в направлении вниз по склону [6].

Радарные интерферометрические измерения подвижек почвы на склоне в осенне-весенний период, а также летом оказались невозможными из-за высокой временной декорреляции эхо-сигналов этого радара, имеющего длину волны 5.6 см. В связи с этим для качественной валидации были использованы: 1) интерферометрическая когерентность по данным радара L-диапазона (длина волны 24 см) ALOS-2 PALSAR-2 [11, 15]; 2) и временной ряд радарных изображений интерферометрической когерентности, полученных со спутника Sentinel-1В на 12 дневных интервалах. Съемка радаром ALOS-2 спутника PALSAR-2 проводилась на восходящем витке орбиты с наклоном 97.9° и углом обзора 40.6° .

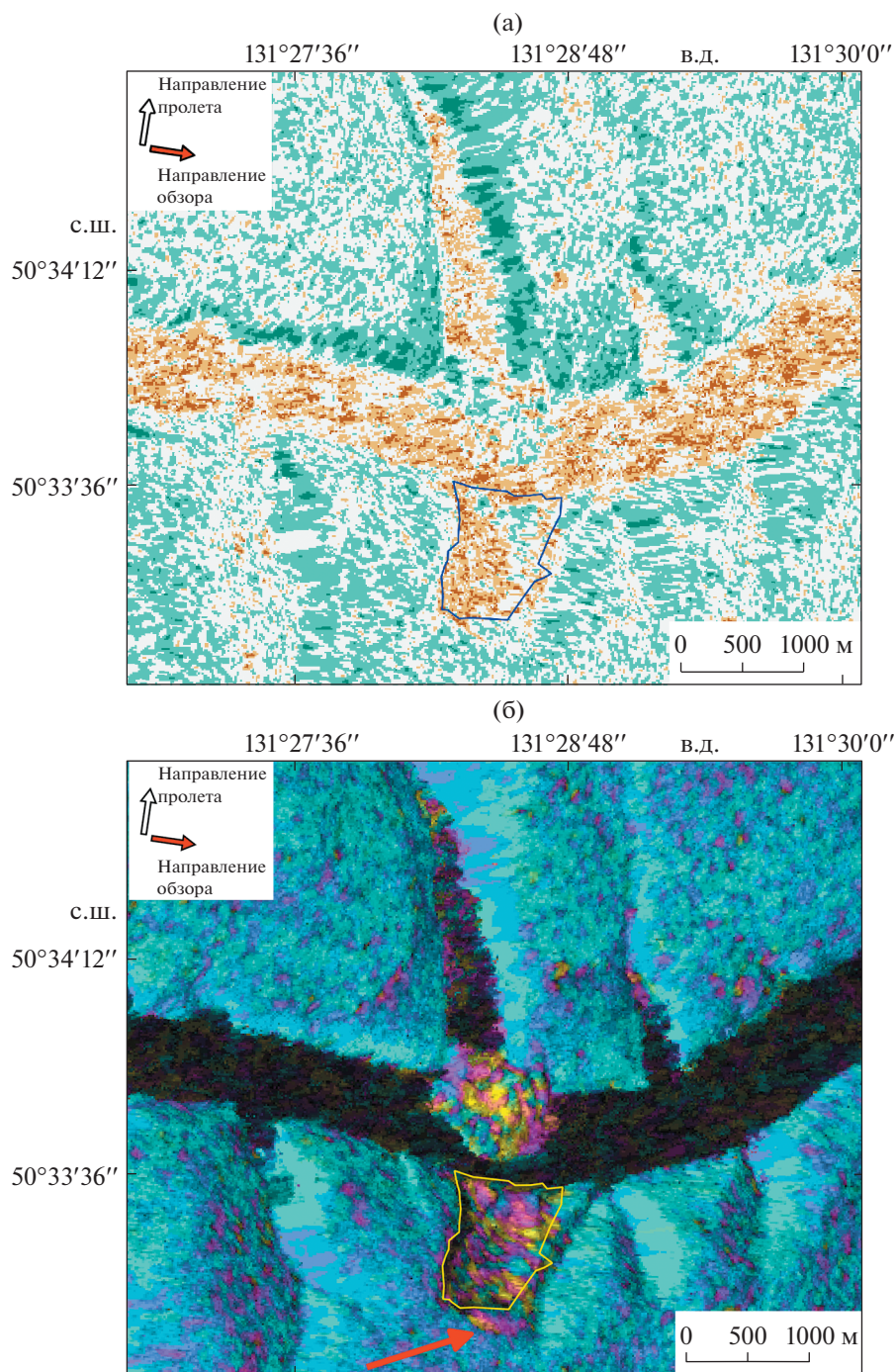


Рис. 1. Когерентность (а) и интерферограмма (б) в районе Бурейского оползня по данным ALOS-2 PALSAR-2.

Для анализа данных использовался модуль SARscape программы ENVI.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 1 представлены изображения когерентности (а) и интерферометрической фазы (б),

полученные по паре изображений ALOS-2 PALSAR-2, снятых на согласованной горизонтальной поляризации 15 мая 2019 г. и 13 мая 2020 г. Анализ рис. 1а показывает, что низкие величины когерентности (менее 0.2, коричневый цвет на рис. 1а) соответствуют р. Бурейя и значительной части ложа оползня (контур синего цвета). Последнее свидетельствует о существенных площад-

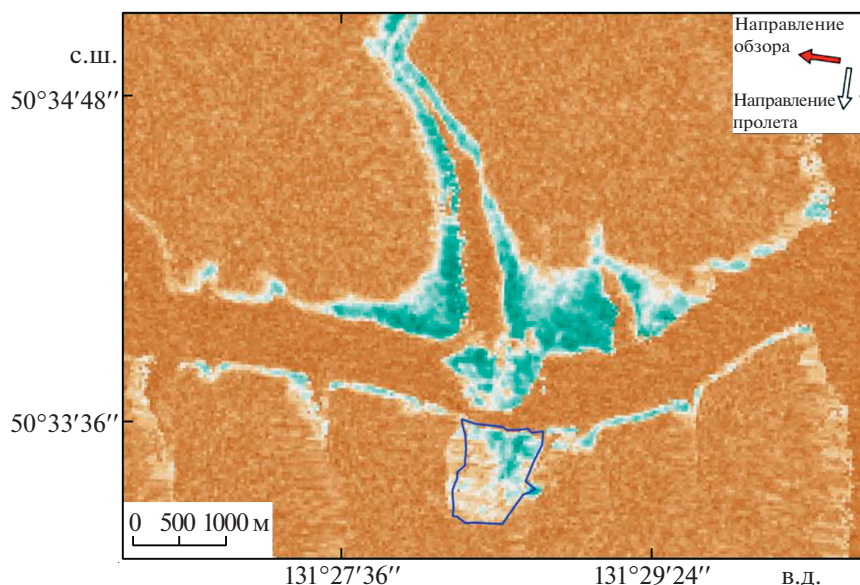


Рис. 2. Карта медианных величин когерентности временного ряда Sentinel-1 в районе Бурейского оползня для бес-снежного периода времени.

ных изменениях поверхностной структуры ложа оползня, что не позволяло применять классический метод ДРИ, использующий два радарных изображения, для достоверных количественных измерений возможных смещений.

На рис. 1б показана крапчатая структура изменений интерферометрической фазы по ложу оползня (контур желтого цвета), что подтверждает наличие значительных хаотичных деформаций на годичном временном интервале. Из анализа рис. 1 следует:

- Наличие небольшого оползня со смещением до 2–3 см у верхней кромки стенки срыва (с южной стороны контура ложа). Участок показан красной стрелкой на рис. 1б.

- Для северо-восточной части ложа оползня характерна высокая когерентность (зеленый цвет на рис. 1а) на интервале 15 мая 2019 г.–13 мая 2020 г.

Рассмотрим пространственные изменения в районе оползня с использованием временного ряда радарных данных, полученных со спутника Sentinel-1B, для бесснежного периода времени с 3 мая 2019 г. по 12 октября 2020 г. (всего 27 радиолокационных изображений). Выбор данных для бесснежного периода обусловлен необходимостью исключить фазовые ошибки, возникающие из-за наличия снежного покрова [12].

При проведении обработки были построены карты когерентности за последовательные 12 дневные интервалы времени. По полученному временному ряду для района Бурейского оползня была построена карта медианных величин когерентности, которая приведена на рис. 2. Коричневым цветом на этом рисунке выделена область

низких величин интерферометрической когерентности, а зеленым цветом обозначены участки местности с когерентностью более 0.7. Синей линией выделен контур ложа оползня по состоянию на сентябрь 2020 г. Анализ рис. 2 показал, что для северо-восточной части этого контура характерна относительная стабильность без существенных трансформаций поверхности, вся остальная площадь внутри контура имеет низкие величины когерентности, что характерно для значительных изменений поверхностной структуры. Последнее согласуется с данными когерентности ALOS-2 PALSAR-2 на годичном интервале (см. рис. 1а) и наземными наблюдениями [17].

Вдоль верхней и западной кромок стенки срыва имеются многочисленные трещины, по которым время от времени происходят небольшие оползни размером до 5 × 20 м. В июне 2020 г. на западной кромке отвесной стенки срыва, сложенной скальными породами, постоянно происходили камнепады. Расположение одного из небольших оползней вдоль верхней кромки показано красной стрелкой на рис. 1б.

По этим же радарным данным, полученным со спутника Sentinel-1B методом постоянных рассеивателей, были построены временные ряды смещений вдоль линии радиолокационного обзора. В качестве опорной была использована цифровая модель рельефа (ЦМР), полученная по радиолокационным бистатическим изображениям TerraSAR-X/TanDEM-X за 28 сентября 2020 г.

В качестве так называемого супермастера было использовано изображение за 19 августа 2019 г.

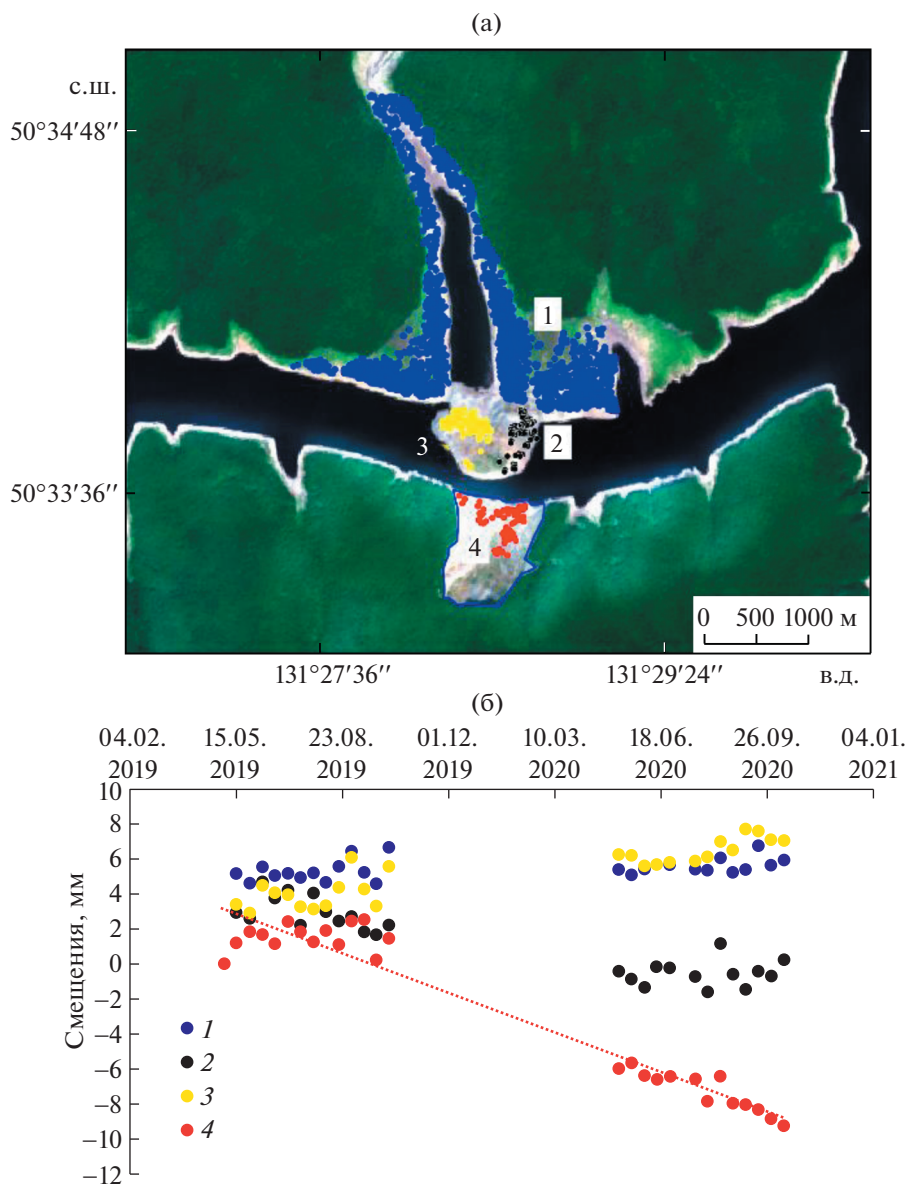


Рис. 3. Расположение постоянных рассеивателей PS (а) и временные ряды смещений PS вдоль линии радиолокационного обзора (б).

Пороговое значение когерентности для выбора постоянных рассеивателей составляло -0.75 .

На рис. 3а показано пространственное распределение постоянных рассеивателей, которые были сегментированы на 4 кластера: 1 – PS на противоположном от ложа оползня берегу (синий цвет), 2 – PS восточной (черный) и 3 – PS западной (желтый) части тела оползня в р. Бурея, а также 4 – PS, расположенные в ложе оползня (красный цвет). Для каждой группы PS представлены усредненные временные ряды смещений вдоль линии радиолокационного обзора (рис. 3б).

Анализ рис. 3 показывает, что, несмотря на пространственную близость 2-го и 3-го сегментов

(черный и желтый цвета) в реке Бурея, для них характерны различные смещения. Отрицательный тренд восточной части оползня (сегмент 2, черный цвет) начинается во второй половине лета 2019 г. В этот же период времени западная часть (сегмент 3, желтый цвет) стабилизировалась после первоначального смещения на 4 мм. Разность смещений в 2–3 мм в 2019 г. достигла 7–8 мм в 2020 г. Различная скорость оседания PS западной и восточной частей оползня связана, вероятно, с различием структуры тела оползня – твердые или рыхлые породы – которые со временем проседали. Данная гипотеза согласуется с результатами работы [17], где отмечаются два основных этапа

обрушения оползня: в северо-северо-восточном направлении (PS черного цвета) и в северо-северо-западном направлении (PS желтого цвета). Первичный оползень представлял собой единое целое, который без нарушения структуры сместился в воду. Вторичный оползень первоначально также был единой структурой, а затем произошло его запрокидывание и дробление [17].

Смещения PS по ложу оползня (красный цвет) со скоростями порядка 1 см/год соответствуют нижнему северо-восточному фрагменту контура с когерентностью более 0.7 (зеленый цвет в рамках контура оползня на рис. 1а, 2). Подобный эффект возможен в случае скольжения PS с сохранением поверхностной структуры, формирующей постоянные рассеиватели. Указанный фрагмент контура имеет уклон от радара и в сторону реки (в данном случае измерялась компонента скорости смещения от радара к центру ложа оползня). Вместе с тем, судя по изображениям когерентности на рис. 1а, 2, поверхностная структура этого северо-восточного фрагмента ложа оползня более стабильна по сравнению с другими участками с низкой когерентностью (коричневый цвет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании данных спутниковой радиолокационной интерферометрии с использованием метода постоянных рассеивателей для анализа процесса реактивации оползневой зоны на р. Бурея установлено:

- Различие деформаций для западной и восточной надводных частей оползня в реке.
- Наличие фрагмента в нижней северо-восточной части ложа оползня со смещением вдоль линии радиолокационного обзора на величину порядка 1 см за период с 3 мая 2019 г. по 12 октября 2020 г. Летом 2019 г. отмечалась относительная стабильность, а в бесснежный период 2020 г. скорость смещений увеличилась.

Анализ данных когерентности на годичном интервале в L-диапазоне и медианных величин временного ряда когерентности в C-диапазоне (бесснежный период 2019–2020 гг.), полученных при различной геометрии радиолокационного обзора и на различных поляризациях, указывает на временную декорреляцию радиолокационного эхо-сигнала от значительной части ложа оползня. Это позволяет утверждать о существенных изменениях поверхностной структуры ложа оползня в виде камнепадов и смещений, что согласуется с данными наземных наблюдений [17].

БЛАГОДАРНОСТИ

Данные спутниковой радиолокационной интерферометрической системы TerraSAR-X/TanDEM-X

предоставлены немецким аэрокосмическим центром DLR в рамках проекта ХТИ_HYDR0485. Изображения ALOS-2 PALSAR-2 предоставлены японским аэрокосмическим агентством (JAXA) в рамках проекта ALOS-2 RA6 (PI-3402).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках Соглашения № 075-15-2020-776.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линеamentного анализа космических изображений // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.
2. Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // ДАН. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.
3. Бондур В.Г., Гарагаиш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // ДАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
4. Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н., Тубанов Ц.А., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н. Анализ динамики блоково-разломной структуры в районе землетрясений 2008 и 2020 г. на Южном Байкале методами спутниковой радиоинтерферометрии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 144–150. <https://doi.org/10.31857/S268673972108003X>
5. Бондур В.Г., Пулинец С.А., Ким Г.А. О роли вариаций галактических космических лучей в тропическом циклогенезе на примере урагана Катрина // ДАН. 2008. Т. 422. № 2. С. 244–249.
6. Захарова Л.Н., Захаров А.И., Митник Л.М. Первые результаты радиолокационного мониторинга последствий оползня на реке Бурея по данным Sentinel-1 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 69–74.
7. Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н., Захаров А.И., Захарова Л.Н. Методы радарной поляриметрии для исследования изменений механизмов обратного рассеяния в зонах оползней на примере обрушения склона берега реки Бурея // Исследование Земли из космоса. 2019. № 4. С. 3–17. <https://doi.org/10.31857/S0205-9614201943-17>
8. Бондур В.Г., Гарагаиш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
9. Бондур В.Г., Гарагаиш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Ка-

- лифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 120–132.
<https://doi.org/10.7868/S000233371601004X>
10. *Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А.* Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // *Физика Земли*. 2017. № 1. С. 34–53.
<https://doi.org/10.7868/S0002333717010021>
 11. *Бондур В.Г., Захарова Л.Н., Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н.* Мониторинг оползневых процессов с помощью космических интерферометрических радаров L-диапазона на примере обрушения склона берега реки Бурей // *Исследование Земли из космоса*. 2019. № 5. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0205-9614201953-14>
 12. *Dagurov P.N., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I.* Estimation of Snow Water Equivalent from L-band Radar Interferometry: Simulation and Experiment // *Int. J. Remote Sensing*. 2020. Т. 41. № 24. С. 9328–9359.
 13. *Squarzon G., Bayer B., Franceschini S., Simoni A.* Pre- and Post-failure Dynamics of Landslides in the Northern Apennines Revealed by Space-borne Synthetic Aperture Radar Interferometry (InSAR) // *Geomorphology*. V. 369. 15 November 2020. 107353.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107353>
 14. *Ciuffi P., Bayer B., Berti M., Franceschini S., Simoni A.* Deformation Detection in Cyclic Landslides Prior to Their Reactivation Using Two-Pass Satellite Interferometry. // *Appl. Sci*. 2021. 11. 3156.
<https://doi.org/10.3390/app11073156>
 15. *Takada Y., Motono G.* Spatiotemporal Behavior of a Large-scale Landslide at Mt. Onnebetsu-dake, Japan, Detected by Three L-band SAR Satellites. // *Earth Planets Space*. 2020. 72. 131.
<https://doi.org/10.1186/s40623-020-01265-4>
 16. *Бондур В.Г., Захарова Л.Н., Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н.* Долговременный мониторинг оползневого процесса на берегу реки Бурей по данным интерферометрической съемки радаров L-диапазона // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16. № 5. С. 113–119.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-5-113-11>
 17. *Махинов А.Н.* Крупный оползень и вызванное им цунами в Бурейском водохранилище. // *Геоморфология*. 2020. № 3. С. 31–43.
 18. *Rosen P.A., Hensley S., Joughin I.R., Li F.K., Madsen S.N., Rodriguez E., Goldstein R.M.* Synthetic Aperture Radar Interferometry // *Proc. IEEE*. 2000. V. 88. № 3. P. 333–382.
 19. *Ferretti A., Prati C., Rocca F.* Permanent Scatterers in SAR Interferometry // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2001. V. 39. № 1. P. 8–20.
<https://doi.org/10.1109/36.898661>
 20. *Pepe A., Calo F.A.* Review of Interferometric Synthetic Aperture RADAR (InSAR) Multi-Track Approaches for the Retrieval of Earth's Surface Displacements // *Appl. Sci*. 2017. V. 7. № 12. P. 1264.
<https://doi.org/10.3390/app7121264>

ESTIMATION OF LANDSLIDE REACTIVATION ON THE BUREYA RIVER WITH PS INTERFEROMETRY

Academician of the RAS V. G. Bondur^{a,#}, T. N. Chimitdorzhiev^{a,b}, A. V. Dmitriev^{a,b}, and P. N. Dagurov^{a,b}

^a AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation

^b Institute of Physical Materials Science, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation

[#]E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

Here we present the results from the Bureya landslide study by the method of persistent scatterers using multi-temporal radio interferometric data for the years of 2019–2020. The analysis of coherence of Sentinel-1B C-band and ALOS-2 PALSAR-2 L-band radar echo signals registered at various azimuth sensing angles and various polarizations have shown that temporal decorrelation of radar signals takes place over most of the landslide bed. The difference in the dynamics of deformations for the western and eastern above-water parts of the landslide in the river has been found. A chaotic change in the surface structure due to rockfalls and small landslides has been revealed, as well as a displacement of about 10 mm in the lower northeastern part of the landslide bed.

Keywords: remote sensing, satellite monitoring, radar interferometry, coherence, persistent scatterers, landslide

УДК 550.34.098

РЕКОНСТРУКЦИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ ПУТЕМ ОБРАЩЕНИЯ ПОЛНОГО ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

© 2022 г. К. Г. Гадыльшин^{1,*}, В. А. Чеверда¹, Д. Н. Твердохлебов²

Представлено академиком РАН М.И. Эповым 28.09.2021 г.

Поступило 28.09.2021 г.

После доработки 06.10.2021 г.

Принято к публикации 26.10.2021 г.

Предложен, реализован и апробирован подход к реконструкции глубинной скоростной модели верхней части разреза на основе обращения полного волнового поля. Как было показано авторами ранее, вовлечение в обработку кратных волн, образующихся на свободной поверхности, хотя и повышает устойчивость метода, но снижает его разрешающую способность. Поэтому на первой стадии мы вовлекали в обработку все волновое поле, но впоследствии выполняли подавление кратных, связанных со свободной поверхностью. Полученные результаты продемонстрировали перспективы использования метода при восстановлении весьма сложного строения верхней части разреза даже в условиях распространения в ней трапповых включений.

Ключевые слова: трапповые включения, верхняя часть разреза, метод обращения полного волнового поля

DOI: 10.31857/S2686739722020074

ВВЕДЕНИЕ

Сейморазведочные работы на обширной территории Восточной Сибири выполняются в сейсмогеологических условиях различной сложности. Получение качественного динамического сейсмического изображения для района работ является первоочередной задачей в условиях контрастных неоднородностей верхней части разреза (ВЧР). Один из способов решения этой задачи, получивший широкое распространение в промышленности, заключается в построении так называемой эффективной глубинно-скоростной модели, обеспечивающей компенсацию скоростных аномалий и расчета статических поправок. Однако для наиболее сложного приповерхностного строения среды, например, широко распространенных в Восточной Сибири, трапповых интрузий и туфогенных образований в верхней части разреза, точность и информативность скоростных моделей ВЧР, полученных на основании такого подхода, включая томографическое уточнение, оказывается недостаточным.

Таким образом, требуется другой подход, гарантирующий более точное и полное определение глубинно-скоростной модели ВЧР. В работе предложено использовать для этого метод обращения полного волнового поля и приведены результаты численных экспериментов для реалистичных моделей, характерных для ряда районов Восточной Сибири.

МЕТОД

Обратная динамическая задача сейморазведки заключается в решении нелинейного операторного уравнения [1–3]:

$$F(m) = d, \quad (1)$$

где $F : M \rightarrow D$ — нелинейный оператор прямой задачи, описывающий процесс распространения волн в среде, отображающий пространство моделей M в пространство данных D . Метод обращения полного волнового поля при этом сводится к применению нелинейного метода наименьших квадратов для уравнения (1). Для этих целей вводится следующий целевой функционал

$$E(m) = \frac{1}{2} d^{\text{obs}} - F(m)_D^2, \quad (2)$$

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики, Новосибирск, Россия

² ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия

*E-mail: GadylshinKG@ipgg.sbras.ru

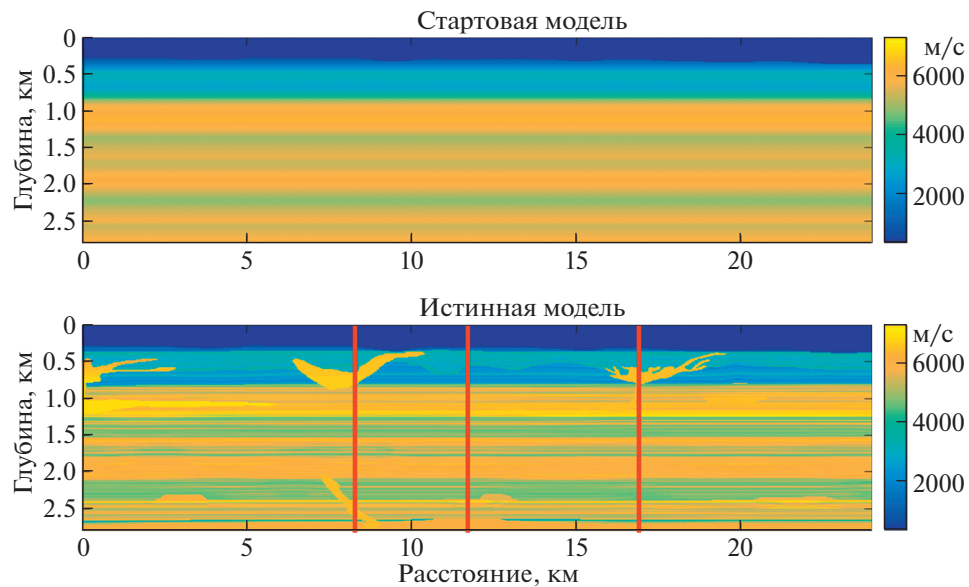


Рис. 1. Глубинно-скоростная модель, используемая для расчета синтетических наблюдаемых данных (внизу), и начальное приближение при реализации итерационного процесса отыскания точки минимума (вверху). Красным изображены положения вертикальных профилей, используемых для контроля качества восстановленной модели (см. рис. 4в).

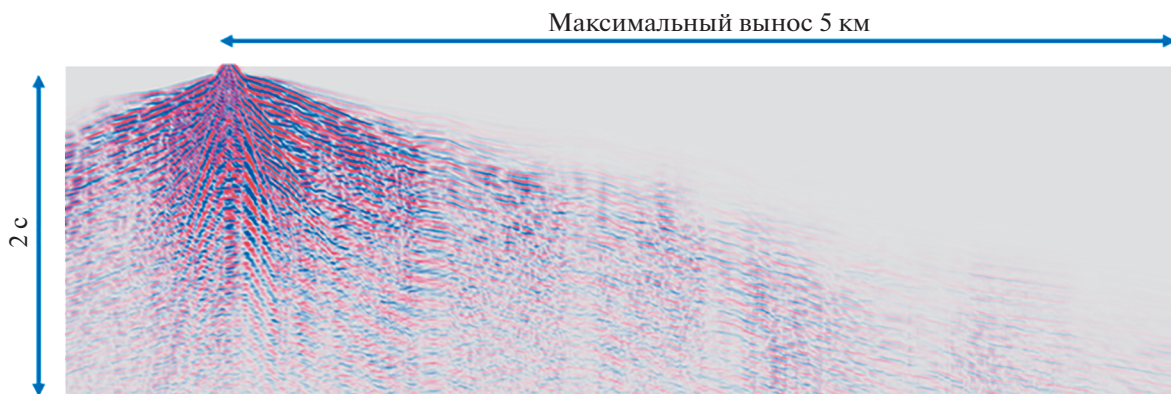


Рис. 2. Синтетические наблюдаемые данные, рассчитанные в истинной модели с учетом топографии свободной поверхности.

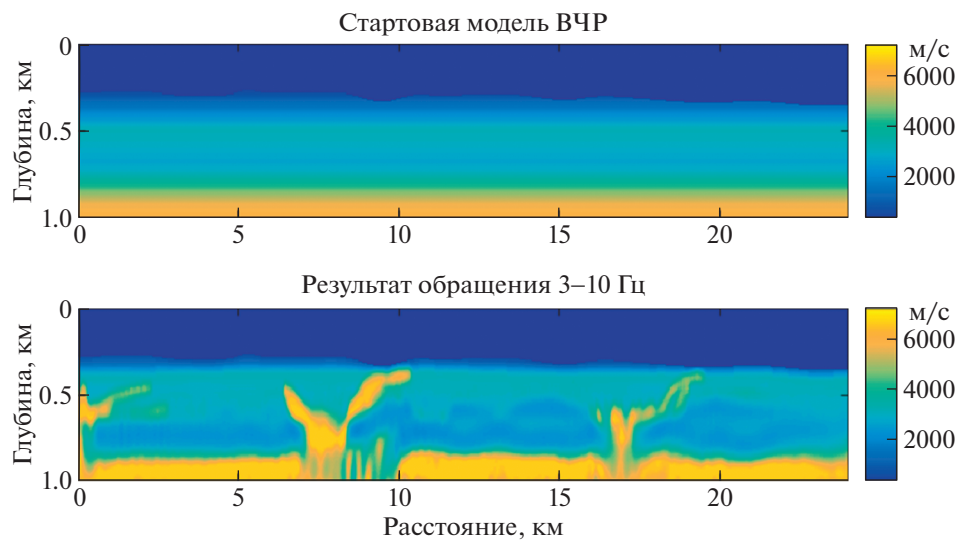


Рис. 3. Начальная модель ВЧР (вверху) и результат полноволнового обращения (внизу).

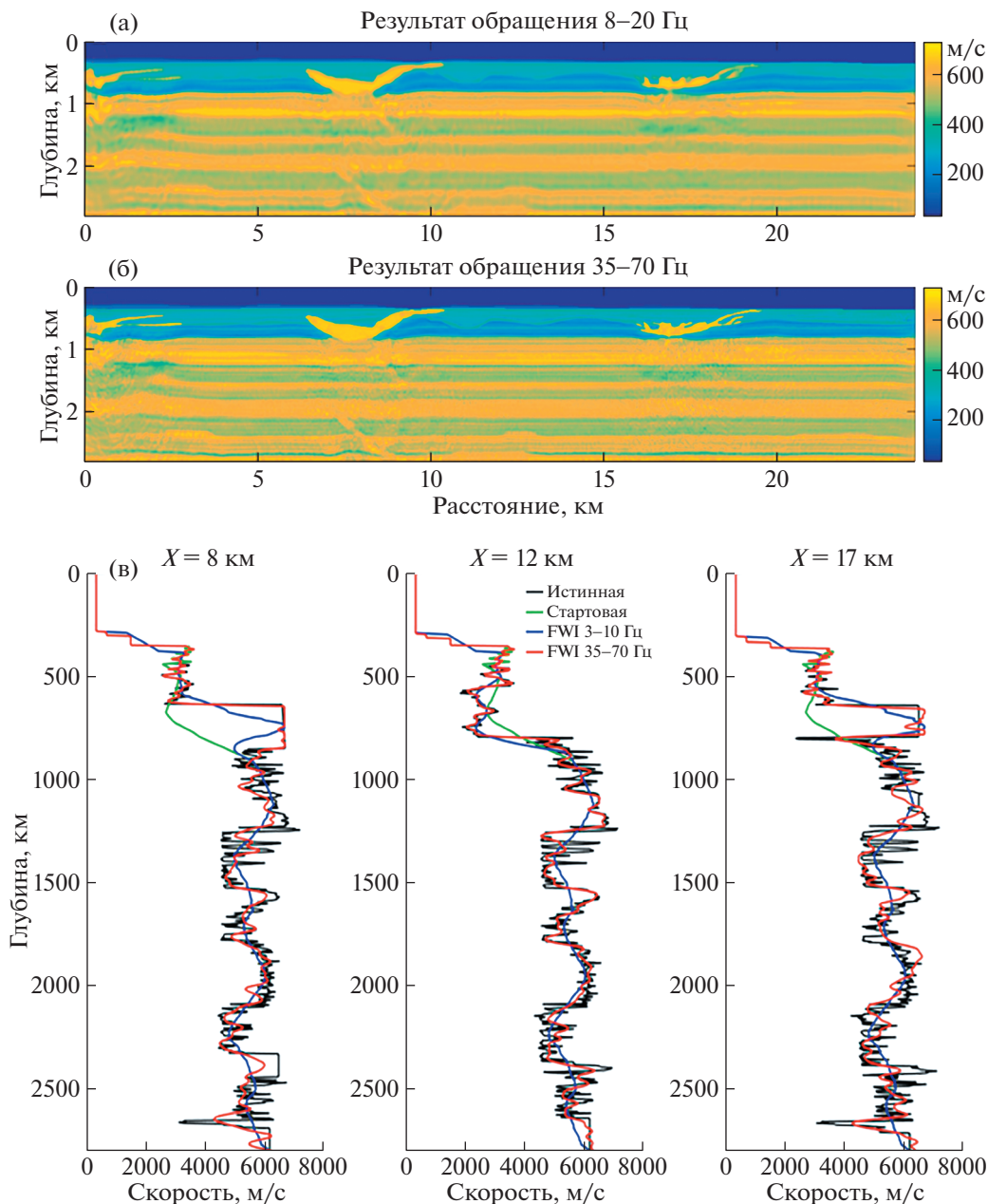


Рис. 4. Результат обращения всей скоростной модели с использованием данных с подавленными кратными волн, связанными с наличием свободной поверхности: FWI 8–20 Гц (а) и FWI 35–70 Гц (б). Вертикальные профили скоростных моделей (в), полученных на разных этапах обращения для $X = 8$ км, $X = 12$ км и $X = 17$ км. Черным изображена истинная модель, зеленым – стартовая модель, синим – модель, полученная в результате обращения ВЧР с учетом кратных волн и красным – финальный результат обращения во всей области [20, 40] Гц и [35, 70] Гц. Конечные результаты полноволнового обращения представлены на рис. 4а, 4б. Как видно, удается детально восстановить ГСМ практически во всей области. На рис. 4в можно проследить послойное восстановление вертикальных профилей скоростных моделей, полученных на разных этапах обращения.

где d^{obs} – наблюдаемые данные, $F(m)$ – синтетические данные, рассчитанные для текущей модели m . Отыскание точки минимума этого функционала в пространстве допустимых моделей и составляет основу метода обращения полного волнового поля – FWI (от англ. Full Waveform Inversion).

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В представленных далее численных экспериментах использовалась разработанная в ООО “РН-Эксплорейшн” реалистичная модель, представленная на рис. 1. Горизонтальный размер модели равен 24 км, а ее глубина – 2.8 км. Основная

сложность в восстановлении глубинно-скоростной модели ВЧР вызвана присутствием трапповых интрузий, скорость распространения продольных волн в которых достигает 6500 м/с. Таким образом, перепад скоростей в интрузии и во вмещающей среде достигает 4500 м/с. Именно этот факт, наряду со сложной формой интрузии, существенно осложняет применение стандартных подходов к восстановлению глубинно-скоростной модели ВЧР.

Пример синтетической сейсмограммы, рассчитанной с учетом кратных волн, вызванных наличием свободной поверхности, приведен на рис. 2. Для решения обратной задачи была использована поверхностная система наблюдения, расположенная на свободной поверхности, с шагами по источникам и приемникам соответственно 100 и 25 м. В качестве зондирующего сигнала использовался импульс Рикера с доминирующей частотой 30 Гц. В качестве начального приближения мы взяли вертикально-неоднородную модель (см. рис. 1), построенную по “скважинной” информации, взятой в истинной модели на горизонтальном удалении 20 км с последующим ее Гауссовым сглаживанием и добавлением рельефа свободной поверхности. Таким образом, используемая для старта итерационного процесса глубинно-скоростная модель не содержала никакой информации о наличии высокоскоростных аномалий ВЧР.

Как было показано авторами ранее [4, 5], привлечение кратных волн, связанных со свободной поверхностью, снижает разрешающую способность и информативность результатов обращения полного волнового поля, но увеличивает их устойчивость в присутствии некоррелированных помех. Поэтому на первом этапе полноволнового обращения используется все волновое поле, включая кратные волны, связанные с наличием свободной поверхности. Глубинно-скоростная модель ВЧР, построенная в результате первого этапа реализации метода обращения полного волнового поля, приведена на рис. 3. Обращение производилось в области временных частот в диапазоне от 3 до 10 Гц, а целевая область ограничивалась глубиной в 1 км. Как можно видеть, при этом удается успешно идентифицировать высокоскоростные аномалии, однако области непосредственно под траппами восстановлены со значительными искажениями. Поэтому на последующих этапах обращения для улучшения качества восстановленной модели использовались данные с подавленными кратными волнами, связанными со свободной поверхностью.

При обращении в области временных частот общепринятой практикой является использование их перекрывающихся интервалов. В данном случае после выполнения обращения в частотном

диапазоне [3–10] Гц (без подавления кратных волн и с их подавлением) мы использовали следующий набор частотных групп: [8–20] Гц, [15–30] Гц.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе реализован подход к реконструкции глубинно-скоростной модели ВЧР на основе метода обращения полного волнового поля. Как было показано ранее, привлечение кратных волн, связанных со свободной поверхностью, снижает разрешающую способность этого подхода, но повышает устойчивость решения в присутствии некоррелированных помех. Поэтому на первом этапе полноволнового обращения используется все волновое поле, включая кратные волны, связанные с наличием свободной поверхности. Далее используются данные после подавления кратных волн. Полученные результаты демонстрируют способность метода обращения полного волнового поля восстанавливать сложные геологические структуры ВЧР даже в присутствии высокоскоростных аномалий (трапповые интрузии).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Данная работа выполнена при поддержке Совета по грантам Президента Российской Федерации (грант МК-3947.2021.1.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Tarantola A.* Inversion of Seismic Reflection Data in the Acoustic Approximation // *Geophysics*. 1984. 49 (8). P. 1259–1266.
2. *Alekseev A.S., Avdeev A.V., Fatianov A.G., Cheverda V.A.* Wave Processes in Vertically-inhomogeneous Media: A New Strategy for a Velocity Inversion // *Inverse Problems*. 1993. V. 9 (3). P. 367–390.
3. *Гадьльшин К.Г., Чеверда В.А.* Решение обратной динамической задачи сейсмоки путем обращения полного многокомпонентного упругого волнового поля // *ДАН*. 2018. Т. 482. № 6. С. 708–712.
4. *Гадьльшин К.Г., Чеверда В.А., Неклюдов Д.А.* Влияние свободной поверхности на качество решения обратной динамической задачи сейсмоки // *Технологии сейсморазведки*. 2014. № 3. С. 43–50.
5. *Gadylyshin K., Bakulin A., Dmitriev M., Golikov P., Neklyudov D., Tcheverda V.* Effect of Free-surface Related Multiples on Near Surface Velocity Reconstruction with Acoustic Frequency Domain FWI // *Conference Proceedings, 76th EAGE Conference and Exhibition June 2014*. 2014. P. 1–5.

FULL WAVEFORM INVERSION OF COMPLEX NEAR-SURFACE WITH VARYING TOPOGRAPHY IN EASTERN SIBERIA

K. G. Gadylshin^{a,#}, V. A. Cheverda^a, and D. N. Tverdokhlebov^b

^a *Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russian Federation*

^b *LLC “RN-Exploration”, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: GadylshinKG@ipgg.sbras.ru*

Presented by Academician of the RAS M.I. Erov September 28, 2021

Obtaining a high-quality dynamic seismic image is a priority task in the conditions of contrasting heterogeneities of the near-surface in the vast territory of Eastern Siberia. Thus, it is necessary to restore an effective depth-velocity model that provides compensation for velocity anomalies and calculates static corrections. However, for the most complex near-surface structure, for example, the presence of trap intrusions and tuffaceous formations, the information content of the velocity models of the near-surface area obtained by tomographic refinement turns out to be insufficient, and a search for another solution is required. The paper considers an approach based on the full-waveform inversion (FWI). It requires heavy computations, especially when considering varying topography, which requires a wave equation solution on a very fine mesh. The obtained results demonstrate the ability of the FWI to restore complex geological structures of the near-surface area, even in the presence of high-velocity anomalies (trap intrusions).

Keywords: trap intrusions, near-surface, full waveform inversion

УДК 551.24.02:551.243

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГА СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ РИДЖКРЕСТ 2019 Г. В ЮЖНОЙ КАЛИФОРНИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

© 2022 г. Академик РАН В. Г. Бондур^{1,*}, М. Б. Гохберг^{1,2}, И. А. Гарагаш^{1,2},
Д. А. Алексеев^{1,2}, Е. В. Гапонова¹

Поступило 13.10.2021 г.

После доработки 13.10.2021 г.

Принято к публикации 15.10.2021 г.

Представлен модельный анализ параметров напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры в период, предшествующий землетрясению $M = 7.1$ Риджкрест 2019 г. в Южной Калифорнии. В рамках геомеханической модели с динамическим учетом текущей сейсмичности выявлены закономерности пространственно-временных распределений аномальных сдвиговых деформаций и показано, что формирование очага происходит как попеременное развитие разрушений на окончаниях будущего разрыва, которое проявляется в возникновении аномальной деформации “гантелевидной” формы. В отличие от предшествующих теоретических и лабораторных исследований, изучено последовательное развитие процесса во времени, которое до этого не рассматривалось. Установлено, что существенную роль в выделении зоны формирования очага играет анализ направлений вектора смещения. Показано, что очаг эффективно формируется только при стабилизации и близости этих направлений к направлению сдвига в очаге будущего землетрясения, определенного по результатам космического мониторинга.

Ключевые слова: прогноз землетрясений, геомеханическая модель, напряженно-деформированное состояние, деформационные наблюдения, землетрясения, Южная Калифорния, Риджкрест

DOI: 10.31857/S2686739722020037

ВВЕДЕНИЕ

Изучение процессов подготовки крупных сейсмических событий является важнейшей составляющей исследований, направленных на разработку методов краткосрочного прогноза землетрясений. Для выявления этих процессов предложен ряд подходов, включающих непрерывный мониторинг сейсмичности [1, 2], спутниково-геодезические измерения [3], космические методы мониторинга и линеаментный анализ [4], наблюдения за вариациями электромагнитных полей, а также атмосферных и ионосферных параметров [5–8] и ряд других.

Отдельное место занимают теоретические и лабораторные исследования по развитию трещин в массиве горных пород [9, 10]. В этих работах процесс развития трещины рассматривался как

разрушение перемычки при начальных дефектах на ее концах. В работе [11] на основе анализа скоростей V_p и V_s показано, что примерно за 3 ч до Кроноцкого землетрясения на Камчатке на концах перемычки, соответствующей очагу, образуются аномальные касательные деформации “гантелевидной” формы.

В данной работе рассматривается формирование очага сильного землетрясения Риджкрест магнитудой $M = 7.1$, произошедшего 06.07.2019 в Южной Калифорнии и относящегося к кластеру Восточно-Калифорнийской Сдвиговой Зоны (ECSZ). Анализ выполнен на основе детальных расчетов распределений сдвиговой деформации (СД) и направлений вектора смещений в рамках геомеханической модели Южной Калифорнии при использовании данных по текущей сейсмичности согласно каталогу USGS. Выявленные закономерности в поведении этих параметров указывают на то, что возникновение аномальных сдвиговых деформаций на концах перемычки, соответствующей очагу землетрясения Риджкрест 06.07.2019 г. ($M = 7.1$), начало проявляться не за часы, а примерно за один год до события.

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “Аэрокосмос” Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: office@aerocosmos.info

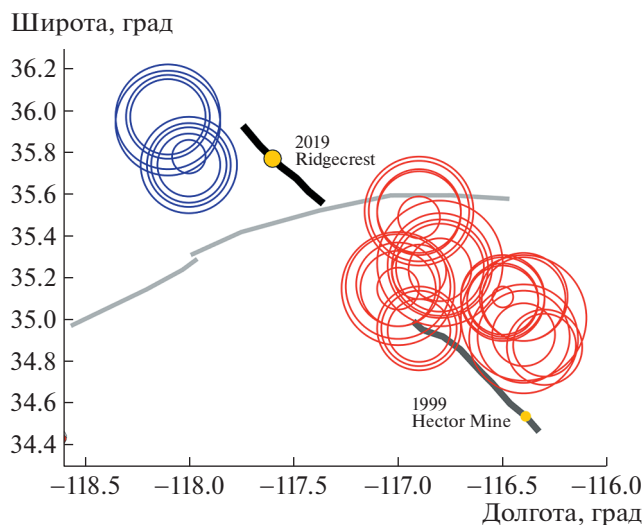


Рис. 1. Расположение и интенсивность аномалий деформации сдвига, наблюдаемых на юго-восточном (красные кружки) и северо-западном (синие кружки) продолжениях разлома Риджкрест в период с марта 2018 г. по июнь 2019 г.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты геомеханического мониторинга Южной Калифорнии, представленные в настоящей работе, опираются на трехмерную (3D) геомеханическую модель, подробно описанную в статьях [12–16]. Модель итерационно корректируется с учетом данных по накопленной (за трехмесячный временной интервал, предшествующий моменту расчета) локальной сейсмичности, используемых для вычисления “поврежденности” и последовательного перерасчета параметров напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры с шагом по времени, составляющим 0.5 мес. Получаемая серия массивов параметров НДС используется для расчета и визуализации ключевых кинематических характеристик НДС – приращения вектора смещения,

рассчитываемого во всех узлах сетки, а также интенсивности деформации сдвига (сдвиговой деформации – СД).

На рис. 1 приведено местоположение аномалий СД, которые последовательно появляются в эпицентральной зоне с интервалами 0.5 мес, начиная с 15 марта 2018 г. Размеры колец соответствуют пространственным размерам аномальных областей, околнуренных по пороговому значению СД, составляющему 10^{-5} . Синим цветом отмечены аномалии СД на северо-западном окончании очага, а красным – на юго-восточном окончании, продолжением которого является область разрыва предыдущего землетрясения Гектор Майн 1999 г. $M = 7.1$, играющая, как видно, заметную роль в формировании данного очага.

В отличие от теоретических и лабораторных исследований, где не учитываются сдвиги во времени, появление аномалий СД на окончаниях будущего разрыва происходит при их последовательном чередовании с разных сторон с интервалами в несколько месяцев (рис. 2).

Аномалия СД находится на одном месте несколько месяцев, а затем происходит перераспределение на другую оконечность очага и обратно. Такая ситуация напоминает процесс раскачивания. Если пользоваться терминологией “качели”, то землетрясение произошло после пятого “качка”, который имел место за 5 дней до события, и который отличался от предыдущих наилучшим совпадением направлений вектора смещений с направлениями смещений в катастрофическом сдвиге и его окрестностях, полученными после события по данным спутникового мониторинга Sentinel-2 [17] (рис. 36).

На рис. 3а приведено отклонение направлений горизонтальной составляющей смещения, рассчитанной для глубин 3–7 км, за 5 дней до события, от усредненного направления смещений земной поверхности по данным спутникового мониторинга после землетрясения. Интенсивные

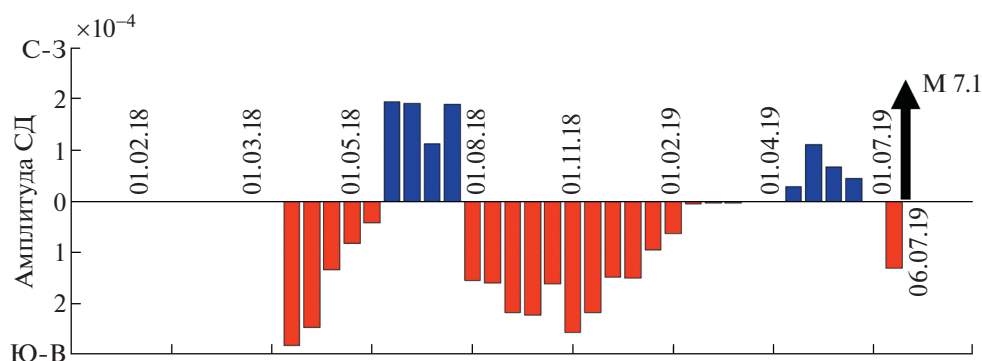


Рис. 2. Вариации интенсивности аномалий деформации сдвига, наблюдаемых на юго-восточном (красные столбики) и северо-западном (синие столбики) продолжениях разлома Риджкрест в период с марта 2018 г. по июнь 2019 г.

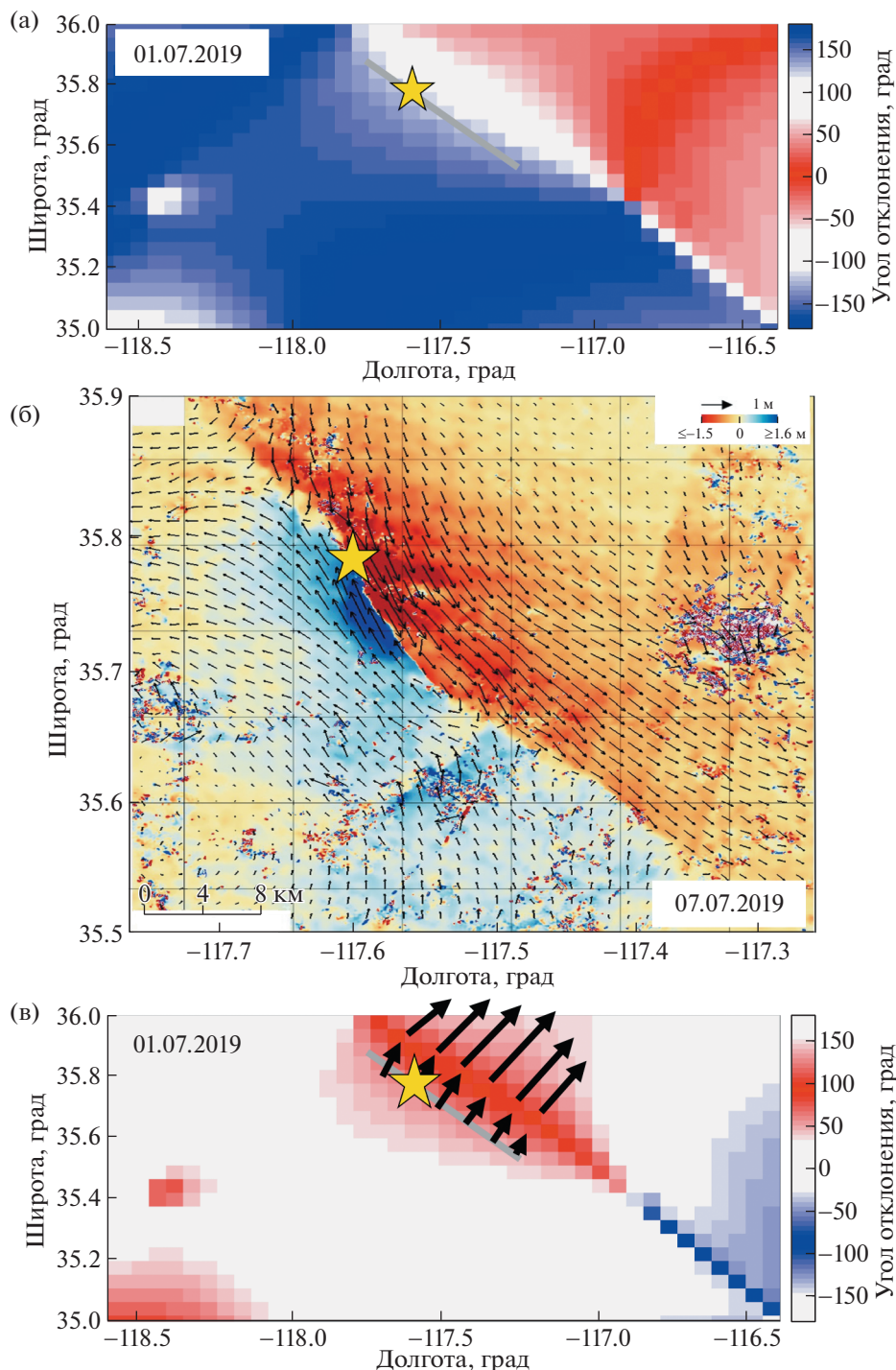


Рис. 3. (а) распределение отклонения смещений от тангенциального (вдоль разлома) направления по данным моделирования на 01.07.2019; (б) Карта поверхностных смещений в районе землетрясений Риджквест по данным спутникового мониторинга Sentinel-2 за период 28 июня 2019–08 июля 2019, изменено из [17]; (в) распределение отклонения смещений от нормального (поперек разлома) направления по данным моделирования на 01 июля 2019. Черные стрелки иллюстрируют растяжение в направлении, близком к нормальному.

красный и синий цвета отвечают полному совпадению этих направлений по разным бортам разрыва, представляющего собой правосторонний сдвиг.

К этому же времени относится появление локальной зоны растяжения вдоль всего протяже-

ния будущего очага (рис. 3в), что должно создавать дополнительные благоприятные условия для магистрального сдвига.

Исходя из приведенных результатов, можно, по всей видимости, заключить, что финальный

этап формирования очага произошел за 5 дней до события при последовательном раскачивании всей эпицентральной зоны в течение примерно одного года.

При этом существенную роль играли стабилизация и совпадение направления вектора смещения СД с направлениями сдвига в эпицентре события и его окрестностях.

ОБСУЖДЕНИЕ

Постоянное разрушение земной коры под действием квазистационарных тектонических сил проявляется в текущей сейсмичности, которая в Южной Калифорнии приурочена в основном к магистральным сейсмообразующим разломам Сан-Андреас, Гарлок и Маунт [18]. На основании мониторинга НДС в рамках геомеханической модели с использованием текущей сейсмичности [15, 16], начиная с 2008 г. нами получены пространственно-временные распределения сдвиговой деформации (СД). Показано, что происходит постоянное пространственное перераспределение областей повышенной СД, которое при квазистационарном воздействии внешних тектонических сил определяется неоднородностью механических свойств ослабленных зон земной коры.

Фоновая миграция максимумов СД носит достаточно хаотический характер. С учетом временной дискретизации модельных расчетов НДС (с шагом 0.5 мес) оценка средней скорости миграции составляет приблизительно 10^2 км/месяц. При этом характерно отсутствие пространственной стабилизации максимумов СД. Пространственная стабилизация областей с повышенной СД на протяжении порядка месяцев, как выяснено, является одним из признаков готовящегося крупного события.

В работе [15] было показано, что при подготовке землетрясения Риджкрест максимальные СД начали проявляться в окрестности эпицентральной зоны примерно за 3 года до события. Однако формирование собственно очага начало эффективно развиваться примерно за 1 год, что выразилось в концентрации локальных максимумов СД вблизи оконечностей будущего разрыва (рис. 1). Появление ослабленных зон – дефектов на концах перемычки, отождествляемой с готовящимся разрушением, находит свое объяснение в работах по развитию трещин [10], где формирование разрыва рассматривается как разрушение перемычки между двумя полубесконечными трещинами или между зонами аномальной деформации. Отличие представленного в данной статье анализа от указанных работ состоит в том, что в последних не рассматривается пространственно-временная динамика дефектов.

При формировании очага Риджкрест миграция стала носить сугубо локальный характер на уровне размеров разрыва. Зоны аномально повышенной СД появляются с обеих сторон очага не одновременно, а происходит их последовательное чередование, напоминающее ситуацию так называемых “качелей” (рис. 2).

Стабилизация зоны максимальных СД в окрестности одного из окончаний очага продолжается до нескольких месяцев, а затем происходит сравнительно быстрое перераспределение (в пределах до 0.5 мес) к другому окончанию. Такая локальная миграция может быть объяснена на качественном уровне особенностями динамики механических свойств непосредственно в окрестности очаговой зоны.

Действительно, временное прекращение развития СД на одном из окончаний очага, так называемая зона затишья, находит свое объяснение в рамках известных моделей лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) и дилатантно-диффузионной концепции (ДД) [10]. Поскольку концы перемычки являются зонами концентрации напряжений, в их окрестности происходит интенсивное образование трещин, приводящее к падению порового давления и упрочнению земной коры. В данной области упрочнения наступает период отсутствия деформаций и при продолжающемся воздействии внешних тектонических сил происходит их перераспределение к другому окончанию очага с аналогичным сценарием развития НДС. По мере разрушения концов нагрузка на перемычку возрастает и скорость ее деформирования увеличивается. Быстрые изменения региональных тектонических усилий невозможны и поэтому разрушение связано с развитием ползучести в перемычке и переходом ее в заключительную неустойчивую стадию. Это течение ближе к идеальной пластичности, нежели к ньютоновской вязкости, и в пределе может рассматриваться как вязкопластическое течение с внутренним сухим трением. Критерием неустойчивости течения является утрата эллиптичности уравнений движения. Существует интервал скоростей основного течения, при которых уравнения возмущенного движения вязкопластической среды с внутренним сухим трением становятся гиперболическими и реализуются смежные формы равновесия, приводящие к разрушению [19, 20].

Из сказанного следует, что последовательное раскачивание очаговой зоны и связанное с этим ускорение течения в перемычке является, скорее всего, одним из необходимых условий начала магистрального разрушения.

Таким образом, в работе показана одна из эффективных возможностей по использованию геомеханических моделей и текущей сейсмичности для изучения особенностей формирования очага

крупного сейсмического события, что является новым шагом к решению проблемы краткосрочного сейсмического прогнозирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе с использованием геомеханической модели на примере сильного землетрясения Риджквест магнитудой $M = 7.1$, произошедшего 06.07.2019 г. в Южной Калифорнии, показано, что формирование очага происходит как попеременное развитие разрушений на окончаниях будущего разрыва, которое проявляется в возникновении аномальной деформации “гантелевидной” формы.

Установлено, что существенную роль в выделении зоны формирования очага играет анализ направлений вектора смещения. Очаг эффективно формируется только при стабилизации и близости этих направлений к направлению сдвига в очаге будущего землетрясения, определенного по результатам космического мониторинга. Последовательное раскачивание очаговой зоны и связанное с этим ускорение течения в перемычке является, скорее всего, одними из необходимых условий начала магистрального разрушения.

Таким образом, в работе продемонстрирована эффективность использования геомеханических моделей и данных текущей сейсмичности для изучения особенностей формирования очага крупного сейсмического события, что является новым шагом к решению проблемы краткосрочного сейсмического прогнозирования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в НИИ “АЭРОКОСМОС” в рамках проекта № АААА-А19-119081390037-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Clayton R.W., Heaton T., Kohler M., Chandy M., Guy R., Bunn J. Community Seismic Network: A Dense Array to Sense Earthquake Strong Motion // *Seismol. Res. Lett.* 2015. 86. P. 1354–1363. <https://doi.org/10.1785/0220150094>
2. Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // *Физика Земли.* 2017. № 1. С. 34–53. <https://doi.org/10.7868/S0002333717010021>
3. Cenni N., Viti M., Mantovani E. Space Geodetic Data (GPS) and Earthquake Forecasting: Examples from the Italian Geodetic Network // *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata.* 2015. V. 56. № 2. P. 129–150.
4. Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линейного анализа космических изображений // *ДАН.* 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.
5. Gokhberg M.B., Morgounov V.A., Yoshino T., Tomizawa I. Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan // *Journal of Geophysical Research.* 1982. V. 87. P. 7824.
6. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмо-электромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 180 с.
7. Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // *ДАН.* 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.
8. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // *ДАН.* 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
9. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений // *Известия АН СССР. Физика Земли.* 1974. № 10. С. 107–122.
10. Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестников землетрясений. В сб. *Физика очага землетрясения.* М.: Наука, 1975. С. 6–29.
11. Гарагаш И.А. Использование азимутальных вариаций скоростей сейсмических волн для мониторинга сейсмической опасности на Камчатке. Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский, 2000. С. 164–175.
12. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // *ДАН.* 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
13. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли.* 2016. № 1. С. 120–132. <https://doi.org/10.7868/S000233371601004X>
14. Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // *ДАН.* 2016. Т. 466. № 5. С. 598–601. <https://doi.org/10.7868/S0869565216050170>
15. Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Динамика напряженного состояния Южной Калифорнии по данным геомеханического мониторинга перед землетрясением 06.07.2019 г. с $M = 7.1$. *Физика Земли.* 2021. № 1. С. 3–23. <https://doi.org/10.31857/S0002333721030042>
16. Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A. Revealing Short-Term Precursors of the Strong $M > 7$ Earthquakes in Southern California from the Simulated Stress–Strain State Patterns Exploiting Geomechanical Model and Seismic Catalog Data // *Front. Earth Sci.* 2020. 8:571700. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700>

17. *Chen K., Avouac J.-P., Aati S., Milliner C., Zheng F., Shi C.* Cascading and Pulse-like Ruptures during the 2019 Ridgecrest Earthquakes in the Eastern California Shear Zone // *Nature Comms.* 2020. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13750-w>
18. The San Andreas Fault System. California: U.S. Geological Survey. Professional Paper 1515. Wallace R.E. (Editor). 1990. Available at: <https://pubs.usgs.gov/pp/1990/1515/pp1515.pdf> (Accessed August 31, 2020).
19. *Гарагаши И.А., Николаевский В.Н.* Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // *Успехи механики.* 1989. Т. 12. № 1. С. 131–183.
20. *Garagash I.A.* About the Instability of Viscoplastic Medium with Internal Friction. Proceedings of the 6th BIOT Conference on Poromechanics (BIOT-6), Paris, France, 2017. P. 1813–1818. <https://doi.org/10.1061/9780784480779.224>

THE STRONG 2019 RIDGECREST EARTHQUAKE IN SOUTHERN CALIFORNIA: STUDYING THE SOURCE FORMATION BASED ON GEOMECHANICAL MODELLING

**Academician of the RAS V. G. Bondur^{a,#}, M. B. Gokhberg^{a,b}, I. A. Garagash^{a,b},
D. A. Alekseev^{a,b}, and E. V. Gaponova^a**

^a *AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russian Federation*

^b *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: office@aerocosmos.info*

Here we present a simulation study of the crust's stress-strain state in the period of the 2019 Ridgecrest ($M = 7.1$) earthquake in South California. In the framework of the geomechanical model allowing for the current seismicity, the regularities of spatiotemporal distributions of anomalous shear deformations have been revealed. It is also shown that the source is being formed as an alternate development of fractures at the ends of the future rupture, which manifests itself in the occurrence of an anomalous deformation of a “dumbbell” shape. Unlike previous theoretical and lab studies, here we study the consistent temporal development of the process which had not been considered before. It has been found that the analysis of the displacement vector's directions plays a significant role in the identification of the zone of the source formation. The source is effectively formed only when these directions are stabilized and close to the direction of shear in the source of a future earthquake, determined from the results of satellite monitoring.

Keywords: earthquake forecast, geomechanical model, stress-strain state, strain observations, earthquake, South California, Ridgecrest

УДК 550.34

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ВСЮ МОЩНОСТЬ СРЕДСТВАМИ РЕЧНОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

© 2022 г. А. В. Лисейкин^{1,*}, В. С. Селезнев¹, В. М. Соловьев^{1,2}, А. А. Брыксин¹

Представлено академиком РАН А.Э. Конторовичем 30.09.2021 г.

Поступило 30.09.2021 г.

После доработки 10.10.2021 г.

Принято к публикации 11.10.2021 г.

Показана возможность использования данных речной сейсморазведки на нефть и газ для изучения глубинного строения земной коры. Технология основана на использовании водных пневматических источников и устанавливаемых на берегу автономных сейсмических регистраторов, настроенных на непрерывную сейсмическую запись. Выполнено около 2700 км профилей методом ОГТ-2D на реках Восточной Сибири – Лена, Нижняя Тунгуска, Витим. Изучено строение верхней части земной коры (глубины до нескольких км), в то время как ее глубинная структура остается неизвестной. В работе, на примере 60-км участка профиля, расположенного в нижнем течении р. Лена, показано, что в материалах речных сейсморазведочных работ, выполненных по технологии, разработанной в ФИЦ ЕГС РАН, содержатся данные, позволяющие построить разрезы для земной коры на всю ее мощность вплоть до границы Мохоровичича. Малоамплитудные колебания отраженных волн от глубинных границ выделяются за счет широкого динамического диапазона используемой аппаратуры и многократного суммирования, существенно большего, чем при традиционной сейсморазведке. Высокая кратность достигается за счет уменьшения расстояния между пунктами взрыва, увеличения баз зондирования и площадки бинирования.

Ключевые слова: речная сейсморазведка, глубинное строение, метод ОГТ-2D, р. Лена

DOI: 10.31857/S2686739722020098

ВВЕДЕНИЕ

Специалисты ФИЦ ЕГС РАН начали выполнять морские сейсморазведочные работы начиная с 1983 г., на НИС “Евпатория” водоизмещением 3050 т [1]. В 1994–1995 гг. возникла необходимость проведения сейсморазведочных работ на Телецком озере, где самым большим судном была самоходная баржа водоизмещением 30 т [2, 3]. Сотрудникам ФИЦ ЕГС РАН пришлось полностью модернизировать регистрирующую и излучающую часть сейсмической аппаратуры. Это позволило в дальнейшем начать проводить сейсморазведочные работы методом ОГТ-2D на реках Сибири (Лена, Витим, Нижняя Тунгуска, Обь, Вах) [4]. Технология регистрации данных постоянно совершен-

ствовала и, начиная с 2007 г., основывалась на использовании автономных регистраторов (аппаратура “Байкал” с широким динамическим диапазоном, разработанная в ФИЦ ЕГС РАН и выпускаемая малыми сериями), устанавливаемых вдоль речного профиля на берегу реки и осуществляющих запись в непрерывном режиме. Возбуждение упругого сигнала производилось в воде с помощью группы из 10 пневматических источников “Малыш”, производства ООО “Пульс” [5]. Суммарный объем группы 15 л, рабочее давление – 140 атм. При интервале между воздействиями 18–23 с расстояние между пунктами взрыва составляло от 10 до 20 м. Используемые пневмоисточники характеризуются широким частотным диапазоном излучателя (практически равномерная амплитудно-частотная характеристика в диапазоне от первых единиц Гц до 200 Гц) и могут работать на глубинах до 0.5–0.7 м. Выполнено около 2700 км профилей по рекам Восточной Сибири (рис. 1). Разработано специализированное программное обеспечение (ПО “SSlicer”), позволяющее строить монтажи сейсмограмм с приведением их к виду, аналогичному получаемым стандартными многоканальными сейсмо-

¹ Сейсмологический филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, Новосибирск, Россия

² Алтае-Саянский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба Российской Академии наук”, Новосибирск, Россия

*E-mail: avl@gs.nsc.ru

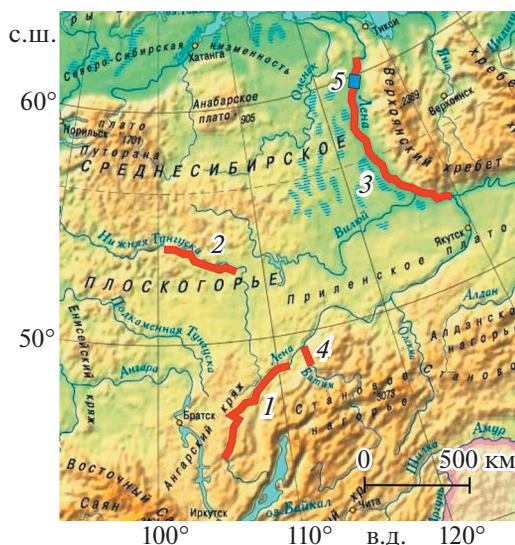


Рис. 1. Схема профилей речной сейсморазведки МОГТ-2D, по которым имеются архивные данные с возможностью переинтерпретации для изучения глубинного строения земной коры. 1–4 – линии профилей, отработанных с 2007 по 2019 г.; 5 – участок профиля, выбранный для анализа.

разведочными станциями. Длительность записи таких сейсмограмм определялась геологическими заданиями, ориентированными на получение сведений только о верхней части земной коры, и составляла 6–10 с. Глубинная структура земной коры в этих местах остается неисследованной. Как правило, проведение работ методом ОГТ-ГСЗ входит отдельным пунктом в комплекс региональных работ. Целевые отраженные волны от глубинных слоев земной коры, включая поверхность Мохоровичича, по имеющимся исследованиям методом ГСЗ в Восточной Сибири, находятся на временах до 13–15 с [6]. Интервал между сейсмическими воздействиями в использованной технологии проведения речных сейсморазведочных работ на нефть и газ больше этой величины, а запись – непрерывная. Предложенная технология позволяет сформировать сейсмограммы с увеличенным временем регистрации до 18–23 с и, соответственно, строить временные разрезы и изучать глубинное строение среды на участках выполненных речных сейсморазведочных профилей на всю земную кору и верхнюю часть мантии, что и показано на примере 60-км участка профиля, расположенного в нижнем течении р. Лена (рис. 1).

Сейсмические работы в нижнем течении р. Лена заказаны АО «Иркутскгеофизика» и в 2018 г. были выполнены с привлечением сотрудников ФИЦ ЕГС РАН.

ОПИСАНИЕ ДАННЫХ И МЕТОДОВ ОБРАБОТКИ

Экспериментальной базой исследования являлись наборы непрерывных сейсмических записей, полученных автономными регистраторами «Байкал-7» с сейсмоприемниками «GS-One». Расставлялись они на участке профиля длиной около 60 км, расположенном в нижнем течении р. Лена, по ее берегу. Источники возбуждения – группа из 10 пневмоисточников «Малыш». Средний интервал расстояний на этом участке между сейсмоприемниками составлял 50 м, между источниками – 19 м, а временной интервал между воздействиями – 23 с. Максимальные удаления источник–приемник до 16000 м.

Методика построения монтажей сейсмограмм с использованием непрерывных записей регистраторов «Байкал» состояла в следующем. Исходная запись содержит серию из 700–1500 сейсмических импульсов от пневмоисточников с известным временем срабатывания. С использованием разработанного в ФИЦ ЕГС РАН программного обеспечения (ПО «SSlicer») выполнены разделение непрерывных записей на трассы, соответствующие источникам колебаний, и их сборка в сейсмограммы общего пункта приема. Длительность сейсмограмм составила 23 с, что заведомо больше ожидаемого времени двойного пробега отраженных продольных волн от границы Мохоровичича (далее – «граница М»).

Как пример, на рис. 2 представлен фрагмент временного разреза, полученный ранее при интерпретации 6-секундных сейсмограмм с применением традиционных приемов цифровой обработки методом ОГТ-2D. Видно, что разрез освещает лишь самую верхнюю часть земной коры до времен 1–3 с, в то время как глубинная структура остается неизвестной. Таким образом, задача исследования состоит в том, чтобы, используя сейсмограммы увеличенной длительности, построить временной разрез, освещающий строение земной коры на всю ее мощность.

Проведенный анализ сейсмограмм показал, что на больших временах (от 2 до 13–15 с) отраженные волны не видны. Конечно, отраженные волны от глубинных границ фиксируются сейсмической аппаратурой, но амплитуда их значительно ниже фона сейсмического шума, и для их выделения требуется применять многократное суммирование методом ОГТ. Чтобы установить, достаточно ли динамического диапазона использованной сейсмической аппаратуры для выделения слабых сигналов от глубинных границ, проведено сравнение амплитудного спектра микросейсмических колебаний, записанных в полевых условиях и спектра аппаратурного шума. Последний был получен из записи, когда вертикальный сейсмоприемник лежал горизонтально. Установ-

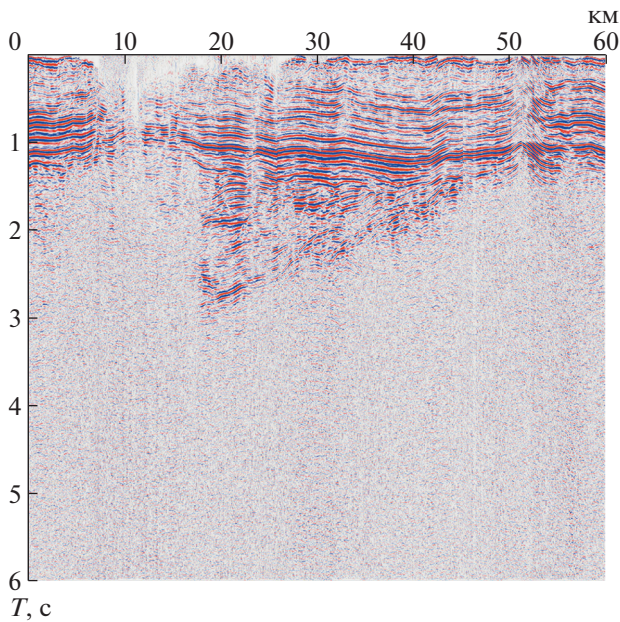


Рис. 2. Фрагмент временного разреза, полученного при региональной речной сейсмозазведке МОГТ-2D на р. Лена в 2018 г.

лено, что амплитуда сейсмического шума в интервале частот 10–20 Гц на два и более порядка выше, чем у аппаратного. Отсюда можно полагать, что есть возможность из цифровой записи выделять слабые сигналы с амплитудой значительно меньше сейсмического шума, как мини-

мум на два порядка, для чего потребуется примерно 10000-кратное суммирование.

Высокую кратность можно получить за счет уменьшения расстояния между пунктами взрыва, увеличения баз зондирований и за счет увеличения размера бина вдоль профиля. Как правило, при интерпретации данных сейсмозазведки он задается равным половине от интервала между пунктами приема или возбуждения. Так, при обработке сейсмозазведочных данных, полученных на р. Лена в 2018 г., он составлял 25 м. Ширина достигала 2500 м из-за существенной криволинейности речного профиля и разброса средних точек (рис. 3а). Кратность суммирования изменялась от 400 до 600 (рис. 3б). Для изучения границ на глубинах в десятки километров устанавливать размер бина в 25 м не имеет смысла. Указанный параметр можно увеличить в разы вдоль профиля, что приведет к росту кратности. Как пример, на рис. 3в показана кратность, получившаяся после бинирования фрагмента профиля площадками размером 200 × 2500 м. Видно, что кратность существенно увеличилась – до 5000. Следует отметить, что увеличение размера бина не только повышает кратность, но и одновременно приводит к уменьшению детальности по длине разреза. Поэтому при обработке данных следует подобрать оптимальное его значение.

Основные графы обработки данных, такие как геометризация сейсмограмм, бинирование по криволинейному профилю, полосовая фильтрация, регулировка амплитуд, ввод кинематических

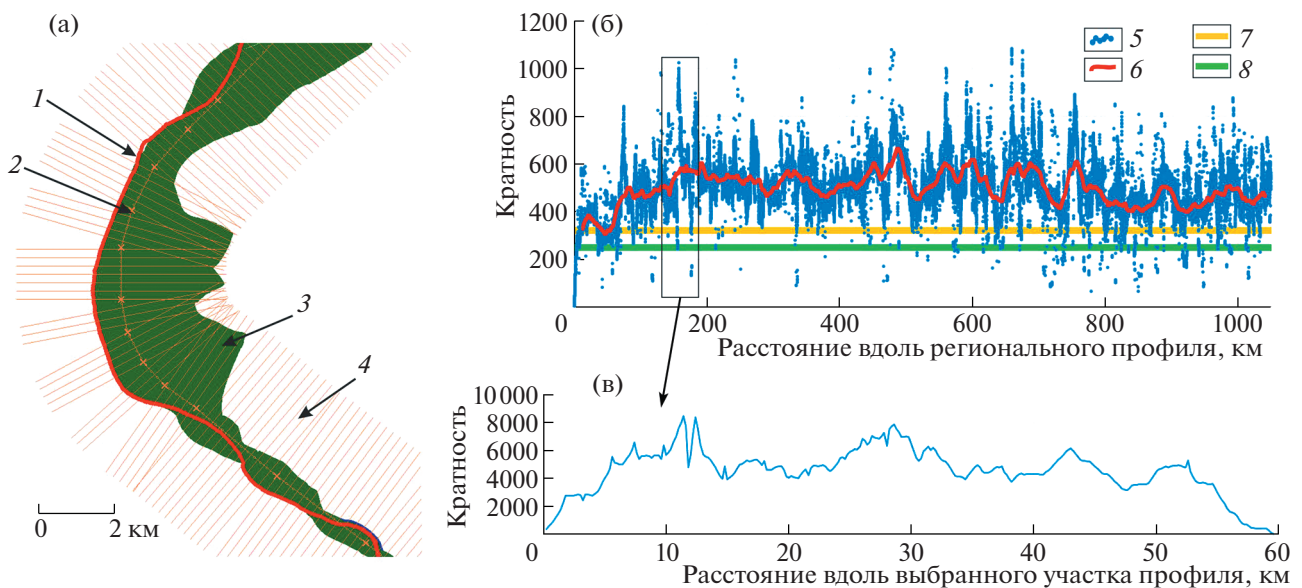


Рис. 3. Схема бинирования фрагмента речного сейсмозазведочного профиля (а) и графики кратности (б, в): (б) – при размере бина 25 × 2500 м и ограничении максимальных удалений до 8000 м, (в) – при размере бина 200 × 2500 м и неограниченных удалениях. 1 – пневмоисточники; 2 – траверс-линия; 3 – множество средних точек; 4 – бины; 5–8 – кратности: 5 – фактическая; 6 – усредненная; 7, 8 – соответственно, требуемая и минимально допустимая согласно геологическому заданию.

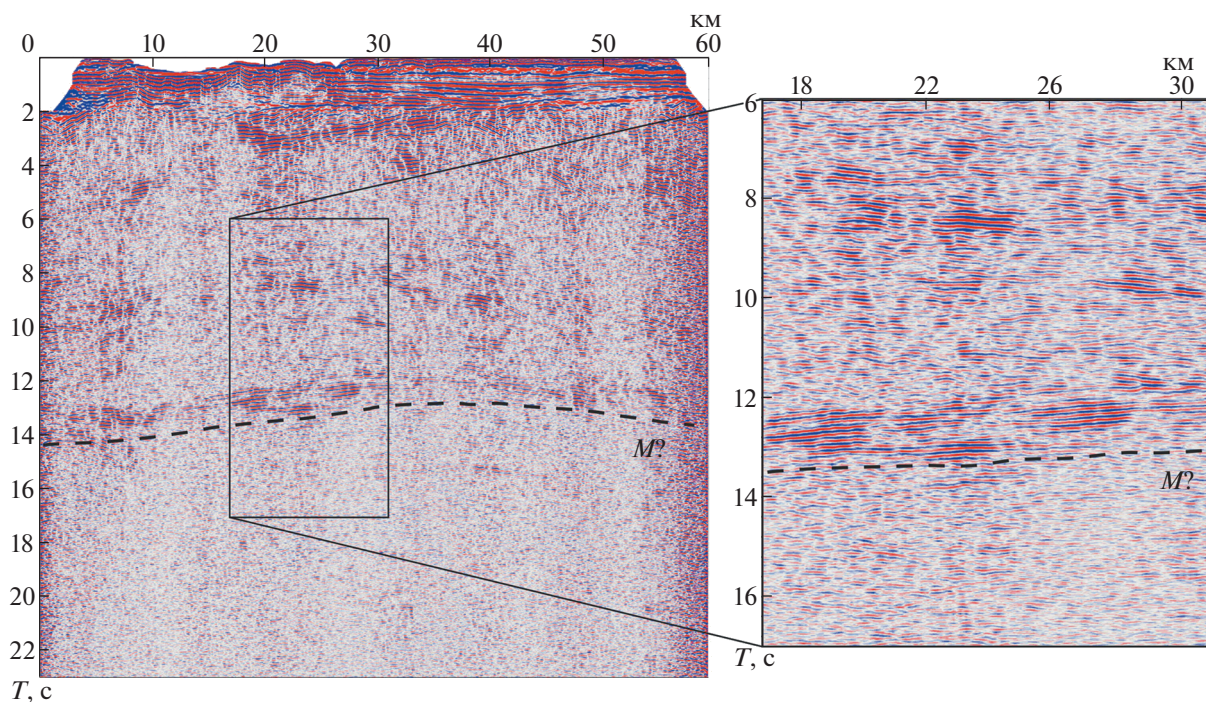


Рис. 4. Временной разрез, построенный для исследуемого участка речного сейсморазведочного профиля.

поправок, суммирование с построением временных разрезов, выполнялись в ПО “RadexPro” (разработчик – ООО “Деко-геофизика СК”).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Как отмечалось выше, в зарегистрированном при речной сейсморазведке первичном волновом поле на больших временах визуально не наблюдается отраженных волн от глубинных границ. Чтобы определить граф цифровой обработки, был проведен ряд тестов на теоретических и экспериментальных данных. Теоретические тесты включали расчет синтетических сейсмограмм отраженных продольных волн от подошвы земной коры. Ввиду отсутствия точных сведений о скоростном строении среды в исследуемом районе была выбрана приближенная одномерная двухслойная модель среды. Необходимо отметить, что нам не удалось провести уточняющий скоростной анализ средствами использованного ПО, вероятно, по причине экстремально низкого соотношения сигнал/шум. Использовались опубликованные сведения, охватывающие исследования ближайших районов [7, 8]. Глубина до границы М варьировалась в интервале 42–46 км. Средняя скорость продольных волн в земной коре – 6.5–6.6 км/с. По результатам расчетов ожидаемые времена двойного пробега отраженных от границы М продольных волн для выбранного участка профиля составляют 12.9–13.9 с. Для имеющейся системы наблюдений, когда расстояния источник-прием-

ник в разы меньше глубины до отражающих границ, эффективную скорость для расчета кинематических поправок можно взять равной средней скорости для региона. Это подтвердилось в дальнейших расчетах с использованием экспериментальных данных. Так, разрезы на временах в 13–14 с, где ожидается проявление границы М, рассчитанные при разных эффективных скоростях от 6.0 до 7.0 км/с, практически не отличались друг от друга.

Экспериментальные тесты включали в себя оценки частотного диапазона полезного сигнала, оптимальных параметров бинирования и влияние сейсмических помех.

Частотный диапазон определялся путем перебора различных полосовых фильтров в применении к исходным данным. Результаты показали, что наиболее подходящим является диапазон фильтра 5–10 Гц, а видимая частота полезного сигнала составляет 7–8 Гц.

Параметры бинирования определялись путем расчета временных разрезов с различными размерами отражающей площадки вдоль профиля и их сравнения. Для расчетов использовались бины размером 50, 100, 200, 400 и 800 м. Оптимальным оказалось бинирование с площадками 100 × 2500 м, при котором средняя кратность на исследуемом фрагменте профиля составила 2500. Отметим, что размер бина в 100 м представляется малым, если сравнивать его с длиной волны: при скорости 6.5 км/с и частоте сигнала 8 Гц она составляет

около 800 м. Однако расчеты показали, что для использованных данных увеличение размера бина больше 100 м не приводит к появлению дополнительной информации, а при достижении 400 и 800 м — наблюдается ухудшение детальности разреза по горизонтали.

Оценивая влияние помех, основным источником которых являлся ветер, анализировались спектры помех и показано, что их частоты составляли от 20 Гц и выше. Это существенно выше частоты полезного сигнала, с которым мы имеем дело при изучении глубинных границ, значит, такие помехи не должны влиять на качество получаемых разрезов. Для проверки этого предположения произведены расчеты фрагментов временных разрезов по выборкам данных, имеющим разный уровень помех. Результаты подтвердили, что ветровые помехи, ухудшающие качество временных разрезов верхней части земной коры, не ухудшают качество разреза на больших глубинах, и этот материал не следует исключать из обработки.

На рис. 4 представлен временной разрез, построенный по всей совокупности имеющихся данных для выделенного 60-км участка профиля в нижнем течении р. Лена. Пунктирной линией отмечено предполагаемое положение границы М. Двойное время пробега меняется от 13.0 до 14.2 с, что при средней скорости продольных волн в земной коре на данном участке около 6.6 км/с, дает глубину до границы М в 43–47 км. Эти значения не противоречат имеющимся сведениям о мощности земной коры в близлежащих районах и существенно их дополняют [7, 8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследования удалось разработать методику, позволяющую из материалов речных сейсморазведочных работ получать сейсмограммы с длительностью регистрации до 18–23 с, и по ним строить временные разрезы до поверхности Мохоровичича и глубже, выделяя малоамплитудные колебания отраженных волн от глубинных границ. Этому способствовало: широкий динамический диапазон используемой аппаратуры, уменьшенные расстояния между пунктами взрыва и увеличенные базы зондирования, что при использовании бина размером 100 × 2500 м повысило кратность наблюдений до 2500. Кратность наблюдений была повышена также за счет вовлечения в процесс обработки сейсмограмм с ветровыми помехами, которые не использовались при стандартной обработке.

Речные сейсморазведочные работы, выполненные по технологии, разработанной в ФИЦ ЕГС РАН, на реках Восточной Сибири в объеме порядка 2700 км, содержат в себе данные, позволяющие построить глубинные разрезы вплоть до

границы Мохоровичича, и эту работу необходимо проделать.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи признательны К.Н. Каюрову и Д.В. Напрееву, благодаря сотрудничеству с которыми стало возможным выполнить исследования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00576-21) и с использованием данных, полученных при проведении полевых сейсморазведочных работ на р. Лена в 2018 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гинсбург Г.Д., Кремлев А.Н., Григорьев М.Н., Ларкин Г.В., Павленкин А.Д., Салтыкова Н.А. Фильтрогенные газовые гидраты в Черном море (21-й рейс НИС “Евпатория”) // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 10–20.
2. Seleznev V.S., Nikolaev V.G., Buslov M.M., Babushkin S.M., Larkin G.V., Evdokimov A.A. The Structure of Sedimentary Deposits of Lake Teletskoe According to the Data of Continuous One-channel Seismic Profiling // Russian Geology and Geophysics. 1995. 36 (3). P. 113–121.
3. Seleznyov V.S., Klerkx J., Solovyov V.M., Babushkin S.M., Larkin G.V., Emanov A.F. Structure of Sedimentary Cover in the Teletskoye Lake: Seismic Data // Continental Rift Tectonics and Evolution of Sedimentary Basins: International Workshop INTAS Joint Russian-Belgian Research Project. Novosibirsk, May 22–24. 1996. P. 67–70.
4. Селезнев В.С., Соловьев В.М., Сысоев А.П., Бабушкин С.М., Кашун В.Н., Брыксин А.А., Лисейкин А.В. Речная сейсморазведка на востоке России // Перспективы развития нефтегазодобывающего комплекса Красноярского края: Сборник материалов научно-практической конференции. Красноярск: КНИИГиМС, 2007. С. 143–146.
5. Бадиков А.Н., Гуленко В.И. Источник упругих волн для сейсморазведки на предельном мелководье и в транзитных зонах // Приборы и системы разведочной геофизики. 2009. Т. 29. № 3. С. 24–26.
6. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991, 224 с.
7. Атлас “Опорные геолого-геофизические профили России”. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 г. // СПб.: ВСЕГЕИ, 2013, 94 с. <http://www.vsegei.com/ru/info/seismic/>
8. Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Кудряцев И.В., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А., Эринчек Ю.М. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения, 2018. № 76. С. 9–21.

AN APPROACH FOR STUDYING OF THE EARTH'S CRUST STRUCTURE AT FULL THICKNESS BY MEANS OF RIVER SEISMIC EXPLORATION

A. V. Lisekin^{a,#}, V. S. Seleznev^a, V. M. Soloviev^{a,b}, and A. A. Bryksin^a

^a *Seismological Department of the Universal Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b *Altay-Sayan Department, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: avl@gs.nsc.ru*

Presented by Academician of the RAS A.E. Kontorovich September 30, 2021

The possibility of using river seismic data for oil and gas exploration to study the deep structure of the earth's crust is shown. The technology is based on the use of water pneumatic sources and bank-mounted autonomous seismic recorders set up for continuous seismic recording. About 2.700 km of profiles by the CDP-2D method were completed on the rivers of Eastern Siberia—Lena, Nizhnyaya Tunguska, Vitim. The structure of the upper part of the earth's crust (depths up to several km) has been studied, while its deep structure remains unknown. In this work, on the example of a 60-km section of the profile located in the lower reaches of the Lena River, it is shown that the materials of river seismic surveys carried out using the technology developed in the GS RAS contain data which allow us to construct cross sections for the Earth's crust throughout its thickness up to the Moho boundary. Low-amplitude fluctuations of reflected waves from deep boundaries are highlighted due to the wide dynamic range of the instrumentation used and the multiple summation, significantly higher than in traditional seismic surveys. High multiplicity is achieved by reducing the distance between blast points, increasing the sounding bases and the binning area.

Keywords: river seismic survey, depth structure, CDP-2D method, Lena River

УДК 551.465.5; 551.506

ДИНАМИКА И ТЕРМОХАЛИННАЯ СТРУКТУРА ВОД КОНТАКТНЫХ ЗОН АЗОВСКОГО МОРЯ

© 2022 г. Академик РАН Г. Г. Матишов^{1,2}, К. С. Григоренко^{1,*}

Поступило 20.10.2021 г.

После доработки 27.10.2021 г.

Принято к публикации 28.10.2021 г.

Представлены результаты инструментальных измерений термохалинной структуры и течений в районах смешения пресных речных вод (Таганрогский и Темрюкский заливы) и черноморских вод (Керченский пролив) с водами Азовского моря за период 2018–2021 гг. На основе данных о водообмене построена предварительная классификация течений Таганрогского залива и Керченского пролива. Наибольшие скорости течений в Керченском проливе отмечены при северном и южном ветрах. При западном и восточном ветрах формируется мозаичная гидродинамическая картина. В Таганрогском заливе существует сложная система собственных колебаний водного бассейна, которая раскачивается восточными и западными ветрами и подпитывается донским стоком. Течения Азовского моря имеют более сложную структуру нежели считалось ранее. Повсеместно, помимо дрейфовой, существует и градиентная (сейшевая) составляющая, за счет которой наблюдаемые течения часто оказываются направлены против ветра, циклически меняют направление и скорость на противоположные.

Ключевые слова: Азовское море, маловодье Дона, сгонно-нагонные явления, сейши, морские течения

DOI: 10.31857/S2686739722020116

Проблема классификации течений в Азовском море актуальна, несмотря на десятилетия исследований. Контактных данных немного, и они достаточно фрагментарны [1–3]. Множество оценок получено по результатам математического моделирования [4–7], однако расчеты часто противоречат наблюдениям [8, 9]. Соленость Азовского моря изменяется под влиянием пресного речного стока и вод, поступающих из Черного моря. Испарение, атмосферные осадки и приток подземных вод не оказывают решающего воздействия на соленость, в то время как речной сток испытывает межгодовые и сезонные климатообусловленные колебания водности [10]. Проблема периодических изменений солености неоднократно рассматривалась ранее [11, 12]. В 2020 г. падение стока Дона привело к осолонению Азовского моря несравнимо больших масштабов, нежели в 70-е годы XX в. Ослабевшее стоковое течение Дона оказалось компенсировано за счет усиления черноморской адвекции. Изменения термохалин-

ной структуры наиболее заметны в устьевой области Дона, а также в Керченском проливе. Влияние Кубани заметно в широком Темрюкском заливе только в узкой вдольбереговой полосе. Изучение механизма осолонения на основе новых данных является общей целью работы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для исследования использованы материалы экспедиций НИС “Денеб” 15.11–02.12.2018, 30.11–25.12.2020 и 15–29.04.2021. Вертикальные разрезы солености построены по данным STD-измерений океанографическими зондами SBE-19 и STD-90m. Параметры течений Таганрогского залива и Керченского пролива измерены доплеровским измерителем течений Aanderaa RCM 9LW, который последовательно подвешивался на нескольких горизонтах измерений каждой станции. Метеорологические характеристики в морских условиях получены с помощью судовой метеостанции нис “Денеб” Vaisala.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Частые сгоны в устьевой области Дона позволяют предположить, что в наиболее глубоких частях залива должно существовать компенсацион-

¹ Южный научный центр Российской академии наук, Ростов-на-Дону, Россия

² Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра Российской академии наук, Мурманск, Россия

*E-mail: Klim_grig@mail.ru

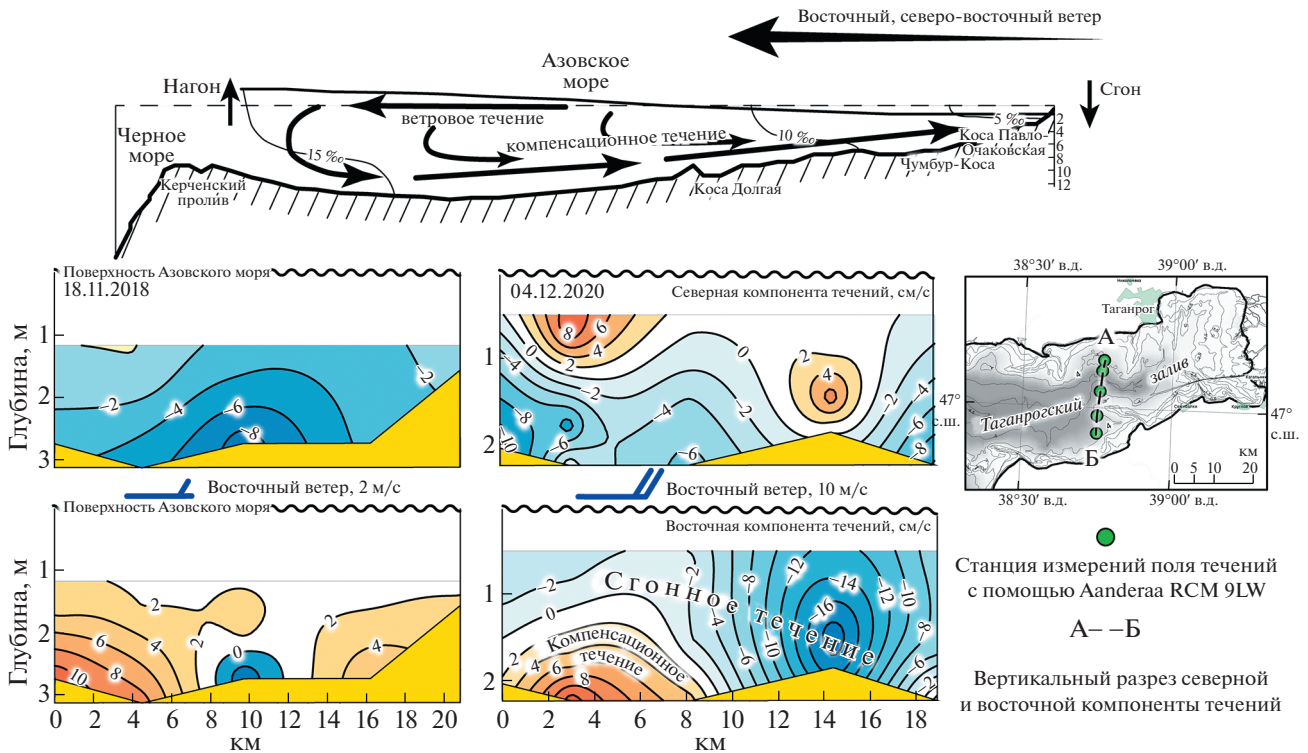


Рис. 1. Разрез течений в восточной части Таганрогского залива 18–19.11.2018 и 04.12.2020.

ное течение, стремящееся выровнять водную поверхность. В восточной части Таганрогского залива, в 10 км к западу от Таганрога и Чумбуркосы в ноябре 2018 г., декабре 2020 г. и апреле 2021 г. проведены съемки параметров переноса вод на запад и на восток (рис. 1). Условия измерений осенне-зимних съемок в 2018 и 2020 г. достаточно сильно различались, при этом оба раза зафиксирован значительный зональный перенос вод. В 2018 г., 18–19 ноября, наблюдался слабый (2 м/с) восточный ветер и “откат” масс воды в Таганрогском заливе после “сильной верховки” из моря к реке. 4 декабря 2020 г. измерения проводились в активную фазу интенсивного ветрового сгона при восточном ветре 10 м/с. Это привело к падению уровня воды на метр и сокращению площади сечения разреза. Крайние северная и южная станции выполнялись немного ближе к соседним относительно сетки 2018 г.

В 2020 г. инструментально измерено компенсационное (восточное) течение Таганрогского залива в условиях сильного сгона (верховки), заполняющее наиболее глубокую часть залива – затопленное русло Палеодона, с максимальной скоростью 13.3 см/с.

Ядро сгонного (западного) течения располагалось ближе к южному берегу, было направлено на северо-запад, вдоль подводной оконечности Чумбурской косы. Максимальная скорость его

восточной компоненты составила 19.2 см/с. Общее направление течений соответствует батиметрии залива. В придонном слое течение направлено вдоль изгибов долины. В приповерхностном – сгонное течение “растекается” по более широким и приглубым берегам Таганрогского залива, вдоль подводных кос (Чумбурская банка на южном берегу, Петрушино – на северном).

Во время весенней съемки в апреле 2021 г. расходы воды в Дону в ст. Раздорской достигали 350–400 м³/с. Измерения проводились в условиях слабого (до 5 м/с) западного (нагонного) ветра (рис. 2) и при практически полном отсутствии половодья. Уровень воды в дельте за период измерений поднялся на 0.5 м. В наиболее глубокой части разреза обнаружена струя, направленная на северо-восток с максимальной скоростью 21 см/с. Поток заполнил весь объем от поверхности до дна. С севера и юга от центральной струи обнаружены противотечения.

В районе Чумбурской банки, у южной границы разреза зафиксирована стратификация восточной компоненты течений, приповерхностный слой движется на восток, придонный – на запад, в сторону моря. Оба потока при этом имели южную составляющую.

Вклад Кубанского половодья в распределение и динамику вод Азовского моря весной 2021 г. оказался особенно заметным. Приток в Красно-

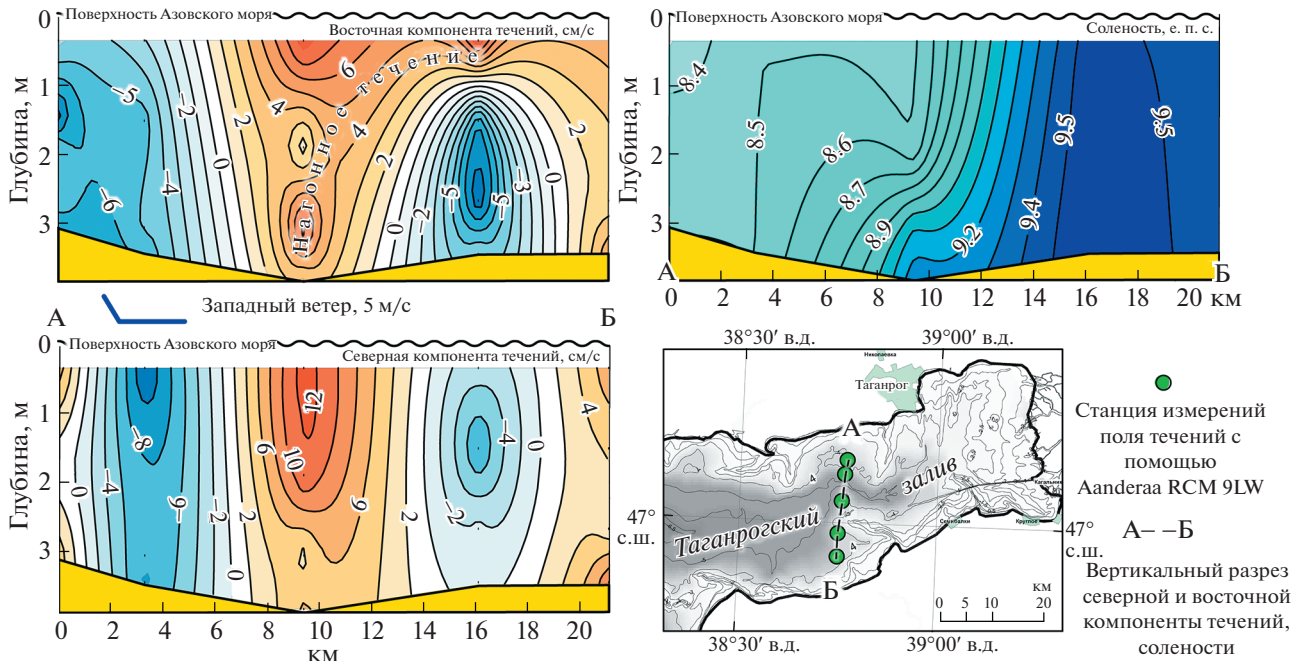


Рис. 2. Разрез течений и солёности в восточной части Таганрогского залива 17.04.2021.

дарское водохранилище 19 апреля 2021 г. составил $837 \text{ м}^3/\text{с}$, а сброс — $750 \text{ м}^3/\text{с}$ [13]. Визуально воды Кубани оказались различными на расстоянии 10–15 км от берега. Они отличались по цвету, прозрачности и большому количеству вынесенного мусора. Распределение поверхностного слоя Темрюкского залива заметно на расстоянии 25 км от берега, где зафиксированы воды с солёностью менее 15 е.п.с. На поверхности наиболее близких к берегу станций солёность понизилась до 8 е.п.с. Слой скачка солёности располагался на глубине около 2 м. Придонный слой имел солёность 15–15.5 е.п.с.

Течения имели беспорядочную структуру. Кубанские воды распространяются в циклоническом направлении со скоростью до 25 см/с в верхнем двухметровом слое на крайней береговой станции. На пятикилометровом удалении от берега обнаружена струя антициклонического направления с максимумом до 5 см/с. Еще через 5 км расположены потоки, движущиеся против и по часовой стрелке вдоль берега, с переносом в обоих до 8 см/с. На мористых станциях, расстоянии 15 км и далее от берега, наблюдалось движение воды преимущественно циклонического направления со средними скоростями 4–6 см/с и максимумом у поверхности — 14 см/с (рис. 3).

В северной части Керченского пролива (рис. 4) при восточном ветре формируется интенсивное вдольбереговое западное течение. Инструментально зарегистрирован перенос непосредственно черноморских вод (с солёностью более

17 е.п.с.) с максимальными скоростями более 10 см/с, и отклонением на запад. У Крымского берега западное ветровое течение складывается с придонным. Результирующий перенос, от поверхности до дна, направлен на северо-запад. Ядро течения (до 27 см/с) расположено на глубине 7–8 м. Центр переноса на юг находится в придонном горизонте, в пяти километрах от западной границы разреза. Наиболее интенсивное течение на запад (более 36 см/с) расположено на глубине 4 м, в 3 км от восточной границы разреза.

Съёмка северной части Керченского пролива в апреле 2021 г. проходила в условиях усиления юго-юго-западного ветра. Схема течений и солёности (рис. 5) с восточной стороны соответствует практически штилевой погоде (менее 2 м/с). Окончание работ на западной стороне сопровождалось семибалльным ветром (14 м/с). Зафиксированная схема течений, таким образом, имеет слабо показательную пространственную структуру, но ярко выраженную временную.

В начальный период отмечены слабые движения (2–4 см/с) и перемена направлений во всей толще — с севера на юг, с востока на запад. Хорошо заметна стратификация солёности — распределение водами кубанского половодья на поверхности (12.4 е.п.с.) и заполнение понижений дна водами с солёностью 15.6 е.п.с. В центральной части разреза ветер усилился до 7–9 м/с, водная толща устремилась в северо-западном направлении со скоростью до 19 см/с. Течение заметно ослабевало с глубиной. Глубже 5 м скорости до-

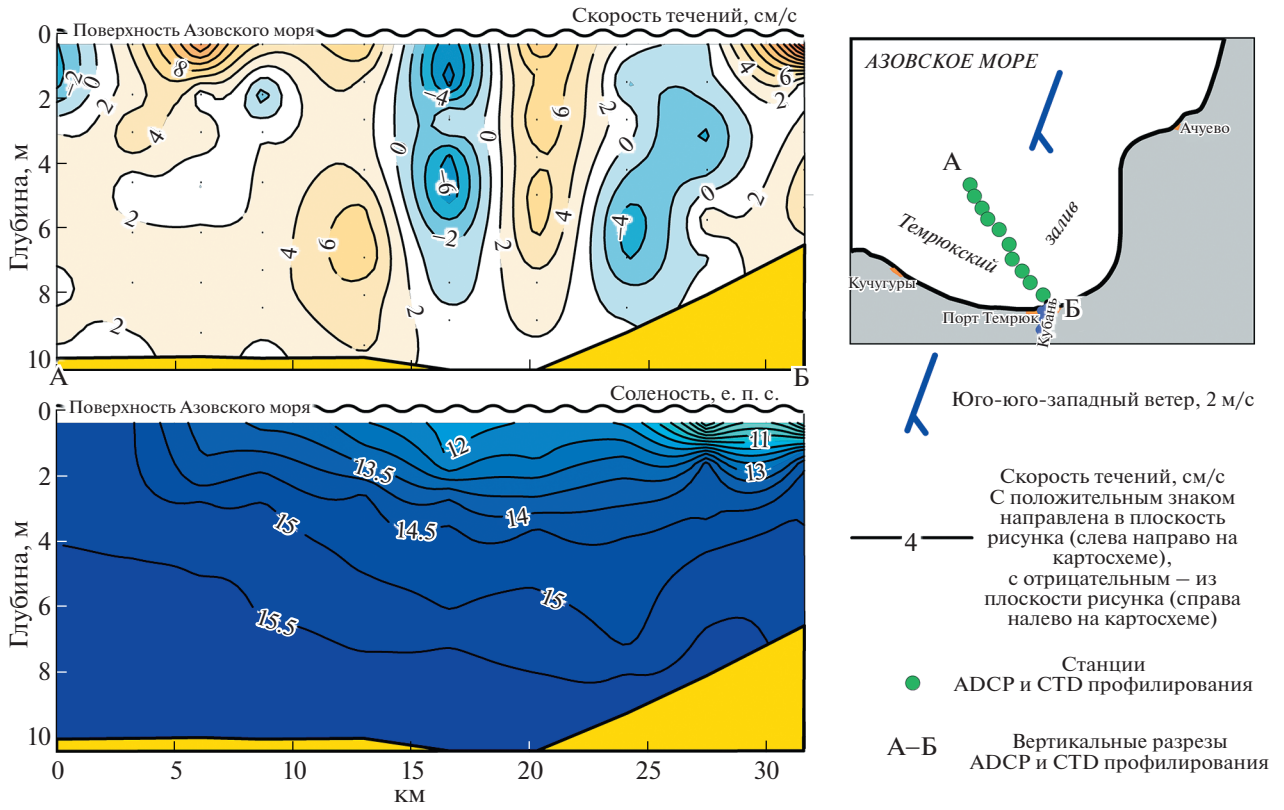


Рис. 3. Разрез течений и солёности в Темрюкском заливе Азовского моря 19.04.2021. Скорости течений нормализованы относительно плоскости разреза А-Б.

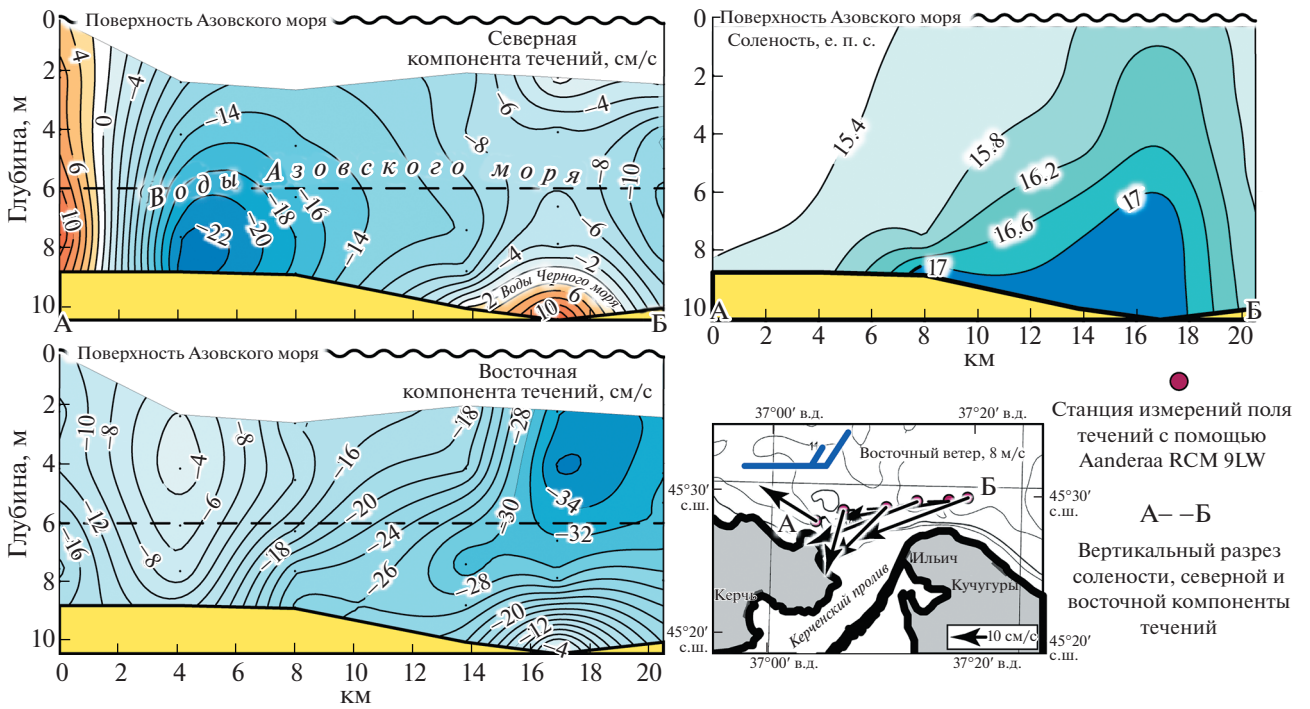


Рис. 4. Течения в северной части Керченского пролива 12.12.2020.

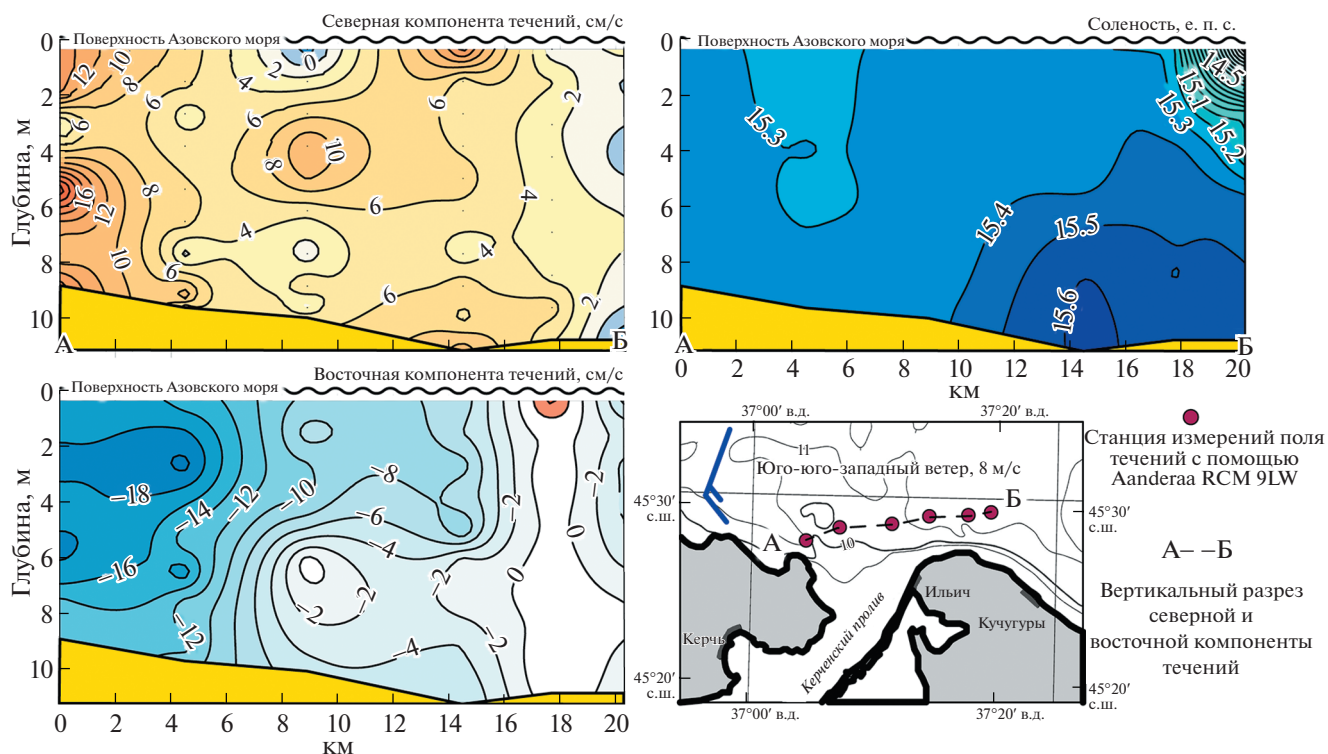


Рис. 5. Течения в северной части Керченского пролива 20.04.2021.

стигли 2–4 см/с на север и 0–2 см/с на запад. Сильный юго-юго-западный ветер (12–14 м/с) у берегов Крыма усилил течение до 42 см/с на запад-северо-запад.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 собраны все оценки переноса вод в Керченском проливе и Таганрогском заливе, полученные при измерениях НИС “Денеб” в 2018–2021 гг. Северный ветер средней силы приводит к пятикратному превышению переноса из Азовского моря ($3988 \text{ м}^3/\text{с}$) над переносом из Черного моря ($729 \text{ м}^3/\text{с}$). Расходы северного течения вдвое больше, чем среднегодовые расходы Волги [14] во время сильного южного ветра. Расход воды в южном направлении при этом минимальный – $70 \text{ м}^3/\text{с}$, в 240 раз меньше, чем с юга на север. При восточном ветре поток с севера на юг более чем вдвое превышает поток с юга на север (4874 и $1874 \text{ м}^3/\text{с}$ соответственно, $519 \text{ м}^3/\text{с}$ для непосредственно черноморских вод).

В целом проведенные измерения позволяют сказать, что при современном низком пресном речном стоке в Азовское море, практически при любых направлениях ветра, происходит адвекция (накачка) черноморских вод.

Кубань распресняет поверхностный слой Темрюкского залива Азовского моря. С изменением

стока меняется масштаб зоны распреснения, при этом систематических отличий по сравнению с предыдущими измерениями не обнаружено [9].

В зависимости от межгодовой цикличности речного стока и преобладающего ветрового режима, в зонах контакта Азовского моря с Доном и Черным морем, выделяются несколько типов стратификации течений.

В период осенне-зимней межени в Таганрогском заливе, в условиях ветрового стога, установлено наличие сгонного и компенсационного течений. Весной, при отсутствии половодья, во время ветрового нагона, выделены нагонное и стоковое течения.

Во время выраженного половодья сгонное течение совпадает по направлению и усиливается стоковым. Наложение нагонного и стокового течений, в период половодья или больших попусков Цимлянского гидроузла, может приводить к опасному повышению уровня воды и затоплению всей устьевой области Дона [15].

Встречные течения Таганрогского залива имеют большую изменчивость. Два измерения проведены в позднесенний-зимний период, при минимальных расходах Дона ($300\text{--}400 \text{ м}^3/\text{с}$) в условиях восточного ветра. В момент ослабления сгонного ветра возвратное течение более чем в 30 раз превысило стоковое. В момент максимального развития “сильной верховки” на поверхно-

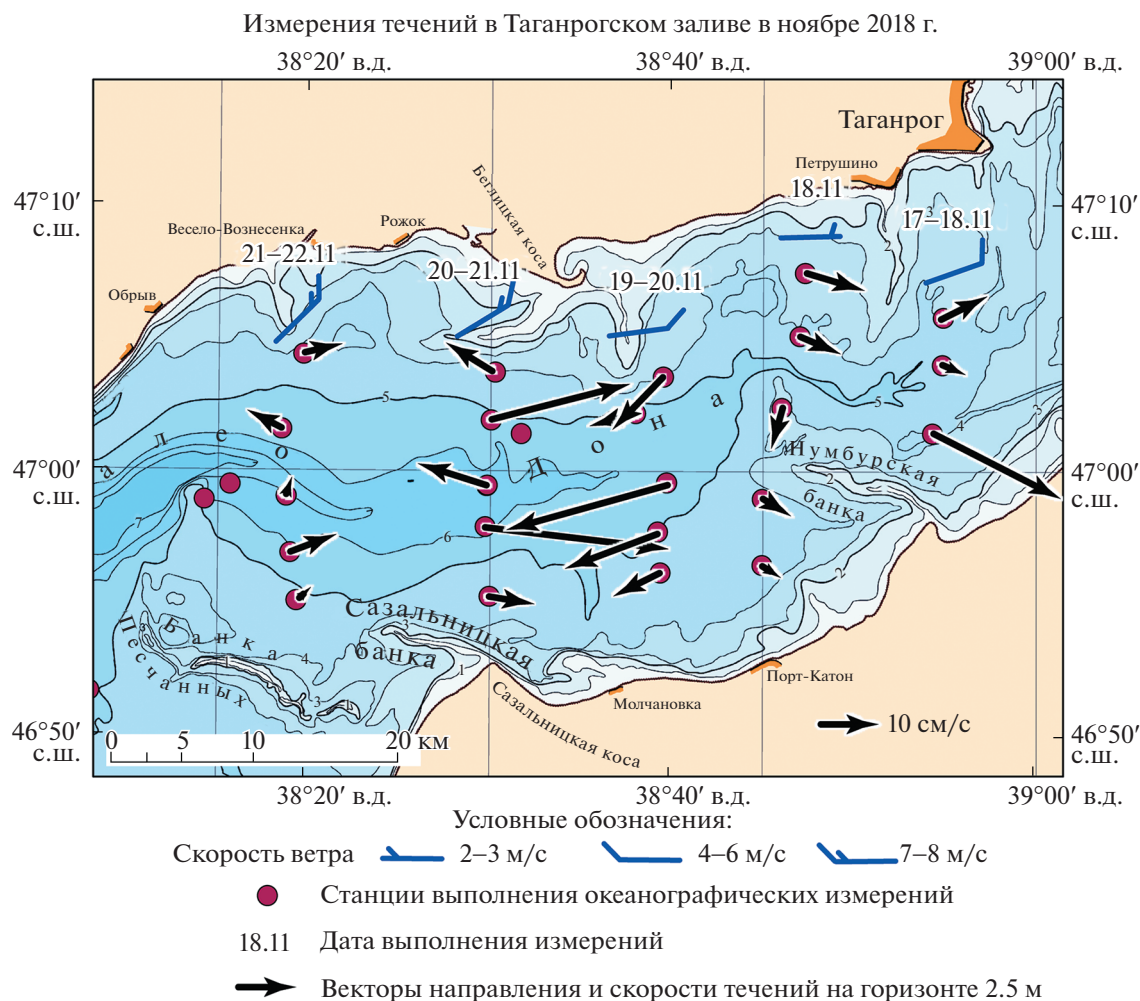


Рис. 6. Суточный характер изменений направления течений в Таганрогском заливе Азовского моря.

сти Таганрогского залива преобладало сгонное западное течение. Понижение дна, даже в условиях общей глубины разреза 2–3 м, наполняло компенсационное восточное течение. Расходы в нем оказались в четыре раза меньше, чем в сгонном. Сток Дона в это время (240–300 м³/с) был ниже, чем расходы компенсационного восточного течения Таганрогского залива. Весной 2021 г. перенос нагонного течения на 20% превысил расходы стоковой составляющей. Ни в одном случае измерений течение с более высокой соленостью (более 9 е.п.с.) не было направлено из моря к реке.

Объяснение этому явлению предлагается в работах [4, 16, 17], где рассматриваются свободные (сейшевые) колебания уровня Азовского моря после прекращения ветрового воздействия. В частности, по результатам моделирования показано, что спустя 9–12 ч после ослабления сильного восточного ветра энергия одноузловой сейши рассеивается, и в Таганрогском заливе формируется собственная амфидромическая си-

стема. Пролив между отмелями (менее 2 м) оконечностями кос Долгая и Белосарайская достигает ширины всего 20–25 км, тогда как западная часть Таганрогского залива имеет ширину около 60 км. Такая узость способствует дополнительной изоляции циклонической сейшевой системы, ухудшению водообмена, циркуляции речных и морских вод в пределах залива при непрерывных сгонно-нагонных явлениях.

Прямые измерения течений в ноябре 2018 г. подтверждают важную роль сейш в схеме течений Азовского моря (рис. 6). Первые два дня измерений течение было направлено против восточного ветра, 19 ноября поток развернулся по ветру. 20–22 ноября зарегистрированы разнонаправленные течения амфидромической системы западной части Таганрогского залива. Источником перепада уровня стал сильный восточный ветер 14–16 ноября, а спустя 4–5 сут после его ослабления сформировалась система волновых течений, ме-

Таблица 1. Перенос вод через Керченский пролив и Таганрогский залив при разных метеоусловиях

Северная часть Керченского пролива			
Дата измерений	Перенос вод, м ³ /с		Направление и скорость ветра
	На север (в Азовское море)	На юг (в Черное море)	
25–26.11.2018 [8]	1920	150	Юго-юго-западный, 3 м/с
15.04.2019 [8]	17 100	70	Юго-юго-западный, 12 м/с
24.07.2019 [9]	729	3988	Северный, 7 м/с
12.12.2020	1874	4874	Восточный, 8 м/с
	(519 для вод с соленостью более 17 е.п.с.)		
20.04.2021	11853	48	Юго-юго-западный 0–14 м/с
Восточная часть Таганрогского залива			
	На восток (к Дону)	На запад (в Азовское море)	
18–19.11.2018	1250	37	Восточный, 2 м/с
04.12.2020	380	1590	Восточный, 10 м/с
17.04.2021	2218	1742	Западный, 5 м/с

няющих направление уже независимо от преобладающего ветра.

В Азовском море существует сложная суперпозиция собственных колебаний водного бассейна, которая раскачивается восточными и западными ветрами и подпитывается донским стоком. Полноводный Дон существенно усиливает стоковое течение и может приводить к дополнительному наклону уровенной поверхности моря [18]. В современных маловодных условиях перепады уровня имеют преимущественно ветровую природу. После прекращения ветровой подпитки баланс энергии одноузловой структуры понижается по каскаду масштабов, колебания уровня многоузловых сейш становятся менее значительными, но волновые течения часто остаются направлены против наблюдающегося ветра.

ВЫВОДЫ

Наблюдения позволяют представить систему течений Азовского моря не как дрейфовую, а как дрейфово-градиентную (сейшевую). Именно сейшевые движения строго направлены против часовой стрелки, способствуют переносу донных отложений и формированию кос, независимо от направления вынуждающего ветра.

Наибольшие скорости течений в Керченском проливе отмечены при северном и южном ветрах. При западном и восточном ветрах формируется мозаичная гидродинамическая картина. В частности, 12 декабря 2020 г. преобладали перенос на юго-запад, на север двигались воды у Крымского берега, а соленые затоки из Черного моря прони-

кали по понижениям дна Прикерченского взморья (рис. 5).

БЛАГОДАРНОСТИ

В сборе материала и аналитических работах участвовали Е.П. Олейников, А.Ю. Московец, Г.В. Валов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках выполнения гранта Российского научного фонда (проект № 20-17-00196). Работа выполнена на научно-экспедиционных судах и оборудовании ЦКП ЮНЦ РАН № 501994

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Книпович Н.М.* Гидрологические исследования в Азовском море. Москва: “Шестой Октябрь”. 1932. 496 с.
2. *Лемешко Е.М., Морозов А.Н., Федоров С.В.* Исследования течений в Керченском проливе по данным акустического доплеровского профилометра течений (ADCP) / Экология. Экономика. Информатика. Азовское море, Керченский пролив и предпроливные зоны в Черном море: проблемы управления прибрежными территориями для обеспечения экологической безопасности и рационального природопользования. Сб. мат. III Всерос. конф. Ростов-на-Дону. Изд-во Южного федерального университета. 2016. С. 213–228.
3. *Завьялов И.Б., Осадчиев А.А., Завьялов П.О., Кременецкий В.В., Гончаренко И.В.* Исследование водообмена в Керченском проливе по историческим данным и данным контактных измерений 2019 г. // Океанология. 2021. Т. 61. № 3. С. 377–386.

4. Волны, течения, сгонно-нагонные процессы и трансформация загрязнений в Азовском море. Л.В. Черкесов, Т.Я. Шульга (ред.). Севастополь: ФГБУН МГИ. 2017. 228 с.
5. Дианский Н.А., Фомин В.В. Моделирование циркуляции Азовского моря и особенности воспроизведения экстремальных нагонов в Таганрогском заливе // Труды ГОИН. 2017. № 218. С. 74–104.
6. Инжебейкин Ю.И. Особенности формирования кратковременных наводнений и экстремальных течений в Азовском море // Тр. ГОИН. 2011. № 213. С. 15–102.
7. Мизюк А.И., Кортаев Г.К., Григорьев А.В., Пузина О.С., Лишаев П.Н. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35. № 5 (209). С. 496–510.
8. Григоренко К.С., Олейников Е.П., Григоренко Е.Г. Влияние половодья Дона 2018 г. на термохалинную структуру Азовского моря // Наука юга России. 2019. Т. 15. № 3. С. 63–69.
9. Матишов Г.Г., Григоренко К.С. Течения Азовского моря в период маловодья Дона // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 198–208.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР, том 7. Донской район. Кожина З.М., Потапова О.Н. (ред.). 1973. Ленинград, Гидрометеиздат. 459 с.
11. Дашкевич Л.В., Бердников С.В., Кулыгин В.В. Многолетнее изменение средней солености Азовского моря // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 563–572.
12. Гаргона Ю.М., Сарвилина С.В. Климатические изменения зообентоса Азовского моря в условиях антропогенных воздействий // Водные ресурсы. 2011. Т. 38. № 6. С. 698–706.
13. Водохозяйственная обстановка в зоне деятельности Кубанского бассейнового водного управления. Кубанское бассейновое водное управление. 2021. http://www.kbvufgu.ru/?path=bvu_vho&page_vho=25
14. Ресурсы поверхностных вод СССР, том 12. Нижнее Поволжье и Западный Казахстан. Выпуск 1. Бассейн Волги ниже г. Чебоксары. Доброумова Г.Г., Потапова О.Н., Шмидт Т.С. (ред.). 1971. Ленинград, Гидрометеиздат. 459 с.
15. Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Бердников С.В., Шевердяев И.В. Экстремальное наводнение в дельте Дона (23–24 марта 2013 г.) и факторы, его определяющие // ДАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 342–345.
16. Иванов В.А., Коновалов А.В., Черкесов Л.В. Влияние циклонов на изменения уровня поверхности Азовского и Черного морей // Метеорология и гидрология. 2003. № 4. С. 73–80.
17. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 485–493.
18. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. Гершанович Д.Е., Гоптарев Н.П., Затучная Б.М., Симонов А.И. (ред.). 1991. Санкт-Петербург, Гидрометеозидат. 236 с.

DYNAMICS AND HYDROLOGY IN CONTACT ZONES OF THE AZOV SEA

Academician of the RAS G. G. Matishov^{a,b} and K. S. Grigorenko^{a,#}

^a Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation

^b Murmansk Sea Biological Institute, Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russian Federation

[#]E-mail: Klim_grig@mail.ru

The paper presents the results of instrumental measurements of the thermohaline structure and currents in areas of mixing of fresh river waters (the Taganrog and the Temryuk bays) and Black Sea waters (the Kerch Strait) with the waters of the Azov Sea for the period 2018–2021. Based on the data of water exchange, a preliminary classification of the currents of the Taganrog Bay and the Kerch Strait has been constructed. The highest velocities of currents in the Kerch Strait were noted with northern and southern winds. During the western and eastern winds, a mosaic hydrodynamic picture forms. In the Taganrog Bay, there is a multiplex superposition of eigen oscillations of the water basin, which is built up by the eastern and western winds and is fed by the Don runoff. The currents of the Azov Sea have a more complicated structure than was previously thought. Everywhere, in addition to the drift, there is also a gradient (seiche) component, due to which the observed currents are often directed against the wind, cyclically change direction and velocity to the opposite.

Keywords: The Azov Sea, Don lack of water, tide-surge phenomena, seiche, sea currents

**ФИЗИКА АТМОСФЕРЫ
И ГИДРОСФЕРЫ**

УДК 537.572; 551.594; 551.435.7; 532.5; 551.510; 551.510.522

**О СВЯЗИ ПРИЗЕМНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
И АРИДНОГО АЭРОЗОЛЯ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ
ВЕТРОВЫХ УСЛОВИЯХ**

© 2022 г. Е. А. Малиновская^{1,*}, О. Г. Чхетиани¹, И. Н. Панчишкина²,
Г. Г. Петрова², А. И. Петров²

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 15.07.2021 г.

Поступило 15.07.2021 г.

После доработки 24.09.2021 г.

Принято к публикации 21.10.2021 г.

По данным полевых измерений, выполненных на опустыненной территории в Калмыкии в 2020 г., исследуются связи концентрации аридного аэрозоля размерами 0.2–0.4 мкм и напряженности электрического поля. Показано, что усиление и ослабление напряженности электрического поля связаны с изменением скорости и направления ветра по отношению к основному направлению донных гряд. При околороговых значениях скорости ветра и направлениях ветра, близких к касательному, происходит увеличение напряженности электрического поля. Аналитическая оценка относительного изменения напряженности электрического поля показывает квадратичную зависимость от числа генерируемых микрочастиц. В момент накопления на сальтирующей частице критического заряда появляются свободные микрочастицы, выталкиваемые электрическим полем вверх из слоя сальтации. При небольших подскоках частиц, как при касательном направлении или при околороговой скорости ветра, зарядка частиц происходит интенсивнее. При направлениях ветра, составляющих примерно 22–45° с линией стыка наветренного и подветренного склонов проявляется влияние эоловой ряби на перемещение и высоту подскоков сальтирующих частиц, как относительное уменьшение электрического поля при одновременном увеличении числа микрочастиц.

Ключевые слова: ветровой перенос пыли, атмосферное электричество, эоловые структуры

DOI: 10.31857/S2686739722020104

Движущиеся в сальтационном потоке частицы накапливают заряд, противоположный электростатическому заряду неподвижных частиц на поверхности [1]. Такая электризация создает силы, дополнительные к силам тяжести и аэродинамического сопротивления, определяющих траектории частиц, переносимых при сальтации. На сальтирующих частицах в результате туннельного перехода [2] в момент касания с поверхностью набирается отрицательный заряд, поверхность оказывается положительно заряженной [3, 4]. Максимум величины напряженности электрического поля отмечается на высоте около 1 см и выше, не-

сколько меньшие значения до высоты 20 см над поверхностью земли. При появлении потока сальтирующих частиц поле резко возрастает, достигает максимума и далее медленно убывает [5]. В [5] полагают, что наличие электрического поля влияет на профиль скорости ветра до высот 1 м над поверхностью, уменьшая соответственно величину динамической скорости трения. Величина электрического поля связывается с величиной критической скорости ветра [6], а ее увеличение в [7] с нелинейным пороговым эффектом, определяемым скоростью ветра около 5 м/с. Конвективные потоки усиливаются электрическим полем на 30% [5]. В частности, отмечается линейная связь напряженности электрического поля с концентрациями пылевых микрочастиц [8]. Электрическое поле вблизи земной поверхности при росте общей концентрации аэрозольных частиц с диаметром >0.1 мкм, как в развитом сальтационном потоке, уменьшается [5, 9]. При наличии

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской академии наук, Москва, Россия

² Южный федеральный университет,
Ростов-на-Дону, Россия

*E-mail: elen_am@inbox.ru

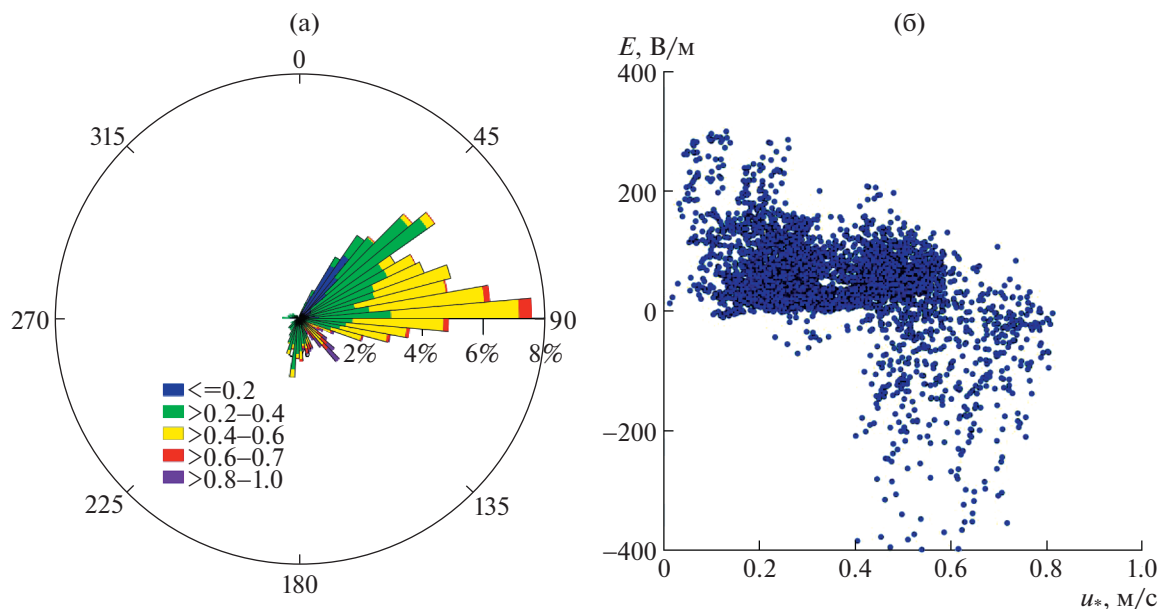


Рис. 1. (а) Распределение динамической скорости трения по направлениям ветра; (б) зависимость напряженности электрического поля от динамической скорости.

электрического поля пороговая скорость ветрового выноса понижается [10].

Мелкая фракция аэрозоля содержится изначально в самом сальтационном потоке [11], она частично поднимается в верхние слои в результате конвективного, диффузионного перемешивания или, возможно, сил электростатической природы. Скорости и размеры сальтирующих частиц [12] влияют на интенсивность процесса стирания частиц при ветровом воздействии. Мелкие частицы удерживаются на поверхности более крупных частиц силами Ван-дер-Ваальса электростатической природы [13]. Распределения по размерам для генерируемых микрочастиц зависят от скорости падения сальтирующих частиц [14] и направления воздушного потока [15].

Институтом физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН в период с 22 июля по 1 августа 2020 г. проводились круглосуточные комплексные исследования выноса минеральных аэрозолей в аридных и полуаридных условиях на территории республики Калмыкия. Выбранный для полевых работ дюнный участок с подвижными песками, расположенный в 5 км к западу от пос. Нарын Худук, имеет примерно широтную протяженность около 1.5 км и ширину 250–300 м.

Концентрация аэрозолей на двух уровнях 0.5 и 2.0 м измерялась с помощью лазерного аэрозольного спектрометра ЛАС-П (9 каналов 0.15–1.5 мкм) и счетчика аэрозолей ОЭАС-05 (9 каналов 0.2–5.0 мкм), изготовленных в НИФХИ им. Л.Я. Карпова. Частота записи 1 мин. Общее время

измерений составило 232 ч. Параллельно проводились сопутствующие измерения метеопараметров: температуры почвы, температуры воздуха и скорости ветра на уровнях 2 и 10 м, давления, влажности, падающей и отраженной радиации, отбор проб воздуха для последующего элементно-химического анализа. Методика измерений и аппаратура детально описаны в [16]. Направление ветра было преимущественно восточным-северовосточным. Среднее значение динамической скорости составляло около 0.3 м/с. Отметим, что в 65% времени измерений динамическая скорость превышала критическое для возникновения сальтации значение 0.25 м/с. На рис. 1а представлено распределение значений динамической скорости по направлениям.

Напряженность электрического поля на уровне земной поверхности измерялась флюксометром “Поле-2”, разработанного в ГГО им. А.И. Воейкова [9, 17]. Частота записи – 1 с, общее время измерений составило 96 ч. Величина напряженности изменялась в пределах от –1100 до +300 В/м со средним значением около 41 В/м (при минутном осреднении). Появление здесь отрицательных и близких к нулевому значений при усилении скорости ветра (в нашем случае до значений, превышающих 7–8 м/с – на высоте 2 м), связанных с появлением в приповерхностном слое отрицательно заряженных аэрозольных частиц, является типичным для выноса пылевого аэрозоля не только с пустынных территорий, но и для незакрепленных или эродированных поверхностей [17]. На рис. 1б показана зависимость между напряженностью

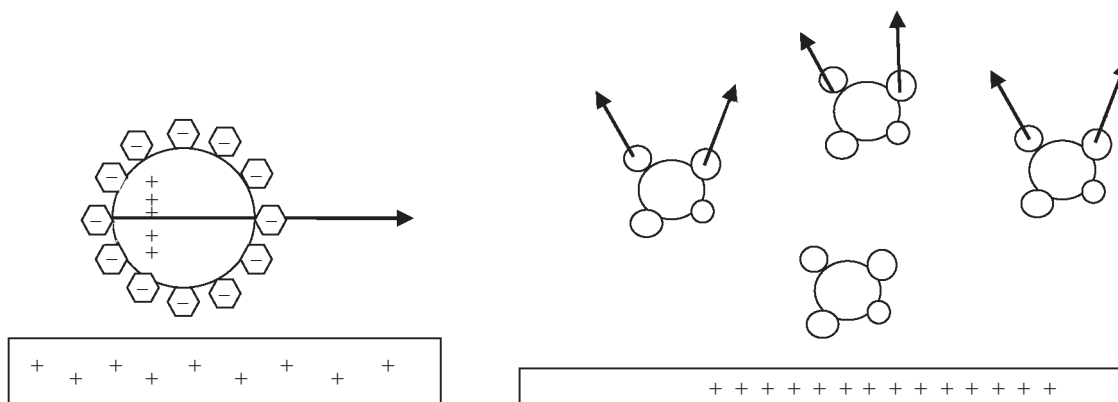


Рис. 2. Механизм возникновения свободных заряженных микрочастиц под воздействием электростатического поля в результате движения и накопления заряда на поверхности сальтирующих частиц.

электрического поля и динамической скоростью. Виден тренд в отрицательную область при увеличении скорости ветра. Далее приведен анализ, позволяющий выявить особенности связи ветрового режима с генерацией аридного аэрозоля и изменением электрического поля.

Рассмотрим изменения электрического поля, создаваемого сальтационным потоком у поверхности, с ветровыми режимами, и их влияние на генерацию свободных частиц субмикронного размера.

Высота подскоков сальтирующих частиц над поверхностью ограничена несколькими сантиметрами. Так, для исследуемого участка визуально наблюдаются перемещения до уровня от 1 до 3 см. За счет вовлечения в процесс движения частиц из верхнего слоя песка формируется поток, толщина которого определяется высотой подскоков. Известно [3, 4], что в результате такого типа перемещений в воздухе накапливается отрицательный заряд. Поверхность земли оказывается положительно заряженной [3]. В условиях относительно ровного рельефа при небольших скоростях ветра можно считать поток сальтирующих частиц однородным, а следовательно, будет преобладать вертикальная компонента электрического поля, поэтому далее эта величина и понимается под напряженностью электрического поля. Фиксируемые в экспериментах заряды для микрочастиц отрицательны [18], а заряды сальтирующих крупных частиц положительны [19]. Это оказывается возможным при достижении фоновой критической величины напряженности электрического поля потоком сальтирующих частиц при которой прилипшие микрочастицы могут оторваться, тем самым способствуя возникновению положительно заряженных сальтирующих частиц (рис. 2).

Туннельная передача заряда от более крупных частиц более мелким происходит при ударе [2] и,

вероятно, при взаимодействии пылинок с крупными частицами, так как в результате отмечается изменение их зарядов [2–4]. В первом приближении можно предположить, что размеры и заряды сальтирующих заряженных частиц имеют близкие к средним значения r и q . Поток из N_s заряженных частиц создает на поверхности электрическое поле с амплитудой напряженности

$$E = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{N_s q}{h^2}, \quad (1)$$

где ϵ — диэлектрическая проницаемость воздуха, ϵ_0 — электрическая постоянная, h — высота потока частиц над поверхностью.

В момент удара при падении сальтирующей частицы передаваемый заряд распределяется равномерно между микрочастицами на ее поверхности исходя из приближения плотного заполнения, величина заряда, переданная одной микрочастице размером

$$r_\mu, \text{ может быть оценена как: } q_\mu = \frac{r_\mu^2}{r^2} q.$$

За n_s касаний подвижной частицы с поверхностью на одной микрочастице накапливается заряд, равный пороговому значению $n_s q_{\mu k}$, при котором возможны ее отрыв и свободное перемещение над слоем сальтации. Условие отрыва микрочастиц, прикрепленных к поверхности сальтирующих частиц, можно определить, приравняв силу вертикально выталкивающей их вверх со стороны электрического поля, создаваемого потоком частиц с силами сцепления Лондона-Ван-Дер-Ваальса $C_a r_\mu$:

$$q_{\mu k} n_s E = C_a r_\mu.$$

Здесь $C_a = 0.0024 \text{ Н/м}$ [14].

Под воздействием электростатического поля, созданного совокупностью отрицательно заряженных частиц, в потоке сальтации, прикрепленные микрочастицы при накоплении критического заряда стряхиваются и свободно движутся.

За время t_s и $n_s = \frac{C_a r_\mu}{q_{\mu k} E}$ касаний отрывается одна микрочастица. Соответственно за малое время dt с поверхности одной сальтирующей частицы стряхивается dN_μ микрочастиц:

$$dN_\mu = \frac{C_a r_\mu}{q_{\mu k} E t_s} \frac{r^2}{r_\mu^2} dt. \quad (2)$$

Полагаем, что число касающихся поверхности сальтирующих частиц определяется величиной σN_s (где σ – доля частиц, касающихся поверхности). За время t_s доля генерирующих микрочастицы в среднем определяется как: $\frac{\sigma N_s}{2n_s}$. Тогда для N'_μ отрывающихся микрочастиц от N_s сальтирующих частиц получаем из (2)

$$\frac{dN'_\mu}{dt} = \frac{\sigma N_s}{2n_s} \frac{C_a r_\mu}{q_{\mu k} E t_s} \frac{r^2}{r_\mu^2}.$$

При генерации свободных заряженных микрочастиц уменьшается величина заряда на отдельных частицах в потоке сальтации, в результате ослабляется создаваемое им электрическое поле. Соответственно, его изменение будет определяться изменением заряда сальтирующих частиц $dE = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{N_s dq}{h^2}$. Считая в первом приближении процесс накопления заряда на микрочастицах однотипным и равномерным, связанным с их генерацией, получаем, что для отрыва с поверхности одной частицы N_μ пылинок в единицу времени потребуется, чтобы они были заряжены до $q_\mu = q_{\mu k} N_\mu$. Тогда для N_s сальтирующих частиц получим изменение поля:

$$dE = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{N_s q_{\mu k}}{h^2} dN_\mu. \quad (3)$$

Откуда с учетом предположения о равномерном заполнении поверхности частицы пылинками

$$dE = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{N_s q_{\mu k} r_\mu^2}{h^2 r^2} dN_s. \quad (4)$$

Электрическое поле увеличивается с ростом заряженных сальтирующих частиц в потоке N_s и уменьшается в момент генерации микрочастиц при потере заряда. Выражая N_μ через N_s и ис-

пользуя связь числа генерируемых микрочастиц с числом касаний сальтирующих частиц $N_\mu = \frac{\sigma N_s}{2n_s}$, получаем:

$$dE = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{4n_s^2}{\sigma^2} \frac{N_\mu q_{\mu k} r_\mu^2}{h^2 r^2} dN_\mu.$$

Отмечаем связь изменений электрического поля с числом свободных микрочастиц. После интегрирования по N_μ получаем квадратичную (параболическую) зависимость изменения напряженности электрического поля от числа микрочастиц

$$\Delta E = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{4n_s^2}{\sigma^2} \frac{q_{\mu k} r_\mu^2}{h^2 r^2} (N_{\mu 0}^2 - N_\mu^2). \quad (5)$$

Потеря заряда происходит при возникновении свободных микрочастиц в результате их выталкивания из верхнего подслоя слоя сальтации толщиной Δh_s . Изменение числа микрочастиц определяется соотношением $k \frac{dq_\mu}{dt} \frac{\Delta h_s}{h_s} = k q_{\mu k} \frac{dN_\mu}{dt} \frac{\Delta h_s}{h_s}$, где k – доля стряхиваемых микрочастиц из подслоя Δh_s . Электрическое поле будет изменяться в зависимости от числа микрочастиц и высоты слоя, перемещающихся у поверхности частиц следующим образом:

$$dE^* = \frac{1}{4\pi\epsilon\epsilon_0} \frac{4n_s^2}{\sigma^2} \frac{\Delta h_s}{h_s} \frac{N_\mu q_{\mu k} r_\mu^2}{h^2 r^2} dN_\mu. \quad (6)$$

Чем выше поток сальтирующих частиц над поверхностью, тем медленнее меняются заряд и напряженность электрического поля. Так как высота подскоков частиц растет со скоростью ветра, перемещение частиц будет на меньшей высоте при скорости ветра, близкой к критической. Реализация “быстрой” зарядки сальтирующих частиц с этой позиции возможна в одном из двух условий: при скорости ветра, близкой к критической, и при касательном направлении ветра, когда задействуются массивные частицы из зоны аккумуляции [20]. Скорость накопления заряда увеличивается с размером перемещающихся у поверхности частиц и с их скоростью.

Если $\Delta E(N_\mu) > 0$ (ветви, параболы (5) направлены вниз), то напряженность электрического поля уменьшается с изменением (ростом – уменьшением) числа микрочастиц. При этом ослабление электрического поля происходит за счет интенсивного возникновения свободных микрочастиц более быстрой зарядки. Это, в частности, как следует из (5), может быть связано с уменьшением высоты слоя сальтации.

Если $\Delta E(N_\mu) < 0$ (ветви, параболы (5) направлены вверх), то напряженность электрического

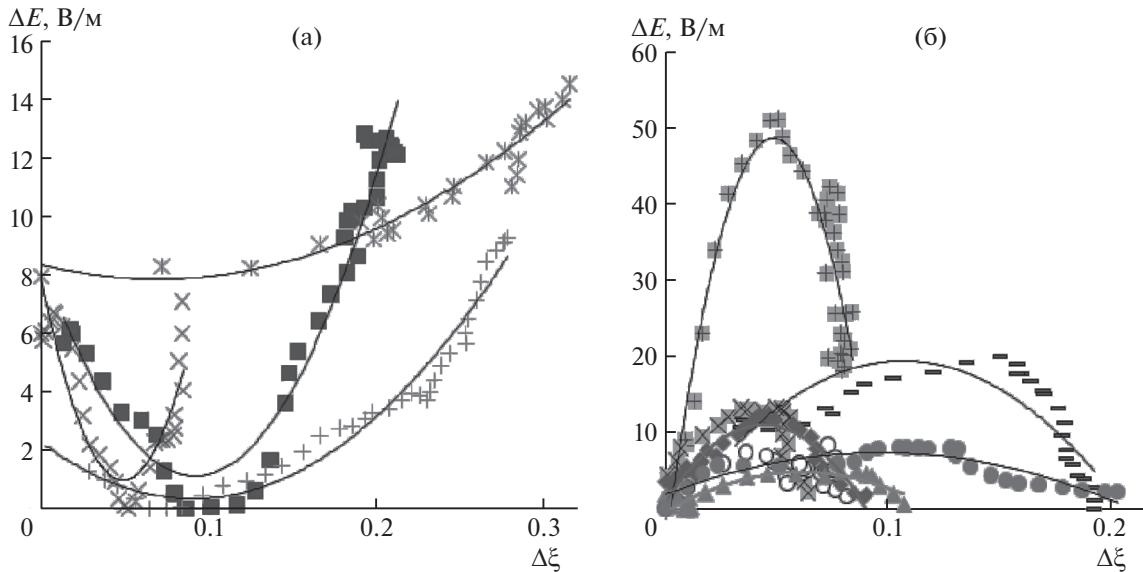


Рис. 3. Связь абсолютного изменения электрического поля с относительными изменениями концентраций микрочастиц размерами 0.2–0.5 мкм: (а) 1) ■ – 30.07:7–8:00, 2) × – 30.07, 23–24:00, 3) ✕ – 29.07:23–24:00, 4) + – 30.07, 22–23:00; (б) 1) ◆ – 31.07:0–1:00, 2) ▲ – 31.07:5–6:00, 3) ● – 30.07:20–21:00, 4) ▬ – 31.07:8–9:00, 5) ◆ – 30.07, 13–14:00, 6) ✕ – 29.07, 11–12:00, 7) ○ – 30.07, 9–10:00.

поля увеличивается. Усиление электрического поля возможно при условии более медленной генерации свободных микрочастиц по отношению к процессу зарядки. При этом будут выше подскоки частиц.

Далее оценим влияние изменений скорости и направления ветра на напряженность электрического поля и поток микрочастиц с размерами 0.2–0.5 мкм. Из данных измерений с 25 по 31 июля 2020 г. методом скользящего среднего за каждые 10 мин получены пары значений.

Связь относительных изменений электрической напряженности

$$\Delta\chi = \frac{E(t_i) - E(t_i - \Delta t)}{E_{\max}(t_i)} = \frac{\Delta E}{E_{\max}(t_i)}$$

и числа микрочастиц

$$\Delta\xi = \frac{n(t_i) - n(t_i - \Delta t)}{n_{\max}(t_i)} = \frac{\Delta n}{n_{\max}(t_i)}$$

за временной интервал $\Delta t = 10\text{--}40$ мин для момента времени t_i приведена на рис. 3.

Можно выделить для разных временных интервалов следующие зависимости $\Delta\chi(\Delta\xi) \sim (\Delta\xi)^2$:

1) при всех ветровых режимах для дней с преобладающим по отношению к грядам эоловых структур касательным направлением ветра;

2) при скоростях ветра, меньших 5.5 м/с для дней с преобладающим по отношению к грядам эоловых структур лобовым направлением ветра.

Предполагаем, что участки ветвей (5), близкие и удаленные к областям максимума (минимума), соответствуют четырем режимам взаимного изменения электрического поля в связи с числом микрочастиц:

– для ослабления электрического поля (рис. 4, рис. 6а) с увеличением числа микрочастиц (рис. 4а, 4б, рис. 6а, I – более быстрое и II – менее быстрое падение напряжения) и уменьшением числа микрочастиц (рис. 4в, 4г, рис. 6а, III – менее быстрое и IV – более быстрое падение напряжения);

– для усиления электрического поля (рис. 5, рис. 6б) с увеличением числа микрочастиц (рис. 5а, 5б, рис. 6б, I – более быстрое и II – менее быстрое) и уменьшением числа микрочастиц (рис. 5в, 5г, рис. 6а, III – менее быстрое и IV – более быстрое).

В зависимости от электромеханического состояния системы сальтирующих частиц (табл. 1) интенсивность увеличения или уменьшения электрического поля определяется направлением и скоростью ветра, а также размером сальтирующих частиц.

Векторами на рис. 6 показаны изменения скорости и направления ветра в течение часа до момента изменения напряженности электрического поля и числа микрочастиц.

Близость модульных значений наклона прямых, аппроксимирующих разные участки квадра-

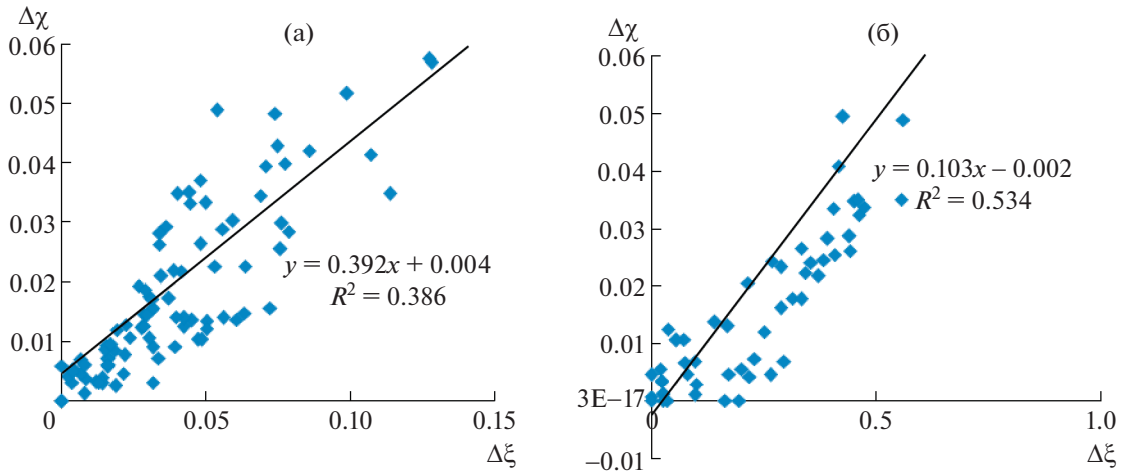


Рис. 4. Относительное уменьшение напряженности для получасовых – часовых временных интервалов. (а) При относительном уменьшении числа микрочастиц (30.07:21:00, 19:30:29.07:18:20; 25.07:20:30). (б) При относительном уменьшении числа микрочастиц (25.07:7:30, 11:10; 26.07:0:30:27.07:19:40; 29.07:4:04; 30.07:20:07, 31.07:0:20).

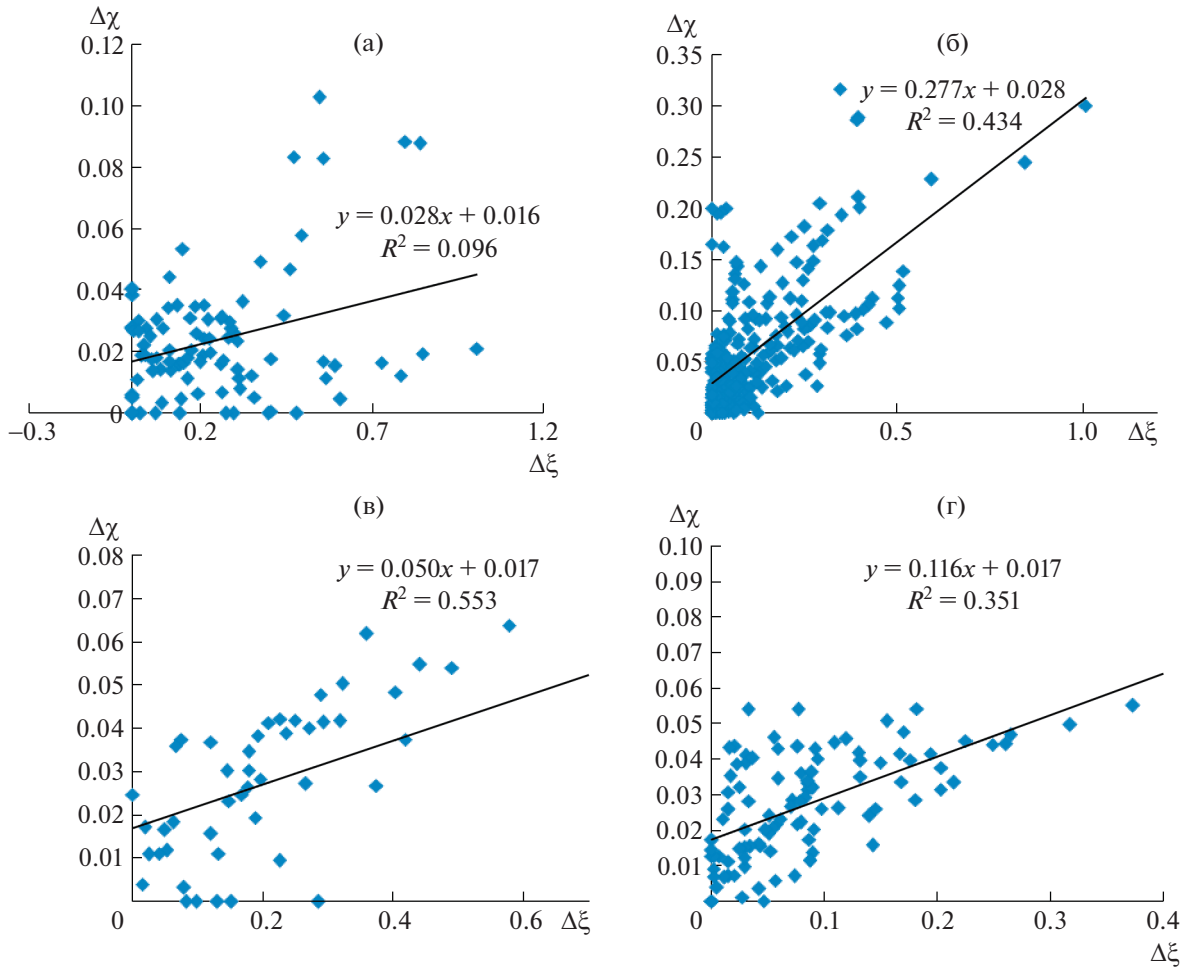


Рис. 5. Относительное увеличение напряженности для получасовых – часовых временных интервалов. (а) При относительном уменьшении числа микрочастиц (27.07:20:20; 28.07:9:10, 13:10, 23:10; 30.07:8:10). (б) При относительном уменьшении, увеличении числа микрочастиц (27.07:20:00; 28.07:13:30, 16:40; 30.07:1:40, 15:20). (в) При относительном увеличении числа микрочастиц (25.07:0:00, 4:30, 8:10, 9:20; 26.07:3:10, 5:10, 16:10; 27.07:2:00, 11:00; 17:10). (г) При относительном увеличении числа микрочастиц (27.07:11:10, 20:10; 28.07:15:30, 18:30, 23:00).

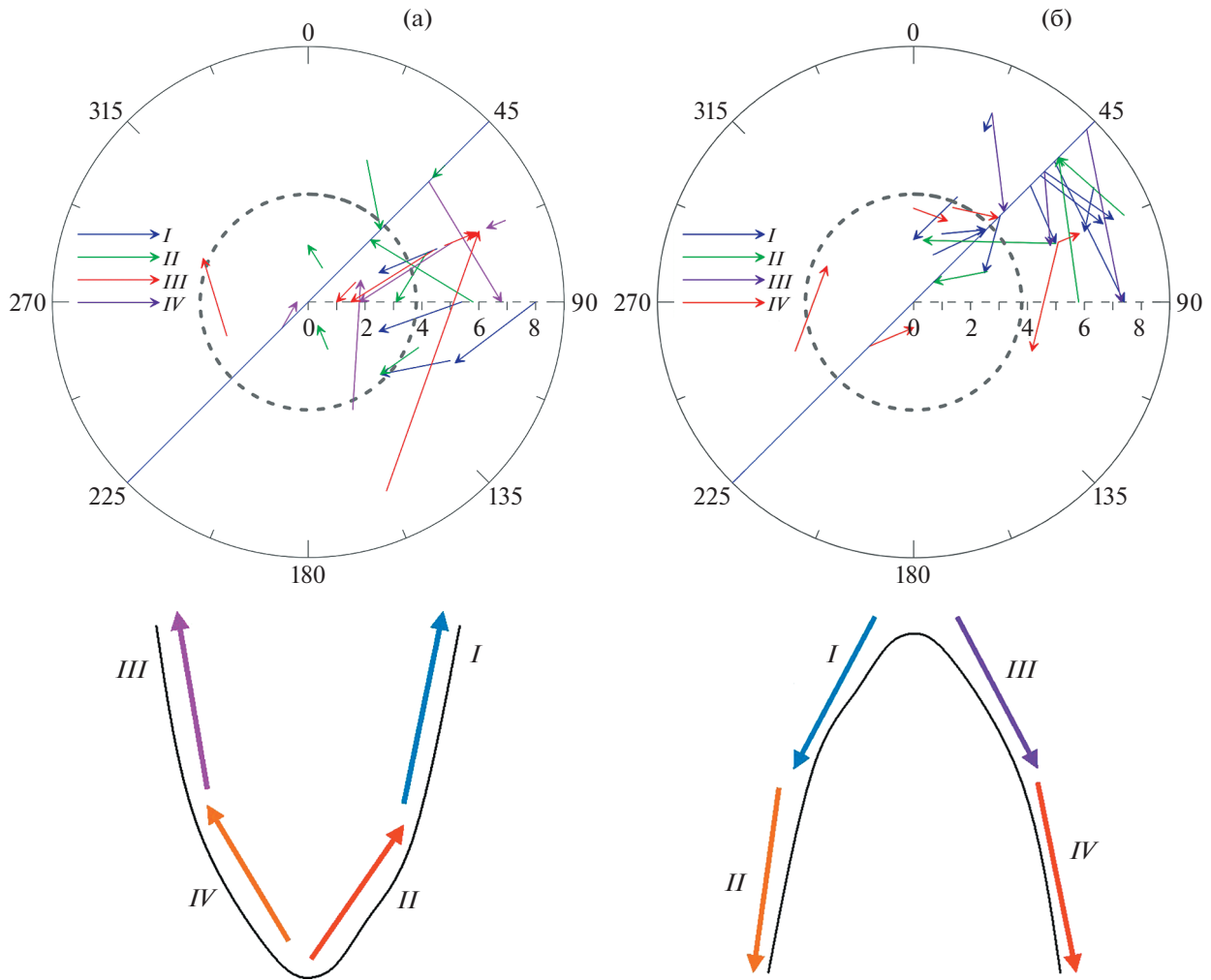


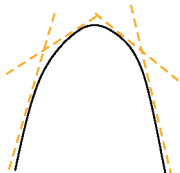
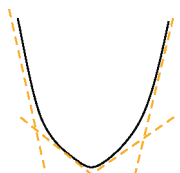
Рис. 6. Связь изменений скорости и направления ветра с изменениями электрического поля. Внутренняя окружность – критическая скорость ветра, наклоненная линия – линия стыка наветренного и подветренного склонов. а) I ($\Delta\chi/\Delta\xi = -0.392$) и II ($\Delta\chi/\Delta\xi = -0.101$) – снижение напряженности с ростом числа микрочастиц, III ($\Delta\chi/\Delta\xi = 0.363$) и IV ($\Delta\chi/\Delta\xi = 0.087$) – снижение напряженности с уменьшением числа микрочастиц; б) I ($\Delta\chi/\Delta\xi = -0.024$) и II ($\Delta\chi/\Delta\xi = -0.277$) – увеличение напряженности с уменьшением числа микрочастиц, III ($\Delta\chi/\Delta\xi = -0.050$) и IV ($\Delta\chi/\Delta\xi = 0.116$) – увеличение напряженности с увеличением числа микрочастиц. Стрелками показано изменение скорости и направления ветра в течение часа до момента изменения напряженности электрического поля и числа микрочастиц.

тичной зависимости проявляется в большей степени при ослаблении электрического поля, нежели при его усилении. Это, вероятно, связано с влиянием дополнительных помимо ветра факторов на генерацию микрочастиц.

При большем наклоне прямых при снижении напряженности электрического поля ($\Delta\chi/\Delta\xi = 0.363$, рис. 6а) и с уменьшением числа частиц изменяется направление ветра ближе к лобовому по отношению к линии стыка наветренного и подветренного склонов. Скорость по величине приближается к критической (рис. 6а). В этом случае высота подскоков частиц уменьшается, так как они в большей степени, чем при касательном направлении ветра, задерживаются элементами микрольефа. Замедляются процессы заряд-

ки и генерации микрочастиц. При меньшем наклоне прямых при снижении напряженности электрического поля $\Delta\chi/\Delta\xi = 0.87$ с уменьшением числа микрочастиц скорости ветра незначительно уменьшаются ниже критической, со сменной направления. В момент ослабления скорости до критической подскоки минимальны по высоте или отсутствуют, электрическое поле и генерация микрочастиц кратковременно усиливаются до момента ослабления. Дальнейшее уменьшение скорости приводит к ослаблению процессов изменения напряженности электрического поля и генерации микрочастиц. Ослабление электрического поля в момент усиления генерации микрочастиц характерно для восточного направления ветра, которое дает угол 22° – 45° по отношению к

Таблица 1. Связь изменений электрической напряженности с числом микрочастиц

Изменение напряженности электрического поля	Состояние электромеханической системы в соответствии с формулой (5)	Соотношение изменений электрической напряженности поля E и числа микрочастиц N_μ	Физические процессы, с которыми связываются изменения
$\Delta E(N_\mu) > 0$		<pre> graph TD A["E ↑ UN_μ ↑"] --> B["Быстрое изменение E"] A --> C["Медленное изменение E"] A --> D["E ↑ UN_μ ↓"] D --> E["Быстрое изменение E"] D --> F["Медленное изменение E"] </pre>	касательное направление ветра, скорости, близкие к критическим, наличие в потоке крупных частиц
$\Delta E(N_\mu) < 0$		<pre> graph TD G["E ↓ UN_μ ↑"] --> H["Быстрое изменение E"] G --> I["Медленное изменение E"] G --> J["E ↓ UN_μ ↓"] J --> K["Быстрое изменение E"] J --> L["Медленное изменение E"] </pre>	потеря заряда при генерации микрочастиц интенсивнее процесса зарядки частиц

линии стыка наветренного и подветренного склонов. Микрорельеф при таком угле не задерживает перемещение частиц у поверхности. В этом случае при относительно невысоких подскоках частиц микрорельеф задерживает некоторую их долю, вероятны частицы с меньшим зарядом.

Усиление электрического поля явно связано с касательным направлением по отношению к линии стыка наветренного и подветренного склонов (рис. 6б). Скорость ветра при этом либо почти не меняется для случая 6–9 м/с, либо приближается к критической скорости ветра при 2–5 м/с.

Во всех случаях можно отметить влияние рельефа и микрорельефа на изменение процесса генерации микроаэрозоля в связи с сопутствующим изменением электрической напряженности.

В заключение резюмируем представленные выше результаты.

По наблюдениям экспедиции 2020 г. в юго-восточной части Европы (Россия, Республика Калмыкия) выбраны данные по числу микрочастиц, величине электрической напряженности, а также направления и скорости ветра.

Учитывается, что на сальтирующей частице располагаются удерживаемые Ван-дер-Ваальсовыми силами микрочастицы. В момент касания с поверхностью движущаяся частица заряжается отрицательно, поверхность — положительно. Отрицательно заряженные прикрепленные микрочастицы в момент установления порогового значения напряженности электрического поля, создаваемого потоком сальтирующих частиц, переходят в свободное состояние, перемещаются выше. В результате такой генерации микрочастиц ослабляется общая напряженность электрического поля. На скорость зарядки потока влияет высота подскоков частиц. Соответственно, усиление электрического поля будет связано с условиями перемещения более крупных частиц, а также при ветре, близком к пороговому, при котором возможен отрыв частиц. Аналитическая оценка показывает, что изменение электрического поля пропорционально квадрату числа генерируемых микрочастиц. Эта зависимость неплохо подтверждается данными полевых измерений. В предположении квадратичной связи найдены временные интервалы продолжительностью от 10 до 40 мин, в течение которых отмечаются хорошие корреляции напряженности электрического поля и числа

микрочастиц. Можно выделить четыре состояния: для ослабления электрического поля с увеличением и уменьшением числа микрочастиц и для усиления электрического поля с уменьшением и увеличением числа частиц. Ослабление и усиление поля связаны с изменением скорости и направления ветра. Так, ослабление электрического поля отмечается при изменении направления ветра ближе к лобовому по отношению к линии стыка наветренного и подветренного склонов и при приближении к критической скорости ветра. Здесь важную роль играет микрорельеф поверхности, удерживающий перемещение частиц. Ослабление электрического поля в момент усиления генерации микрочастиц характерно для восточного направления ветра, которое дает угол 22–45 градусов по отношению к линии стыка наветренного и подветренного склонов. При таком угле микрорельеф не влияет на перемещение частиц у поверхности, при невысоких подскоках частиц происходит быстрая зарядка, микрорельефом задерживается некоторая их доля, вероятны частицы, потерявшие заряд. При усилении электрического поля преобладает касательное направление ветра по отношению к линии стыка наветренного и подветренного склонов (рис. 6б).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы хотят выразить признательность В.А. Лебедеву, А.А. Хапаеву, Л.О. Максименкову, Б.А. Харцхаеву, Ю.А. Егорову и И.В. Королеву за помощь в организации и проведении натурных измерений. Отдельная благодарность Г.С. Голицыну, Г.И. Горчакову и А.В. Карпову за интерес к работе и консультации.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российской фонда фундаментальных исследований (проект Микромир 19-05-50110: полевые измерения, постобработка) и Российского научного фонда (проект 20-17-00214: анализ данных измерений, теоретические оценки).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Schmidt D.S., Schmidt R.A., Dent J.D.* Electrostatic Force on Saltating Sand // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1998. V. 103. D8. P. 8997–9001.
2. *Kok J.F., Lacks D.J.* Electrification of Granular Systems of Identical Insulators // *Physical Review E*. 2009. V. 79. № 5. P. 051304.
3. *Kok J.F., Renno N.O.* Electrostatics in Wind-blown Sand // *Physical Review Letters*. 2008. V. 100. № 1. P. 014501.
4. *Bo T.L., et al.* Theoretical Prediction of Electric Fields in Wind-blown Sand // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2013. V. 118. № 10. P. 4494–4502.
5. *Yue G., Zheng X.* Electric Field in Windblown Sand Flux with Thermal Diffusion // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2006. V. 111. D16106.
6. *Zheng X.J.* Electrification of Wind-blown Sand: Recent Advances and Key Issues // *The European physical journal E*. 2013. V. 36. P. 138.
7. *Горчаков Г.И. и др.* Электрические токи сальтации в ветропесчаном потоке // *ДАН*. 2006. Т. 410. № 2. С. 259–262.
8. *Esposito F., et al.* The Role of the Atmospheric Electric Field in the Dust-lifting Process // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. № 10. P. 5501–5508.
9. *Петрова Г.Г. и др.* Исследование роли аэрозолей в формировании вариаций электрического поля в приземной атмосфере // *Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки*. 2018. № 5 (25). С. 45–54.
10. *Merrison J.P.* Sand Transport, Erosion and Granular Electrification // *Aeolian Research*. 2012. V. 4. P. 1–16.
11. *Liu X.Y., Ning W.X., Wang Z.T.* Theoretical Expressions for Soil Particle Detachment Rate Due to Saltation Bombardment in Wind Erosion // *Sciences in Cold and Arid Regions*. 2020. V. 12. № 4. P. 234–241.
12. *Alfaro S.C., et al.* Modeling the Size Distribution of a Soil Aerosol Produced by Sandblasting // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. V. 102. D10. P. 11239–11249.
13. *Козлов А.С. и др.* Исследование механических процессов образования субмикронного аэрозоля // *Оптика атмосферы и океана*. 2000. Т. 13. № 6–7. С. 664–666.
14. *Fernandes R., Dupont S., Lamaud E.* Investigating the Role of Deposition on the Size Distribution of Near-surface Dust Flux during Erosion Events // *Aeolian Research*. 2019. V. 37. P. 32–43.
15. *Shao Y., et al.* A Tribute to Michael R. Raupach for Contributions to Aeolian Fluid Dynamics // *Aeolian Research*. 2015. V. 19. P. 37–54.
16. *Chkhetiani O.G., Gledzer E.B., Vazaeva N.V.* Measurements and Approximations for Submicron-aerosol Size Distribution Functions // *Earth and Space Science*. 2020. V. 8. № 6. e2020EA001616.
17. *Петрова Г.Г. и др.* Формирование электрической структуры нижних слоев атмосферы: экспериментальные исследования и обобщение данных // *Известия вузов. Радиофизика*. 2013. Т. 56. № 11–12. С. 803–819.
18. *Fuerstenau S., Wilson G.* A Particle Charge Spectrometer for Determining the Charge and Size of Individual Dust Grains on Mars // *Institute of Physics Conference Series*. 2004. V. 178 (4). P. 143–148.
19. *Schmidt D.S., Schmidt R.A., Dent J.D.* Electrostatic Force on Saltating Sand // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1998. V. 103. B8. P. 8997–9001.
20. *Малиновская Е.А., Чхетиани О.Г., Максименков Л.О.* Распределение эоловых микрочастиц по размерам при разных направлениях ветра // *Известия академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 5. С. 539–554.

THE RELATIONSHIP BETWEEN THE SURFACE ELECTRIC FIELD AND ARID AEROSOL UNDER DIFFERENT WIND CONDITIONS

E. A. Malinovskaya^{a,#}, O. G. Chhetiani^a, I. N. Panchishkina^b, G. G. Petrova^b, and A. I. Petrov^b

^a *A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b *Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russian Federation*

[#] *E-mail: elen_am@inbox.ru*

Presented by Academician of the RAS G.S. Golitsyn July 15, 2021

The relationship between the concentration of arid aerosol 0.2–0.4 microns in size and the electric field strength is investigated according to field measurements carried out on a desertified territory in Kalmykia in 2020. It is shown that the increase and decrease in the electric field strength is associated with a change of wind velocity and direction relating of the dune ridges. An increase in the electric field strength occurs at wind speeds close to the threshold value, and when the wind direction is close to the tangent to the line of junction of the windward and leeward slopes of the dune. According to an analytical estimate, the relative change in the electric field strength turns out to be dependent on the square of the number of generated microparticles. Free microparticles, pushed up by the electric field from the saltation layer, appear at the moment of accumulation of a critical charge on the saltation particle. Particle charging occurs faster with small bounces of particles, as in the tangential direction or when the wind speed is close to the threshold. The influence of aeolian ripples on the movement and the height of the jumps of the salting particles is noted at wind directions of 25–45° with the line of junction of the windward and leeward slopes, as a weakening of the electric field with an increase in the number of microparticles.

Keywords: wind dust transport, atmospheric electricity, aeolian structures

УДК 556.11

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПРИРОДНОЙ ВОДЫ: ЭКСПЕРТНО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

© 2022 г. Член-корреспондент РАН В. И. Данилов-Данильян^{1,*}, О. М. Розенталь¹

Поступило 10.10.2021 г.
После доработки 13.10.2021 г.
Принято к публикации 15.10.2021 г.

Информация о составе и свойствах воды, прежде всего в природных водных объектах, необходима для принятия водохозяйственных решений, поэтому она должна быть достаточно достоверна. Между тем водный контроль, оперирующий номинальной шкалой сравнения порогового норматива качества с варьируемыми контролируруемыми показателями, необходимой точности результатов не дает. Для совершенствования контроля предложена модель оценивания вероятностной меры соответствия/несоответствия качества воды нормативным требованиям в непрерывной шкале. Показано, что при этом альтернативой статистическому подходу могут быть экспертно-статистические методы аппроксимации изменения искомой меры: простейший линейный, а также на основе шкал Тагути и Харрингтона. Для практически важных случаев малых объемов выборки и высокой вариации контролируемых показателей обоснована приемлемость использованных подходов. Это позволяет рекомендовать использование экспертно-статистических методов в системе водно-экологического контроля.

Ключевые слова: показатели качества воды, установление соответствия, зона неопределенности, доверительный интервал, вероятностная мера соответствия качества, строгая приемка, нестрогая приемка

DOI: 10.31857/S2686739722020049

ВВЕДЕНИЕ

С развитием промышленного производства мировая статистика отмечает ускоренное снижение качества пресных вод в зонах активного техногенеза [1]. Органы власти противодействуют этой опасной тенденции, ограничивая выдачу разрешений на сбросы сточных вод и пытаясь совершенствовать контрольно-надзорную деятельность. Такие попытки, однако, останутся безуспешными до тех пор, пока сохраняется оценка качества воды в номинальной шкале [2], по которой соответствие качества установленным требованиям признается, если концентрация C загрязняющего вещества по единичному измерению (C_i) или по среднему значению ($\bar{C} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n C_i$) суммы n измерений не превышает порогового норматива C_N (например ПДК – предельно допустимой концентрации), а несоответствие – если эти величины больше C_N . Таким образом, недоучитывается “недопустимый риск, связанный с

причинением вреда” [3], и вода считается “соответствующей” при $\bar{C} \leq C_N$ или даже $C_i \leq C_N$, и “несоответствующей” при $\bar{C} > C_N$ или даже $C_i > C_N$.

Неприемлемость такой оценки следует из мониторинговой статистики. В частности, концентрация загрязнений в воде может быть соответствующей нормативу или несоответствующей в разные моменты времени, как это видно для цинка на рис. 1. Даже если концентрация остается по одну сторону норматива, как для никеля на рис. 1, использовать требования [2] невозможно, так как выборочные данные не гарантируют, что изменение состава воды происходит пропорционально приращению времени в межконтрольные (по терминологии [4]) периоды. Соответственно, штриховые линии на этом рисунке лишь соединяют точки измерений, но не характеризуют качество воды.

Таким образом, “стохастичность гидрохимического режима водных объектов” [5] плохо сочетается с практикой деления воду на соответствующую и не соответствующую нормативам. Это не отменяет существующим реалиям и порождает метрологические коллизии [6]. Было бы правильнее определять меру искомого соответствия/несоответствия результатов исследования, напри-

¹ Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия

*E-mail: vidd38@yandex.ru

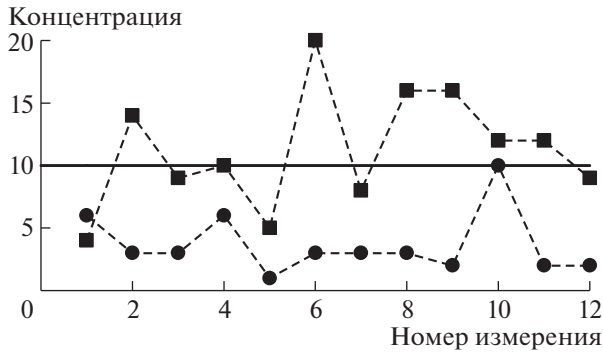


Рис. 1. Концентрация цинка (квадратные маркеры) и никеля (круглые маркеры), мкг/дм³, в воде р. Исети, створ г. Екатеринбург, ежемесячные измерения, 2011 г. Горизонтальная линия – ПДК (=10 мкг/дм³).

мер, с использованием статистических методов. С другой стороны, классические методы статистического анализа чувствительны к нарушению исходных предпосылок, а реальные процессы в природных водных объектах имеют нестационарный характер при неизвестных и изменяющихся значениях распределения вероятностей, что является сильным ограничением использования традиционных статистических методов и приводит к необходимости поиска альтернативных вариантов. Одним из возможных направлений для этого является использование так называемых экспертно-статистических методов, позволяющих обрабатывать статистическую информацию на основе экспертно задаваемых алгоритмов. Подобные методы в настоящее время нашли широкое применение в допусковом контроле для снятия неопределенности в пределах допуска [7]. Они также все более широко применяются в слабо формализованных задачах [8].

Целью статьи является сопоставление классического статистического метода принятия решения “соответствует – не соответствует” в том частном случае, когда это решение возможно, и экспертно-статистического метода при введении непрерывной функции потерь качества в пределах допуска.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Значительная вариация результатов измерений C_i в общем случае вызывается как случайным изменением концентрации в рассматриваемые периоды, так и погрешностями измерений. В условиях многих соизмеримых естественных и антропогенных факторов оценка \bar{C} , в соответствии с центральной предельной теоремой теории вероятностей, асимптотически нормальна с математическим ожиданием $\mathbf{M}[C]$ и дисперсией

$\frac{\sigma^2}{n} = \frac{\sigma_c^2}{n} + \frac{\sigma_0^2}{n}$, где σ_c^2 – дисперсия генеральной совокупности, из которой производится выборка n измерений, σ_0^2 – дисперсия случайной погрешности измерений.

Если σ_0^2 для аттестованных измерительных приборов установлена, то составляющая σ_c^2 как правило неизвестна. Вследствие этого вместо σ^2 используется ее оценка, произведенная по той же выборке, что и \bar{C} : $S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (C_i - \bar{C})^2$. При этом центрированная и нормированная статистика

$$\frac{\bar{C} - \mathbf{M}[\bar{C}]}{S/\sqrt{n}} \quad (1)$$

будет иметь уже не нормальное, а t -распределение вероятностей Стьюдента с $(n-1)$ степенями свободы. Что же касается отклонения распределения концентрации C от нормального закона распределения вероятностей, то оно мало влияет на t -статистику [9].

Учет случайного характера статистики \bar{C} приводит к трансформации условий приемки и браковки воды, так что имеем $\gamma\%$ доверительный интервал, являющийся универсальной характеристикой точности оценки:

$$\bar{C}_H = \bar{C} - t_{\frac{1+\gamma}{2}} \frac{S}{\sqrt{n}}, \quad \bar{C}_B = \bar{C} + t_{\frac{1+\gamma}{2}} \frac{S}{\sqrt{n}},$$

где $t_{\frac{1+\gamma}{2}}$ – квантиль распределения Стьюдента, индексы H и B здесь и далее обозначают нижнюю и верхнюю границы доверительного интервала. При достаточном числе измерений доля отрицательной части левого “хвоста” функции распределения ничтожна и может не учитываться, как в приведенных ниже примерах.

Тогда проверяемое условие соответствия среднего значения концентрации нормативу запишется в виде:

для приемки – $\bar{C} < C_N - t_{\frac{1+\gamma}{2}} \frac{S}{\sqrt{n}}$ (решение $\bar{C} < C_N$ с вероятностью $\frac{1+\gamma}{2}$),

для браковки – $\bar{C} > C_N + t_{\frac{1+\gamma}{2}} \frac{S}{\sqrt{n}}$ (решение $\bar{C} > C_N$ с вероятностью $\frac{1+\gamma}{2}$).

Отсюда при $C_N - t_{\frac{1+\gamma}{2}} \frac{S}{\sqrt{n}} \leq \bar{C} \leq C_N + t_{\frac{1+\gamma}{2}} \frac{S}{\sqrt{n}}$ имеем зону неопределенности с вероятностью γ , в ко-



Рис. 2. Шкала значений норматива, где областью приемки является зона соответствия показателя качества нормативу, а областью браковки – зона несоответствия.

торой истинное значение $M[\bar{C}]$ может быть как меньше, так и больше норматива (рис. 2).

В математической статистике зону неопределенности обычно считают областью принятия решения $\bar{C} = C_N$. В других случаях ее с вероятностью $\left(\frac{1+\gamma}{2} + \frac{1+\gamma}{2}\right) - 1 = \gamma$ объединяют, в зависимости от конкретной постановки задачи, либо с зоной приемки ($\bar{C} \leq C_N$), либо с зоной браковки ($\bar{C} \geq C_N$).

Из-за малого объема выборки и больших значений среднеквадратического отклонения S зона неопределенности может быть значительной, например превышать 30% величины норматива. Поэтому возникает задача выяснения степени соответствия воды нормативу при попадании в эту зону.

Для решения этой задачи необходимо учесть, что имеется большое количество загрязняющих воду веществ с различными значениями нормативов – от долей мкг/дм^3 до десятков мг/см^3 , так что в качестве оценки степени соответствия целесообразно выбрать некоторую относительную единую величину, изменяющуюся в диапазоне 1–0, которая при приближении \bar{C} к нижней границе

$$C_{NH} = C_N - t_{1+\gamma} \frac{S}{\sqrt{n}} \tag{2}$$

стремится к единице, а при приближении к верхней границе

$$C_{NB} = C_N + t_{1+\gamma} \frac{S}{\sqrt{n}} \tag{3}$$

к нулю.

Наличие известного t -распределения позволяет выбрать в качестве меры, удовлетворяющей приведенным выше условиям, вероятностную характеристику, полученную при сравнении среднего значения \bar{C} с нормативом C_N . Действительно, приравнявая $M[\bar{C}] = C_N$, переходим к задаче проверки статистической гипотезы о равенстве

математического ожидания заданному значению. В этом случае при точном равенстве $\bar{C} = C_N$ из t -распределения имеем $t_\phi = 0$ для функции распределения $\phi = 0.5$. При $\bar{C} = C_{NB}$ из (1) получим $t_\phi = t_{1+\gamma}$, $\phi_B = \frac{1+\gamma}{2}$; при $\bar{C} = C_{NH}$ $t_\phi = -t_{1+\gamma}$, $\phi_H = 1 - \frac{1+\gamma}{2}$.

Из условий (2, 3) в качестве искомой меры следует выбрать $F_M = 1 - \phi$, т.е. $F_{M,B} = 1 - \phi_B = \frac{1+\gamma}{2}$;

$F_{M,H} = \frac{1-\gamma}{2}$. В частности, при $\gamma = 0.95$ получим $F_{M,B} = 0.975$, $F_{M,H} = 0.025$.

Пример 1. По данным рис. 1 оценить качество воды по цинку.

Решение. Здесь $n = 12$, $\bar{C} = 11.3 \text{ мкг/дм}^3$, $S = 4.7 \text{ мкг/дм}^3$, $C_N = 10 \text{ мкг/дм}^3$. Отсюда $C_{NH} = 6.6 \text{ мкг/дм}^3$, $C_{NB} = 13.4 \text{ мкг/дм}^3$, так что среднее значение находится в зоне неопределенности.

При этом $\frac{C_N - \bar{C}}{S/\sqrt{n}} = 0.95$, следовательно, $\phi = 0.82$,

а уровень меры соответствия воды установленным требованиям $F_M = 0.18$.

Примечание: здесь левый “хвост” t -распределения составляет $\frac{0-10}{4.7/\sqrt{12}} = -7.36$, т.е. доля отрицательной части функции ϕ ничтожна ($< 10^{-7}$).

Пример 2. По данным рис. 1 оценить качество воды по никелю.

Решение. Здесь $\bar{C} = 3.7 \text{ мкг/дм}^3$, $S = 2.5 \text{ мкг/дм}^3$, $n = 12$. Отсюда $C_{NH} = 8.2 \text{ мкг/дм}^3$, $C_{NB} = 11.8 \text{ мкг/дм}^3$, следовательно, \bar{C} находится в зоне строгой приемки, $F_M = 1$.

Отметим, что в целом статистический метод может быть применен при наличии известного распределения анализируемой статистики (здесь – оценки среднего значения). В других прикладных

Таблица 1. Результаты экспертно-статистического анализа по данным примера 1

Мера	C_{NH}	C_N	\bar{C}	C_{NB}
F_T	1	0.5	0.31	0
F_X	1	0.37	0.25	0.135

задачах, например при построении толерантного интервала (оценки доли распределения исследуемой выборки, отсекаемой нормативом), такая информация может отсутствовать. При этом альтернативой статистического подхода может стать экспертно-статистический с экспертным выбором функции снижения меры степени соответствия от области приемки к области браковки.

ЭКСПЕРТНО-СТАТИСТИЧЕСКИЙ МЕТОД

Простейшей аппроксимацией изменения меры оценки степени соответствия является линейная. В этом случае при $\gamma = 0.95$ нормативу будет соответствовать среднее значение меры $F_{M_{cp}} = \frac{0.975 - 0.025}{2} + 0.025 = 0.5$, а среднему значению \bar{C} из простейших геометрических построений – $F_M = \frac{0.975 - 0.025}{2t_{(1+\gamma)/2} \frac{S}{\sqrt{n}}} (C_{NB} - \bar{C}) + 0.025$. В частности,

в вышеприведенном примере 1: $F_M = \frac{0.95}{6.8} (13.4 - 11.3) + 0.025 = 0.325$, а в случае граничных условий $F_{M,B} = 1, F_{M,H} = 0: F_{M_{cp}} = 0.5, F_M = 0.31$.

Другими возможными экспертно-статистическими методами являются широко используемые в допусковом контроле функции Тагути и Харрингтона [10–12]. Это функции с двусторонним допуском, который устанавливают, например, для температуры и водородного показателя (рН) воды.

Оценка потерь качества по подобным показателям внутри поля допуска может быть выполнена с помощью функции Тагути:

$$F_T = \left(\frac{C - C_0}{C_m} \right)^2, \quad (4)$$

где $C_m = \frac{C_{NB} - C_{NH}}{2}$, $C_0 = \frac{C_{NB} + C_{NH}}{2}$ – номинал, начало отсчета потери качества.

В соответствии с моделью (4) вне допустимого интервала (при $C \geq C_{NB}$, $C \leq C_{NH}$) потеря качества максимальна ($F_T = 1$), тогда как фактически признаки соответствия воды нормативу могут присутствовать не только в допустимом интервале, но и вне его. Оценить уровень такого “присут-

ствия” позволяет функция желательности Харрингтона: $F_X = \exp\{-F_T(C)\}$.

Выбор в (4) степени $k = 2$ применяется в двусторонних функциях для симметризации отклонений в обе стороны от желаемых значений; такой выбор k не обязательно оптимален [13], потому что квадратичная форма функции (4) может слишком резко усиливать влияние больших отклонений C от C_0 на $F_X(C)$, занижая роль малых отклонений. Учитывая это, ниже в качестве конкурента квадратичной форме использована также линейная, позволяющая сгладить исследуемые зависимости.

В общем случае модифицированные односторонние функции имеют вид: $F_T = \left[\frac{\bar{C} - C_{NH}}{C_{NB} - C_{NH}} \right]^k$

(Тагути), $F_X = \exp\left\{-\frac{1}{2} \left[\frac{\bar{C} - C_{NH}}{C_{NB} - C_{NH}} \right]^k\right\}$ (Харрингтон).

В настоящей задаче выбор $k = 1$ обусловлен, во-первых, односторонностью функций, не требующих симметризации, а во-вторых, условием обеспечения при $\bar{C} = C_N$ значения $\phi = 0.5$, необходимого для сравнения рассматриваемого подхода со статистическим и логично вытекающего из практической интерпретации результатов расчета (табл. 1).

Как видно, значения функции Тагути совпадают с полученными для линейной функции потерь при том, что в целом все три рассмотренные экспертно-статистические функции обеспечивают близкие результаты, превышающие полученные статистическим методом. Однако при использовании функции Харрингтона количественному значению $\bar{C} = C_N$ соответствует не вероятность 0.5, что характерно для симметричных распределений, а меньшее значение 0.37. Это связано с тем, что реальное распределение вероятностей концентрации загрязняющего вещества несимметрично, характеризуется “тяжелым” правым “хвостом”.

При выборе степени $k = 2$ в выражении для функции Харрингтона получим: $F_X(\bar{C}) = 0.14$ при $\bar{C} = 11.3$; $F_X(C_{NB}) = 0.02$ при $C_{NB} = 13.4$, т.е. имеем более полное совпадение со статистической оценкой. Совпадение можно еще повысить, если нормировать статистическую оценку, т.е. перевести ее к граничному значению $\phi_B = 1$, $\phi_H = 0$ по формуле усеченных вероятностей [14]: $\phi = \frac{\phi_{yc} - \phi_H}{\phi_B - \phi_H} = \frac{0.835 - 0.025}{0.975 - 0.025} = 0.85$ (здесь $\phi_{yc} = \phi_B - F_X(\bar{C})$), так что $F_X = 1 - \phi = 0.15$.

Таблица 2. Оценки качества воды по модифицированной шкале Харрингтона

Качество воды	Очень плохое	Пониженное	Удовлетворительное	Хорошее	Очень хорошее
Балл	1	2	3	4	5
F_X	0–0.2	0.2–0.37	0.37–0.63	0.63–0.8	0.8–1.0

Ненулевое значение функции Харрингтона $F_X(C_{NB}) = 0.02$ изменяет результат расчета только в третьем знаке, т.е. может не приниматься во внимание.

В результате проведенного анализа получаем, что функция Харрингтона в квадратичной форме может быть рекомендована в качестве экспертной оценки искомой меры, близкой, но более жесткой, чем при статистическом подходе. При этом в шкале желательности Харрингтона [11, 12], характеризующей степень приближения показателей качества к некоторому идеалу и состоящей из пяти интервалов единичного отрезка, рассматриваемая вода “очень плохая” по цинку как при статистическом, так и при экспертно-статистическом оценивании (табл. 2).

В [13] предложено рассматривать функцию Харрингтона как субъективную вероятность. Исходя из такого подхода совместная вероятность соответствия нескольких (R) загрязняющих веществ определится как $\varphi_\Sigma = \prod_{i=1}^R F_i$. Так, в приведенном примере при $F_{X_1} = 0.16$ для цинка и $F_{X_2} = 1$ для никеля: $\varphi_\Sigma = 0.16 \times 1 = 0.16$ – определяется в соответствии с принципом “слабого звена”, когда наибольшее влияние оказывает загрязняющее вещество с максимальной концентрацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существующая классификация показателей качества воды в номинальной шкале неприемлема, когда дело касается их определения не в конкретный момент, а за определенный период, поскольку контролируемые показатели могут оказываться как соответствующими, так и не соответствующими нормативу в разные моменты времени, к тому же невозможно характеризовать их поведение в межконтрольные (между забором проб) периоды. Необходима более строгая шкала, выделяющая зоны соответствия и несоответствия с заданной доверительной вероятностью; при этом появляется зона неопределенности, которая из-за малого объема выборки и больших значений среднеквадратического отклонения показателей часто превышает 30% величины норматива.

Для выяснения качества воды в зоне неопределенности предложена вероятностная мера соответствия контролируемых показателей установленным требованиям, изменяющаяся в диапазоне 1–0 так, что при приближении средней

концентрации к нижней границе она стремится к единице, а при приближении к верхней – к нулю. Это позволило оценить качество воды в конкретных случаях, когда контролируемые показатели в разные моменты времени пересекают значение норматива или когда остаются по одну сторону от него.

Показано, что экспертно-статистические методы оценивания, обычно рассматриваемые как оценочные, в задачах количественной оценки качества воды являются сильными конкурентами статистических методов, чувствительных к нарушению исходных предпосылок. В условиях малых выборок и высокой вариации контролируемых показателей экспертно-статистические методы могут быть отнесены к классу робастных. Проведенный анализ показал приемлемость таких методов с позиций традиционного статистического оценивания (сложность аппарата которого препятствует его внедрению), что позволяет дать рекомендации к их широкому использованию в практически важных случаях принятия решений в условиях неопределенности, тем более что они позволяют оценивать общую вероятность соответствия качества воды нормативу по нескольким загрязняющим веществам.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Государственного задания ФГБУН Института водных проблем РАН (тема № 0147-2019-0004, государственная регистрация № АААА-А19-119040990079-3).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов-Данильян В.И. Водные ресурсы – стратегический фактор долгосрочного развития экономики России // Вестник РАН. 2009. Т. 79. № 9. С. 789–796.
2. СанПиН 2.1.3684-21 Санитарно-эпидемиологические требования к содержанию территорий городских и сельских поселений, к водным объектам, питьевой воде и питьевому водоснабжению населения, атмосферному воздуху, почвам, жилым помещениям, эксплуатации производственных, общественных помещений, организации и проведению санитарно-противоэпидемических (профилактических) мероприятий // <https://www.garant.ru/products/ipo/prime/doc/400189764/>
3. ФЗ 184 О техническом регулировании // http://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_40241/

4. ГОСТ 8.586.2-2005 (ИСО 5167-2:2003) Измерение расхода и количества жидкостей и газов с помощью стандартных сужающих устройств. Часть 2 // http://www.peterburgregiongaz.ru/assets/files/metrologi/gost_8_586_2_2005.pdf
5. *Ленихин А.П., Возняк А.А., Тиунов А.А., Богомолов А.В.* К проблеме корректности методов расчетов и задания исходной гидрологической и гидрохимической информации при регламентации техногенных воздействий на водные объекты // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2017. № 1. С. 32–46.
6. *Авербух А.И., Розенталь О.М.* Анализ правил аналитического контроля качества вод в нормативно-правовых актах // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19. № 4. С. 381–386.
7. Decision Rules Applied to Conformity Assessment. EUROLAB Technical Report 2017. № 1. 14 p.
8. *Pawari M.J., Gavande S.M.* Assessment of Water Quality Parameters: A Review // Int. J. of Science and Research. 2015. V. 4. Iss. 7. P. 1427–1431.
9. *Райфа Г., Шлейфер Р.* Прикладная теория статистических решений. М.: Статистика, 1977. 360 с.
10. *Taguchi G., Chowdhury S.* Taguchi's Quality Engineering Handbook. Wiley, 2004. 1696 p.
11. *Tyagi S., Sharma B., Singh P., Dobhal R.* Water Quality Assessment in Terms of Water Quality Index // American J. of Water Resources. 2013. 1 (3). P. 34–38.
12. *Voitenko L., Kopilevich V., Strokal M.* The Conception of Water Quality Assessment Used Harrington's Desirability Function for Different Kinds of Water Consumption // Біоресурси і природокористування. 2015. Т. 7. №1–2. P. 25–36.
13. *Розенталь О.М., Александровская Л.Н.* Оценка степени соответствия воды нормативным требованиям // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 3. С. 289–297.
14. Р 50.1.037–2002. Рекомендации по стандартизации. Прикладная статистика. Правила проверки согласия опытного распределения с теоретическим. Часть 2. Непараметрические критерии // <https://files.stroyinf.ru/Data2/1/4294846/4294846286.pdf>

METHODOLOGY FOR QUANTITATIVE ASSESSMENT OF WATER QUALITY

Corresponding Member of the RAS V. I. Danilov-Danilyan^{a,#} and O. M. Rosenthal^a

^a *Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: vidd38@yandex.ru*

Information on the composition and properties of water, primarily in natural water bodies, is necessary for making water management decisions, therefore it must be sufficiently reliable. Meanwhile, water control, operating on a nominal generally accepted scale for comparing the threshold quality standard with variable controlled indicators, does not give the required accuracy of the results. To improve control, a model for assessing the probabilistic measure of compliance/non-compliance of water quality with regulatory requirements on a continuous scale is proposed. It is shown that, in this case, an alternative to the statistical approach can be expert-statistical methods for approximating the change in the desired measure: the simplest linear, as well as on the basis of the Taguchi and Harrington scales. For practically important cases of small sample sizes and high variation of controlled indicators, the acceptability of the approaches used is justified. This makes it possible to recommend the use of expert-statistical methods in the system of water-ecological control.

Keywords: water quality indicators, establishment of compliance, zone of uncertainty, confidence interval, probabilistic measure of quality compliance, strict acceptance, non-strict acceptance