



## EARTHQUAKE SWARMS AS EVIDENCE OF VOLCANO-TECTONIC PROCESSES OF THE SLOWEST SPREADING GAKKEL RIDGE IN THE ARCTIC

A.N. Morozov <sup>1,2✉</sup>, N.V. Vaganova <sup>2</sup>, Y.A. Mikhailova <sup>2</sup>, E.R. Morozova <sup>2</sup>, I.V. Starkov <sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, 10-1 Bolshaya Gruzinskaya St, Moscow 123242, Russia

<sup>2</sup> Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 20 Nikolsky Ave, Arkhangelsk 163020, Russia

<sup>3</sup> Ural Federal University, 19 Mira St, Ekaterinburg, 620002, Russia

**ABSTRACT.** Based on the data from the Arctic regional seismic stations, the article presents the results of studying the swarm seismicity of the Gakkel Mid-Ocean Ridge, located in the Arctic Ocean. The active spreading processes of ultraslow ridges with spreading rates of less than 20 mm/yr, which include the Gakkel Ridge, are still poorly understood as compared to the MOR in the Atlantic and Pacific oceans, with spreading rates of more than 25 mm/yr. In 2012–2022, there were identified eight swarms: one within the western volcanic segment of the ridge, others – in the eastern volcanic segment. No earthquake swarms were recorded in the central amagmatic segment of the ridge; the recording therein covers primarily single earthquakes and aftershock sequences. Spatially identified swarms are confined to some volcanic centers revealed earlier from the geological and geophysical data during complex expeditions. The ridge segment at coordinates ~85...~93° E is characterized by the most intense manifestations of volcanic processes. The spatial distribution of swarms may also indicate potential presence of volcanic structures that have not yet been identified from the geological, geophysical and geomorphological data. In the temporal domain, there can be preliminarily distinguished a 5-year swarm activation cycle, which, however, requires additional verification over a longer time interval. The swarm seismicity of the slowest spreading Gakkel Ridge cannot be described by a simple model of volcanism and magma intrusion into a symmetrical rift; it is rather a result of a complex interaction between dike and faulting with magma transport along the faults with potentially significant seismic activities. There can probably be suggested a regular combination of the processes of volcanic activation and seismotectonic destruction, which is especially pronounced in the locations of transverse faults. The results described in this article expand our understanding of the manifestation of volcano-tectonic processes occurring within the slowest spreading Gakkel Mid-Ocean Ridge.

**KEYWORDS:** Arctic; Gakkel Ridge; low-magnitude earthquakes; earthquake swarm; volcano-tectonic processes

**FUNDING:** The study was supported by the Russian Science Foundation, project 22-27-00190, "Can low-magnitude earthquake swarms of the slowest spreading Gakkel Ridge in the Arctic be considered as an indicator of present-day magmatism and dike intrusions?".



EDN: HSYZHM

### RESEARCH ARTICLE

**Correspondence:** Alexey N. Morozov, [morozovalexey@yandex.ru](mailto:morozovalexey@yandex.ru)

Received: May 31, 2023

Revised: July 4, 2023

Accepted: July 12, 2023

**FOR CITATION:** Morozov A.N., Vaganova N.V., Mikhailova Y.A., Morozova E.R., Starkov I.V., 2024. Earthquake Swarms as Evidence of Volcano-Tectonic Processes of the Slowest Spreading Gakkel Ridge in the Arctic. *Geodynamics & Tectonophysics* 15 (1), 0737. doi:10.5800/GT-2024-15-1-0737

## РОИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА УЛЬТРАМЕДЛЕННОМ СПРЕДИНГОВОМ ХРЕБТЕ ГАККЕЛЯ В АРКТИКЕ

А.Н. Морозов<sup>1,2</sup>, Н.В. Ваганова<sup>2</sup>, Я.А. Михайлова<sup>2</sup>, Е.Р. Морозова<sup>2</sup>, И.В. Старков<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Россия

<sup>2</sup> Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН, 163020, Архангельск, Никольский пр-т, 20, Россия

<sup>3</sup> Уральский федеральный университет, 620002, Екатеринбург, ул. Мира, 19, Россия

**АННОТАЦИЯ.** В статье на основе данных региональных арктических сейсмических станций представлены результаты изучения роевой сейсмичности срединно-океанического хребта Гаккеля, расположенного в Северном Ледовитом океане. Активные процессы спрединга ультрамедленных хребтов со скоростью менее 20 мм/год, к которым относится хребет Гаккеля, до сих пор слабо изучены, по сравнению со срединно-океаническими хребтами в Атлантическом и Тихом океанах со скоростью спрединга более 25 мм/год. С 2012 по 2022 г. были выявлены восемь роев: один в пределах западного вулканического сегмента хребта, остальные – в восточном вулканическом сегменте. В центральном амагматическом сегменте хребта роев землетрясений не зафиксировано, в этом сегменте регистрируются преимущественно одиночные землетрясения и афтершоковые последовательности. Пространственно выявленные рои тяготеют к некоторым вулканическим центрам, выявленным ранее по геолого-геофизическим данным в ходе комплексных экспедиций. Район хребта в пределах координат ~85...~93° в.д. характеризуется самыми интенсивными проявлениями вулканических процессов. Пространственное распределение роев может также свидетельствовать о наличии возможных вулканических структур, которые к настоящему времени еще не были выявлены по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным. Во временной области можно предварительно выделить 5-летний цикл активизации роев, который, однако, требует дополнительной проверки на более длительном временном интервале. Роевая сейсмичность ультрамедленного спредингового хребта Гаккеля не может быть описана простой моделью вулканизма и магматического вторжения в симметричный рифт, а скорее является результатом сложного взаимодействия даек и разрывных нарушений с переносом магмы по разломам, потенциально играющим важную роль. Вероятно, можно говорить о закономерном сочетании процессов активизации вулканизма и сейсотектонической деструкции, особенно выраженном в местах расположения поперечных разломов. Описанные в данной статье результаты расширяют представления о проявлении вулканотектонических процессов, протекающих в пределах ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля.

**КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА:** Арктика; хребет Гаккеля; низкомагнитудные землетрясения; рой землетрясений; вулканотектонические процессы

**ФИНАНСИРОВАНИЕ:** Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ, проект № 22-27-00190 «Рои низкомагнитудных землетрясений на ультрамедленном спрединговом хребте Гаккеля в Арктике – индикатор современного магматизма и внедрения даек?».

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Срединно-океанический хребет (СОХ) Гаккеля в Северном Ледовитом океане является арктической границей между двумя литосферными плитами: Северо-Американской и Евразийской. Хребет Гаккеля – прямое продолжение Атлантического СОХ в Арктический бассейн и Якутию (рис. 1). Хребет Гаккеля является самым молодым сегментом СОХ и имеет кайнозойский возраст. Он возник в результате вклинивания в Арктику Атлантического СОХ, что привело к образованию глубоководного Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Современная геодинамическая модель развития Арктического бассейна, описанная в работах [Laverov et al., 2013; Lobkovsky et al., 2021], основана на представлении о развитии верхнемантийной конвекции под континентом, обусловленной процессом субдукции тихоокеанской литосферы

под Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты.

Хребет Гаккеля простирается субширотно примерно на 1800 км от 7° з.д. до 125° в.д. и обладает наименьшей скоростью спрединга среди всей системы СОХ: от 15 мм/год для западной части хребта и до 6–7 мм/год – для восточной. Вдоль всего протяжения хребет Гаккеля не нарушен трансформными разломами, амплитуда крупнейших нетрансформных смещений не превышает 15 км [Gurevich et al., 2004; DeMets et al., 2010; Dubinin et al., 2013].

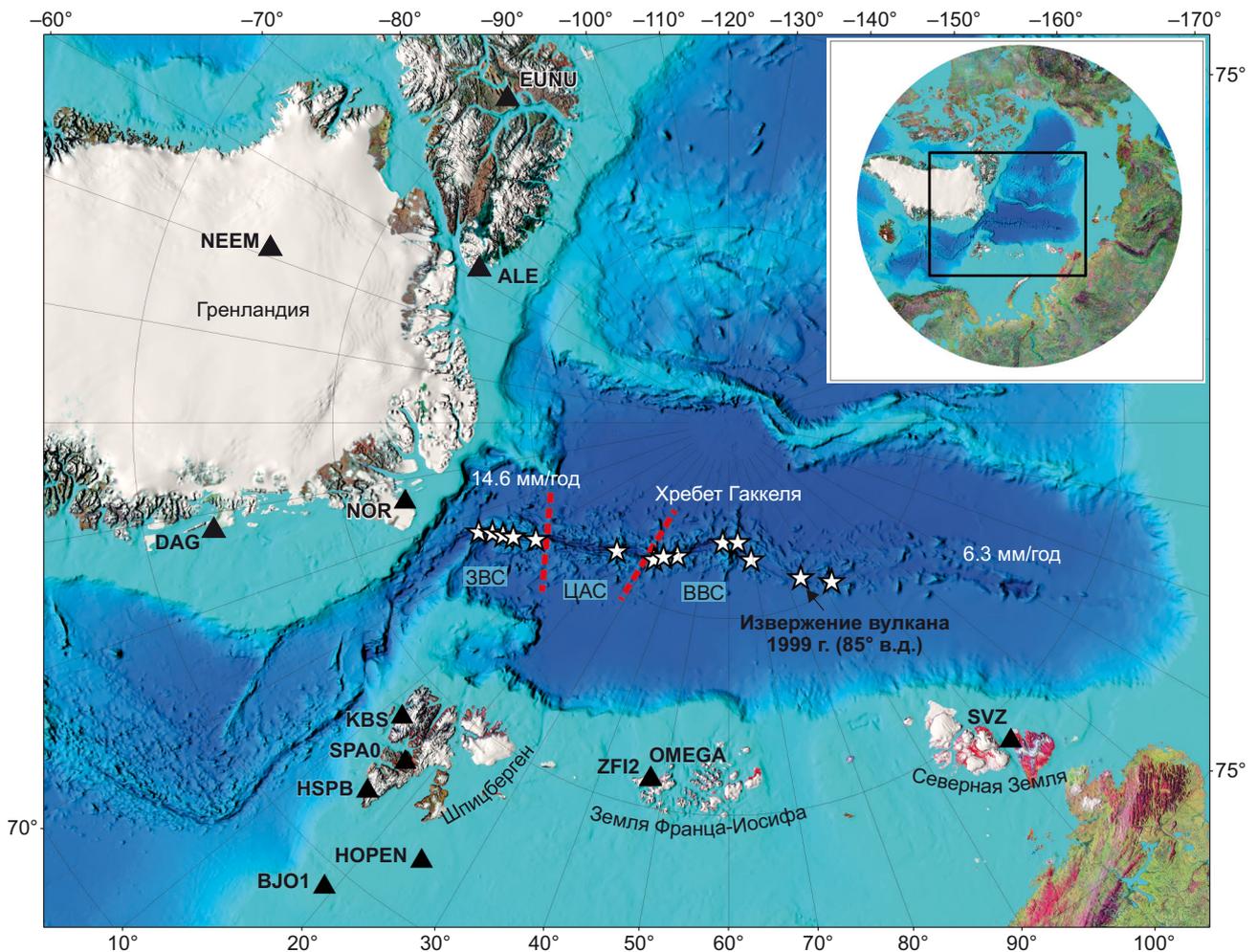
Экстремальные климатические и географические условия накладывают ограничения на доступность научных исследований хребта Гаккеля. Однако благодаря проведению в конце XX – начале XXI в. крупных экспедиций, таких как «SCICEX» [Edwards et al., 2001], «AMORE 2001» [Thiede, Oerter, 2002] и «AGAVE» [Reves-Sohn et al.,

2007], появились дополнительные подробные геолого-геофизические данные по хребту. На основании полученных в ходе экспедиционных исследований данных на хребте Гаккеля выделяют три суперсегмента: западный вулканический сегмент (ЗВС, простирается от 7 до 3° в.д.), центральный амагматический сегмент (ЦАС, простирается от 3 до 29° в.д.) и восточный вулканический сегмент (ВВС простирается, от 29 до 94° в.д.) [Cochran et al., 2003; Michael et al., 2003; Dick et al., 2003] (рис. 1). Некоторые исследователи проводят дополнительную сегментацию хребта и выделяют от семи до девяти подсегментов [Engen et al., 2003; Gurevich et al., 2004].

Главные факторы, влияющие на структурообразование и особенности магматизма хребта Гаккеля, согласно численным и экспериментальным моделированиям [Dubinin et al., 2013], – это наиболее низкие скорости спрединга в условиях изменяющейся вдоль длины хребта степени прогрева мантии и геометрии спрединга. Соотношение эндогенных процессов ме-

няется вдоль простираения хребта, при преобладании тектонического фактора в структурообразовании на отдельных участках значительную роль играют магматические и метаморфические процессы. Большинство выявленных вулканических центров располагаются в пределах ЗВС и ВВС хребта [Cochran et al., 2003; Michael et al., 2003]. В пределах ЦАС располагается только один вулканический центр в районе 19° в.д. Восточнее 93° в.д. в настоящее время вулканические центры на хребте не выявлены (рис. 1). Под вулканическим центром понимаются геологические образования на поверхности, указывающие на существование в данном пункте вулканического аппарата.

В течение всего инструментального периода землетрясения в пределах хребта Гаккеля регистрировались практически только удаленными стационарными сейсмическими станциями. Только в XXI в. благодаря развитию инструментальных наблюдений на арктических архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и Новая Земля [Antonovskaya et al.,



**Рис. 1.** Позиция СОХ Гаккеля и его деление на суперсегменты. Белыми звездочками показано расположение вулканических центров на хребте Гаккеля согласно [Cochran, 2008; Dubinin et al., 2013; Wanless et al., 2014]. Черными треугольниками показаны сейсмические станции.

**Fig.1.** The position of the Gakkel Mid-Ocean Ridge (MOR) and its supersegmentation. White asterisks indicate the location of volcanic centers on the Gakkel Ridge after [Cochran, 2008; Dubinin et al., 2013; Wanless et al., 2014]. Black triangles stand for seismic stations.

2022] появилась возможность регистрировать низкомагнитудные землетрясения хребта на региональных расстояниях. Обобщение и анализ данных о землетрясениях, зарегистрированных на телесеismicических расстояниях, представлены в работах [Fujita et al., 1990; Avetisov, 1996; Engen et al., 2003; Schlindwein et al., 2015], на региональных расстояниях – в работах [Morozov et al., 2016, 2021], на локальных расстояниях во время краткосрочных экспедиционных исследованиях – в работах [Schlindwein et al., 2005, 2007].

Очевидно, что землетрясения на СОХ отражают активные магматические и тектонические процессы, формирующие новую океаническую кору. В некоторые современные модели вложен принцип дискретно-непрерывного спрединга, предполагающего формирование корового слоя в результате повторяющихся дайковых интрузий и излияний на оси хребта. Четкая связь между мигрирующей сейсмичностью и распространением вершины дайки показана в работах [Fox et al., 1995; Tarasewicz et al., 2012; Schmid et al., 2017]. Таким образом, роевая низкомагнитудная сейсмичность в пределах СОХ является следствием тектонических и магматических процессов и может являться четким индикатором магматического вторжения [Bohnenstiehl, Dziak, 2008]. При этом активные процессы спрединга ультрамедленных хребтов Гаккеля в Северном Ледовитом океане и юго-западного Индийского в Индийском океане до настоящего времени еще слабо изучены из-за своей удаленности.

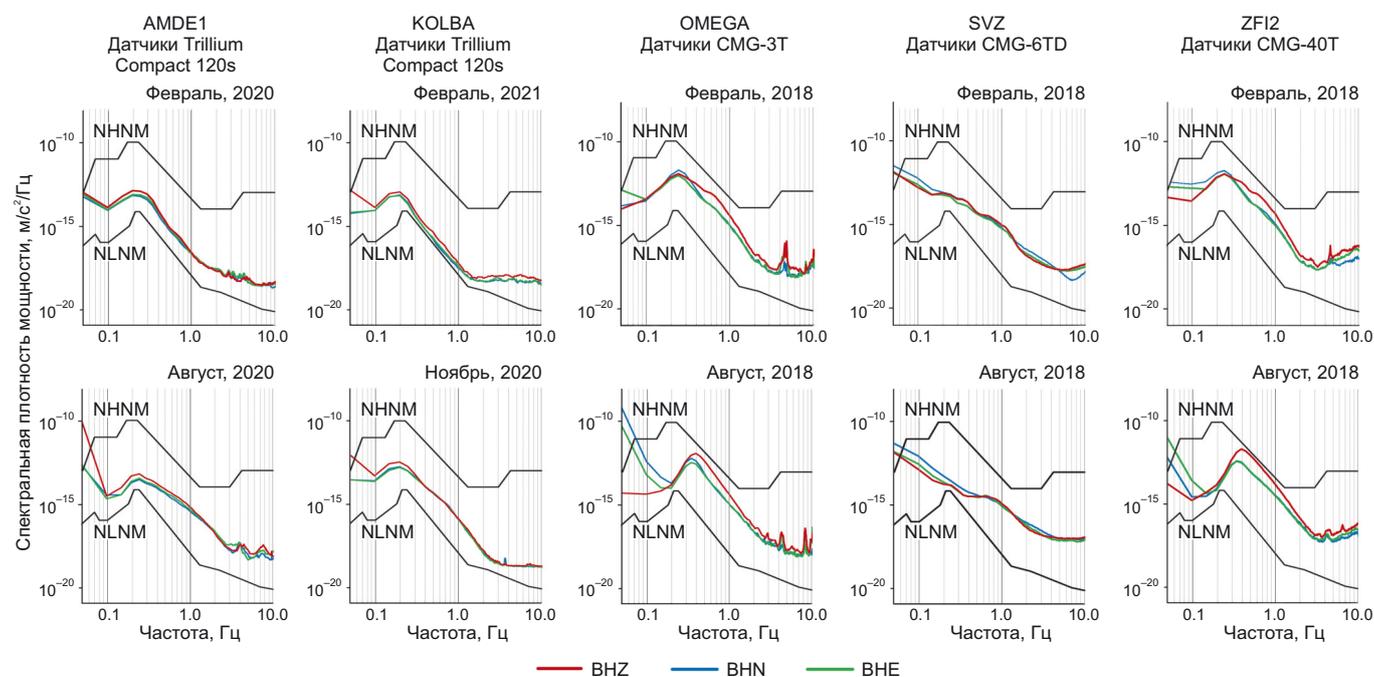
В работе [Schlindwein, 2012] была изучена роевая сейсмичность таких хребтов по доступным телесеismicическим

данным. Было показано, что роевые землетрясения характерны для участков с четкими признаками вулканических структур. Они затрагивают участки протяженностью до 50 км и происходят неоднократно на конкретных участках в течение нескольких лет. В настоящей статье представлены результаты изучения роевой сейсмичности хребта Гаккеля на основе данных региональных seismicических станций в пределах магнитудного диапазона, не доступного в исследованиях на основе телесеismicических данных. Проведенная авторами работа позволила нивелировать разрыв в охвате магнитуд между локальными и краткосрочными исследованиями сейсмичности во время экспедиций ( $M \leq 2.0$ ) и телесеismicическими записями seismicических станций ( $M \geq 4.0$ ). А это, в свою очередь, позволит углубить понимание активных процессов, протекающих в пределах ультрамедленных хребтов.

## 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Seismicический мониторинг хребта Гаккеля проводился на основе данных арктических региональных станций Архангельской seismicической сети (<https://doi.org/10.7914/SN/AH>) с 2012 по 2022 г. (рис. 1). Амплитудно-частотные характеристики seismicических станций представлены на рис. 2.

Дополнительно привлекались данные зарубежных seismicических станций, функционирующих преимущественно на архипелаге Шпицберген, через официальные сайты GEOFON (<https://geofon.gfz-potsdam.de/>) и ORFEUS (<https://orfeus-eu.org/>). В работе используется каталог Архангельской seismicической сети по хребту



**Рис. 2.** Спектральная плотность мощности для seismicических станций, рассчитанная по компонентам  $Z$ ,  $N$  и  $E$ . Модели New High и New Low Noise (NHNM и NLNM) отмечены черными линиями [Peterson, 1993].

**Fig. 2.** Power spectral density for seismic stations calculated from  $Z$ ,  $N$  and  $E$  components. New High and New Low Noise (NHNM and NLNM) models are marked by black lines [Peterson, 1993].

Гаккеля с 2012 по 2022 г. [Morozov, Vaganova, 2023], дополненный данными из каталога Международного сейсмологического центра (International Seismological Centre, ISC) [Bulletin..., 2023].

Каталог по хребту Гаккеля с 2012 по 2022 г. включает 1272 землетрясения с магнитудой  $M_L$  от 2.0 до 5.2. Однако существуют факторы, которые оказали влияние на однородность по пространству и времени, полноту и энергетический уровень каталога землетрясений. Арктические сейсмические станции Архангельской сети вводились в строй постепенно с 2011 по 2020 г; на некоторых сейсмических станциях в разные периоды была произведена замена регистрирующей аппаратуры; на станции ZFI2 была произведена корректировка амплитудно-частотной характеристики датчика. С 2015 г. из-за усиления хозяйственной деятельности значительно повысился уровень техногенных шумов на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа, на котором установлена сейсмическая аппаратура станций ZFI2 и OMEGA. Из-за экстремальных условий эксплуатации сейсмической аппаратуры и возросшей хозяйственной деятельности иногда возникали технические неисправности на сейсмических станциях. Из-за труднодоступности территории невозможно было оперативно решать возникающие технические проблемы и проводить плановые профилактические работы на сейсмической аппаратуре. К неблагоприятным факторам также можно отнести сезонные колебания уровня низкочастотного шума на станциях, вызванного интенсивными штормовыми микросейсмями, что характерно для прибрежных и островных сейсмических станций (рис. 2). Ниже авторами проведен анализ представительности каталога землетрясений по хребту Гаккеля.

С 2015 по 2019 г. минимальная регистрируемая магнитуда увеличивалась до значений  $M_{L_{\min}}=2.5$ , при том что в предыдущие и последующие годы этот уровень был 2.0. Изменение значений минимальной магнитуды в разные периоды может быть связано с перечисленными выше факторами, основным из которых может быть корректировка амплитудно-частотной характеристики датчика на станции ZFI2, проведенная в 2015 г. Преимущественно землетрясения с минимальными значениями магнитуды  $M_L$  от 2.0 до 2.5 регистрировались в пределах ЦАС и фрагментарно в ВВС. Такое распределение связано с расположением в пространстве сейсмических станций и с периодом их функционирования [Antonovskaya et al., 2022].

Значения представительной магнитуды  $M_c$  рассчитывались отдельно для каждого сегмента хребта – ЗВС, ЦАС и ВВС – двумя способами: методом MAXC (Maximum Curvature) [Wyss et al., 1999] и методом GFT (Goodness-of-Fit test) [Wiemer, Wyss, 2000]. Дополнительно для ВВС значения  $M_c$  вычислялись отдельно для разных временных периодов: с 2012 по 2016 г. и с 2017 по 2022 г. и для разных участков сегмента: от 30 до 62° в.д. (ВВС1) и от 62 до 130° в.д. (ВВС2). Результаты расчетов показали, что землетрясения регистрировались с пред-

вительными магнитудами от 2.5 до 3.3 в зависимости от участков и периода времени (табл. 1).

Существует множество способов и приемов идентификации групповых (кластерных) землетрясений и их разделения на различные группы, относящиеся к афтершокам, форшокам, роям и даже связанные с трассированием линейной трещиноватой структуры земной коры [Shebalin, 2005; Molchan, Dmitrieva, 1991; Smirnov, 2009; Mirzoev, 1992; Frohlich, Davis, 1990]. Широкое распространение в различных исследованиях прикладного характера получили методы кластерного анализа. Обзор подходов, наиболее успешно используемых для эффективного анализа геоданных, описан в работе [Dulin et al., 2009]. Известны следующие способы кластеризации:

- метод k-средних [Steinhaus, 1956] (задача – распределение произвольного количества  $n$ -мерных точек по  $k$  кластерам);
- метод Резенберга [Reasenberga, 1985] (основан на использовании закона Омори [Omori, 1895] для определения временных рамок последовательности);
- метод CLIQUE (clustering in quest) [Agrawal et al., 2005] (подход на основе градации плотности, определяющий кластер как зону, которая имеет более высокую плотность точек, чем окружающая ее область);
- метод ближайших соседей (метрический классификатор, основанный на оценивании сходства объектов).

Большая часть всех алгоритмов, при всей их несхожести, методически основана на одной предпосылке – гипотезе компактности, т. е. в используемом пространстве признаки измерения, принадлежащие одному и тому же кластеру, близки между собой, а измерения, принадлежащие разным кластерам, отделимы одно от другого.

Ограничением для применения стандартных методов в данном случае может служить тот фактор, что по исследуемой территории существующий каталог может быть немногочисленным, неполным, и энергетический уровень некоторых роев землетрясений может

**Таблица 1.** Значения представительной магнитуды  $M_c$  в разных секторах хребта Гаккеля

**Table 1.** Values of representative magnitude  $M_c$  in different sectors of the Gakkell Ridge

Сектор	Период	Значение $M_c$	
		Метод MAXC	Метод GFT
ЗВС	2012–2022	3.0	3.0
ЦАС	2012–2022	2.5	3.1
ВВС1 30–62° в.д.	2012–2016	2.8	2.6
	2017–2022	3.3	3.2
ВВС2 62–130° в.д.	2012–2016	2.5	3.0
	2017–2022	2.5	2.9

быть ниже уровня представительной магнитуды. В настоящем же исследовании авторы применили к итоговому каталогу [Morozov, Vaganova, 2023] алгоритм одиночных связей по [Frohlich, Davis, 1990], при котором из  $N$  землетрясений отдельные землетрясения сначала связываются со своими ближайшими соседями (в пространстве и времени), чтобы сформировать подгруппы событий. Затем процесс повторяется и каждая подгруппа рекурсивно связывается со своим ближайшим соседом, пока не будут найдены все звенья (группы), соединяющие все землетрясения. Расстояние между событиями в таком пространстве – времени определяется как

$$d_{st} = \sqrt{d^2 + C^2 t^2},$$

где  $d$  – расстояние в километрах между эпицентрами событий,  $t$  – разница во времени происхождения этих событий в днях. В работе [Davis, Frohlich, 1991] предполагается, что  $C = 1 \frac{\text{км}}{\text{д}}$ , в исследовании [Schlindwein, 2012] для хребта Гаккеля принято аналогичное значение.

Для каждого события находится ближайший сосед с минимальным расстоянием. События считаются принадлежащими одному кластеру, если расстояние между ними меньше, чем:

$$D = 9.4\sqrt{S1} - 25.2,$$

где  $S1$  – медиана из всех значений минимумов  $d_{st}$ .

Для итогового каталога землетрясений значение  $D=29.73$  км. С этим критерием события объединяются в кластеры, где каждое событие имеет хотя бы одного соседа с расстоянием меньше  $D$ .

Каждая из выделенных групп исследовалась на наличие или отсутствие в ней главного сильного толчка. В случае, если группа событий имеет ярко выраженный сильный толчок с последующим убыванием числа событий в соответствии с законом Омори [Omori, 1895], речь идет об афтершоковой последовательности. Если же частота и магнитуда событий слабо меняются со временем, то такое скопление будет являться роем землетрясений. Дополнительно авторы придерживались следующей логики. С учетом высокого порога регистрации землетрясений вполне вероятно, что афтершоковые последовательности с быстро уменьшающейся магнитудой создают группы только с несколькими землетрясениями выше порога регистрации, тогда как в роях магнитуды землетрясений не убывают со временем. В исследовании [Schlindwein, 2012] группы, состоящие из восьми и более землетрясений, с большой вероятностью относились к роевым последовательностям. В данном исследовании также анализировались рои землетрясений, состоящие из восьми и более землетрясений.

В пределах хребта Гаккеля из-за удаленности сейсмических станций низкомагнитудные землетрясения регистрируются малым количеством сейсмических станций с неблагоприятным азимутальным охватом, поэтому для таких землетрясений из выявленных

роев применялся метод локации относительно сильного землетрясения (arrival-time difference (ATD) technique) [Spence, 1980]. В процедуре ATD используется набор разностей времен прихода  $P$ - и  $S$ -волн. Эти разности получены по нескольким станциям, зарегистрировавшим опорное (мастер) событие с известными параметрами очага и соседнее событие с неизвестными параметрами. Если оба события расположены близко друг к другу (менее 10 % от среднего гипоцентрального расстояния), то их траектории луча почти одинаковы. В этом случае аномалии в скоростной модели пренебрежимо малы, а различия во времени прихода, как правило, связаны со смещением в пространстве соседнего события относительно эталонного.

### 3. ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Из итогового каталога землетрясений, зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля, были выделены десять кластеров (групп) землетрясений, содержащих восемь и более событий. Две из десяти групп были квалифицированы авторами как афтершоковые последовательности, остальные восемь групп – как рои (табл. 2). На рис. 3, а, б, овалами красного цвета обозначены афтершоковые последовательности, овалами синего цвета – рои землетрясений.

Семь из восьми роев были зарегистрированы в пределах ВВС хребта Гаккеля, один – в ЗВС (рис. 3). Три роя в пределах ВВС зарегистрированы восточнее  $93^\circ$  в.д., где в настоящее время вулканические центры пока не выявлены по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным. В пределах ЦАС выявлена только одна афтершоковая последовательность. Отсутствие роевых землетрясений в пределах ЦАС может быть объяснено тем, что спрединг этого сегмента амагматичен. В структурообразовании этой части хребта преобладают тектонические, а не магматические и метаморфические процессы [Dubinin et al., 2013].

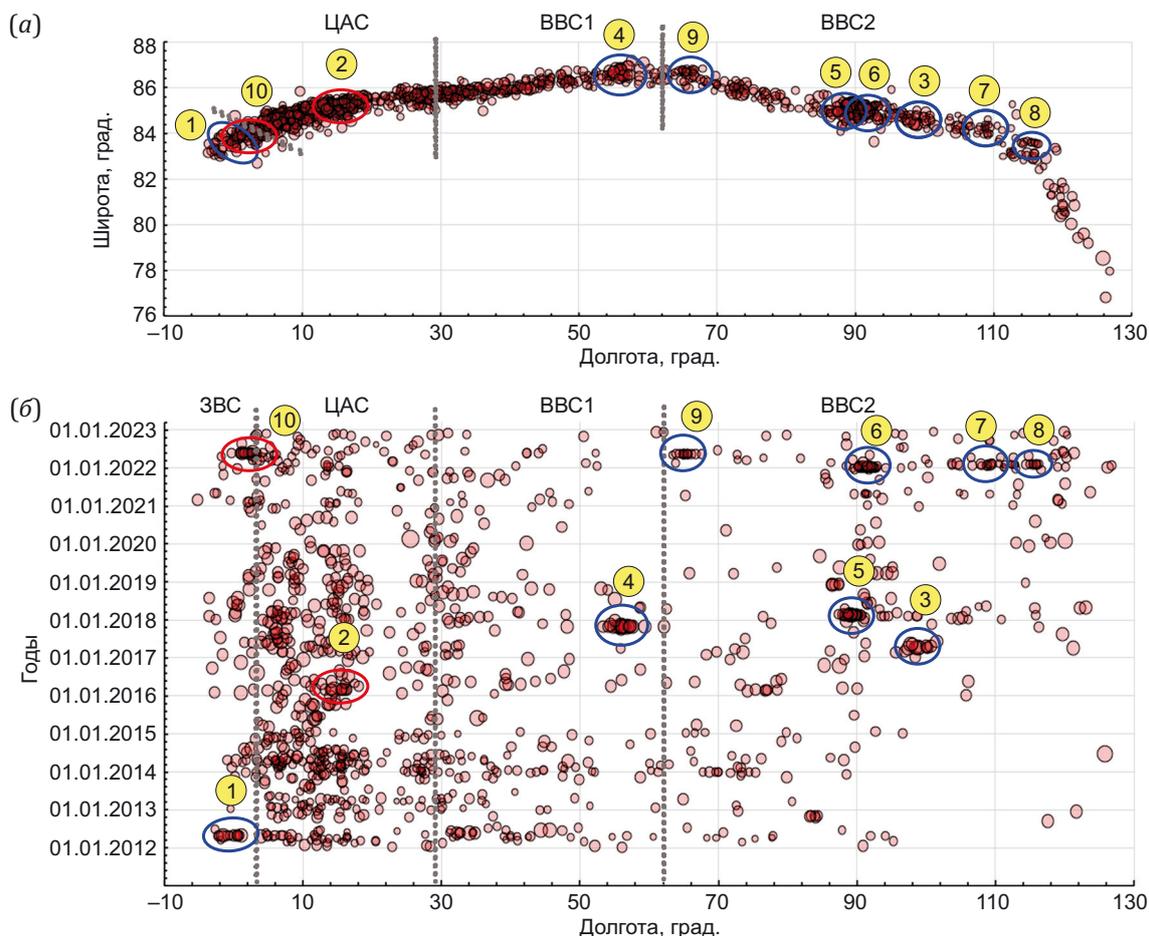
Выявленные рои включают от 8 до 52 землетрясений с магнитудой  $ML$  от 2.3 до 5.1 (рис. 4). Для каждого роя магнитуды землетрясений распределялись в диапазоне шириной не более 1.6 единицы. В течение времени землетрясения в роях происходят неравномерно, волнообразно с активизациями на протяжении одних – двух суток, что может косвенно свидетельствовать о наличии определенных стадий в вулканотектонических процессах хребта.

В работе [Schlindwein, 2012] при анализе роевых землетрясений по телесеismicким данным с 1976 по 2008 г. наблюдается ситуация, когда было выявлено семь крупных роев и только один произошел в пределах ЗВС, остальные – в ВВС. Два из семи роев зарегистрированы восточнее  $93^\circ$  в.д. Районы, в которых были зарегистрированы рои по телесеismicким данным, практически совпадают с районами, для которых выявлены низкомагнитудные рои в исследовании авторов (рис. 5).

Это может свидетельствовать о высокой интенсивности вулканотектонических процессов, протекающих

**Таблица 2.** Параметры кластеров землетрясений хребта Гаккеля, выделенных из каталога с 2012 по 2022 г.**Table 2.** Parameters of the Gakkel Ridge earthquake clusters extracted from 2012–2022 catalog

№ сегмента	Дата/продолжительность	Место		Число событий	Магнитуда $ML_{min}-ML_{max}$	Тип рой/афтершоки
		Широта	Долгота			
1	19.04.2012 – 01.05.2012	83.67–84.03	2.21–0.84	17	2.8–4.4	Рой 1
2	01.03.2016 – 04.03.2016	84.96–85.21	11.79–16.27	8	3.3–4.5	Афтершоки. Главный толчок 01.03.2016 $ML=4.5$
3	07.04.2017 – 13.05.2017	84.84–84.95	98.11–100.73	10	3.4–4.6	Рой 3
4	28.10.2017 – 16.11.2017	86.68–87.20	51.84–59.35	14	3.6–5.1	Рой 4
5	14.02.2018 – 23.02.2018	85.00–85.43	87.31–90.65	52	2.9–4.5	Рой 5
6	29.12.2021 – 21.01.2022	84.80–85.32	89.40–93.22	33	2.3–3.5	Рой 6
7	09.01.2022 – 08.02.2022	84.14–84.380	106.57–111.21	10	2.4–3.5	Рой 7
8	31.01.2022 – 14.02.2022	83.31–83.67	114.00–116.25	10	2.5–3.0	Рой 8
9	04.05.2022 – 18.05.2022	86.43–86.85	66.38–67.90	17	2.5–2.9	Рой 9
10	21.05.2022 – 31.05.2022	84.07–84.31	1.02–3.47	14	2.5–4.7	Афтершоки. Главный толчок 21.05.2022 $ML=4.7$

**Рис. 3.** Распределение землетрясений хребта Гаккеля в пространстве и во времени.

(а) – распределение землетрясений в пространстве; (б) – распределение землетрясений во времени. Овалами синего цвета выделены рои землетрясений, овалами красного цвета – афтершоковые последовательности. Цифрами указаны номера групп землетрясений из табл. 2.

**Fig. 3.** Spatiotemporal distribution of the Gakkel Ridge earthquakes.

(а) – earthquake spatial distribution; (б) – earthquake temporal distribution. Blue ovals enclose earthquake swarms, red ovals – aftershock sequences. The figures indicate the earthquake group numbers from Table 2.

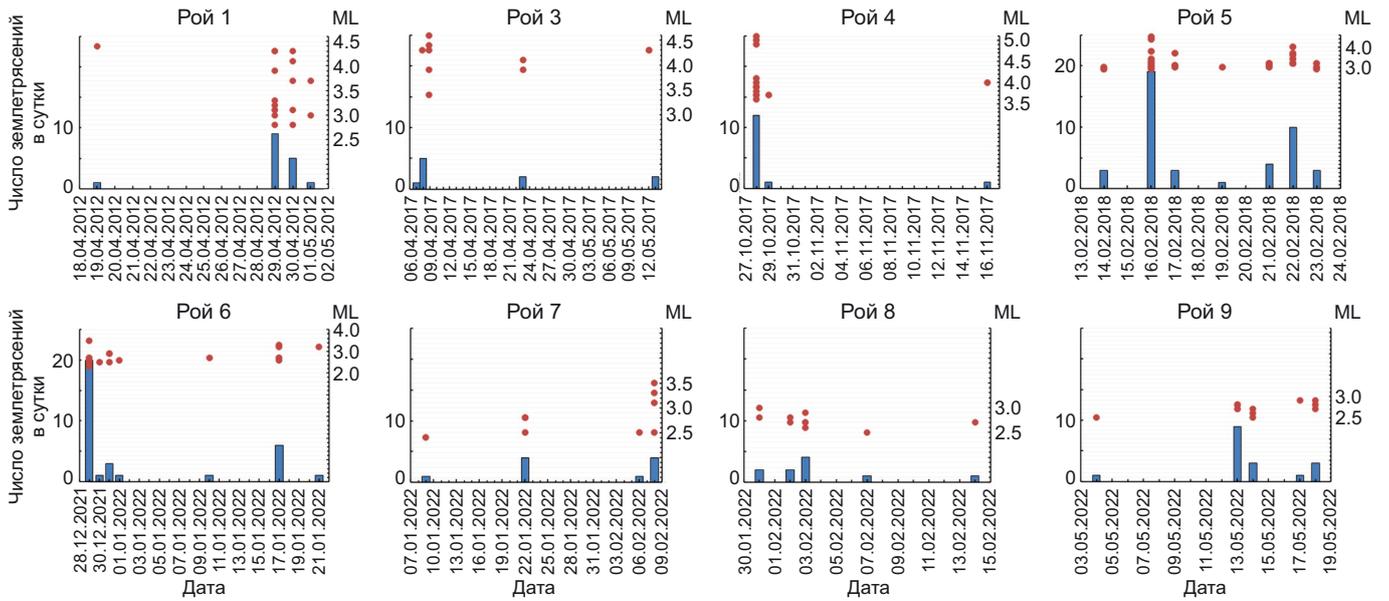


Рис. 4. Распределение землетрясений по количеству и магнитуде.

Fig.4. Earthquake distribution by amount and magnitude.

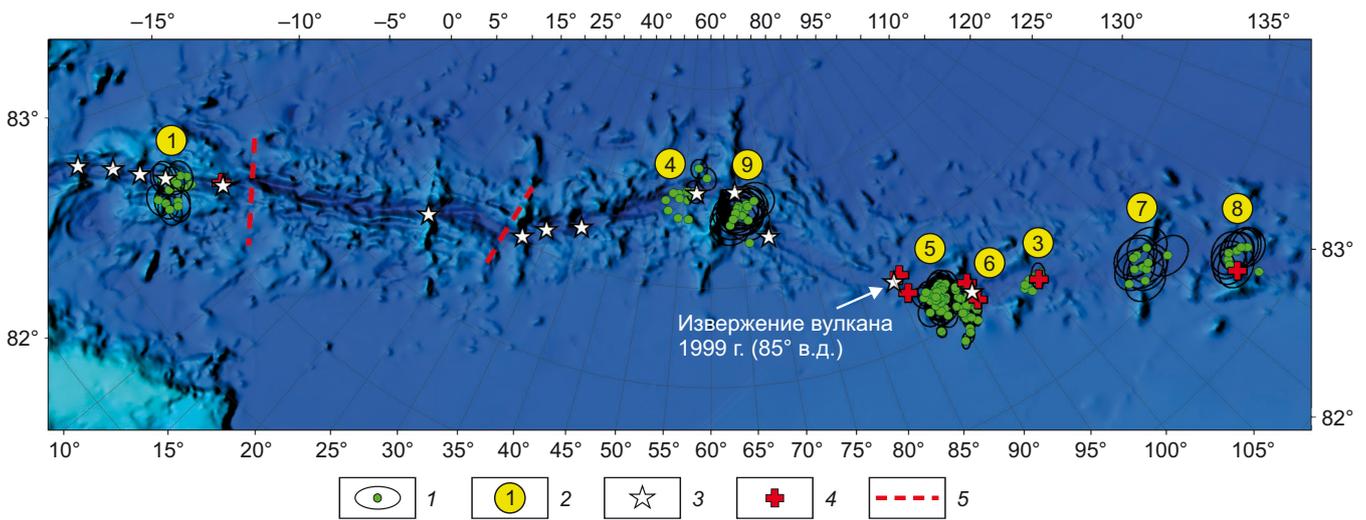


Рис. 5. Распределение роевых последовательностей вдоль хребта Гаккеля.

1 – эпицентры землетрясений роев и их эллипсы ошибок; 2 – номер роя землетрясений из табл. 2; 3 – вулканические центры; 4 – зоны роев по [Schlindwein, 2012]; 5 – границы суперсегментов хребта.

Fig. 5. Distribution of swarm sequences along the Gakkel Ridge.

1 – earthquake swarm epicenters and their error ellipses; 2 – an earthquake swarm number from Table 2; 3 – volcanic centers; 4 – swarm zones after [Schlindwein, 2012]; 5 – boundaries of the ridge supersegments.

в данных участках хребта. К таким участкам можно отнести районы вулканических центров к западу от границы между ЗВС и ЦАС (~3° з.д.; ~1° в.д.), вулканических центров в ВВС (~57, ~64, ~93° в.д.), а также районы (~99, ~107, ~115° в.д.), в которых к настоящему моменту вулканических центров не выявлено. Последние рои (самые восточные) могут свидетельствовать о наличии в этих районах возможных вулканических структур, которые к настоящему времени еще не были выявлены по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным в ходе комплексных экспедиций.

Напротив, для одного района, в котором располагается вулканический центр ~85° в.д. и для которого в работе [Schlindwein, 2012] было выявлено два роя: небольшой в 1982 г. и крупный рой в 1999 г., не определены современные роевые последовательности (рис. 5). В 1999 г. в районе 85° в.д. произошел уникальный рой, который нашел свое отражение в большом количестве опубликованных научных статей [Müller; Jokat, 2000; Tolstoy et al., 2001; Riedel, Schlindwein, 2010; Korger, 2013]. С января по сентябрь 1999 г. станциями мировой сети был зарегистрирован рой землетрясений,

состоящий из 237 событий с магнитудой  $m_b$  от 3.2 до 5.8. Этот рой представляет собой самый сильный из когда-либо зарегистрированных роев землетрясений в СОХ. Это произошло в месте, где скорость спрединга только около 10 мм в год. Благодаря анализу геофизических данных, полученных в рамках экспедиций «SCICEX», «AMORE2001» и «AGAVE», а также анализу волновых форм станций мировой сети [Müller, Jokat, 2000; Riedel, Schlindwein, 2010] было получено явное свидетельство мощного взрывного вулканизма на глубине около 4000 м. Возможно, после крупного взрывного вулканизма в данном районе вулканотектонические процессы заметно потеряли свою интенсивность и вулканический центр в настоящее время не активен.

В пределах вулканических центров с координатами  $\sim 7^\circ$ ,  $\sim 5^\circ$ ,  $\sim 2^\circ$  з.д.,  $\sim 19^\circ$ ,  $\sim 31^\circ$ ,  $\sim 34^\circ$ ,  $\sim 39^\circ$  и  $\sim 69^\circ$  в.д. не были выявлены роевые последовательности ни по телесеismicким данным за период с 1976 по 2008 г., ни по современным региональным данным 2012 по 2022 г. Это может свидетельствовать об отсутствии или низкой интенсивности вулканотектонических процессов в данных вулканических центрах.

Выявленные рои также распределены неравномерно во времени (см. рис. 3). Можно выделить определенные периоды активизации. Так, в 2012 г. был зарегистрирован только один рой (рой 1) и, возможно, это связано со слабыми регистрационными возможностями сети в тот период, так как функционировала только одна станция на архипелаге Земля Франца-Иосифа. Через пять лет в течение 2017 г. и в начале 2018 г. было зарегистрировано три рои (рой 3–5). Еще через пять лет в течение первой половины 2022 г. было зарегистрировано четыре рои (рой 6–9). Временной период наблюдений в десять лет недостаточен для формулирования определенных закономерностей. Однако на данный момент можно отметить признаки 5-летнего периода активизации роевых последовательностей на хребте Гаккеля, который, безусловно, требует дополнительной проверки.

В пределах вулканического центра  $\sim 93^\circ$  в.д. как по телесеismicким, так и по региональным данным неоднократно во времени регистрировались роевые последовательности. Для соседнего вулканического центра  $\sim 85^\circ$  в.д. ранее были зарегистрированы два рои и один из них – это сильнейший рой 1999 г. Это может свидетельствовать о наличии в данном районе хребта ( $\sim 85^\circ$ ... $\sim 93^\circ$  в.д.) участка с самыми интенсивными проявлениями вулканотектонических процессов. Других подобных участков в пределах всего хребта не выявлено.

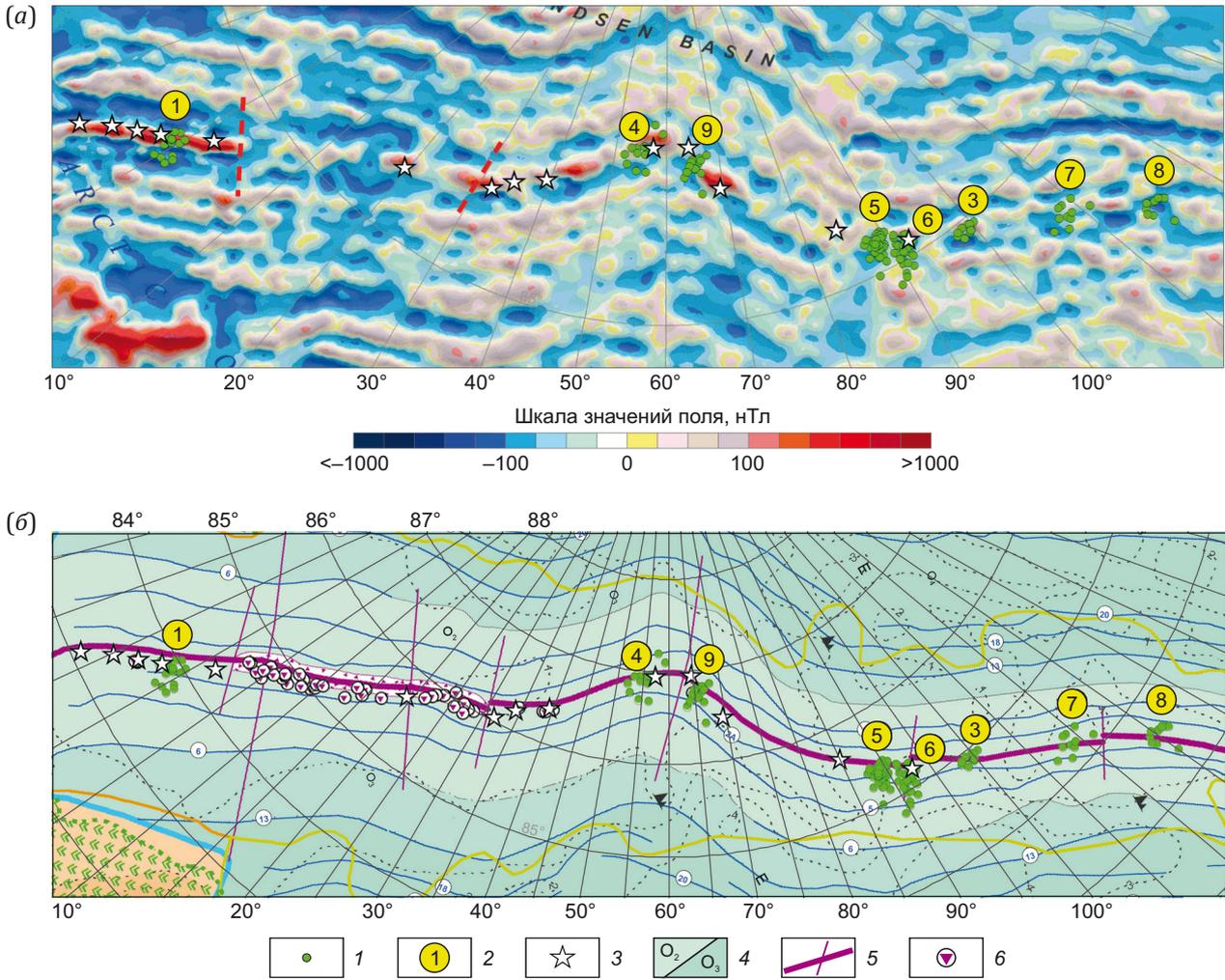
Согласно данным о магнитных аномалиях [Glebovsky et al., 2006; Gaina et al., 2011] (рис. 6, а), часть роев (рой 1, 3, 4, 6) можно приурочить к областям положительной магнитной аномалии разной степени интенсивности, обусловленной процессами магматической интрузии. Рои 5 и 8 располагаются в областях слабой отрицательной магнитной аномалии. Более того, рои

5, 6, 7 и 9 располагаются в районах крупных поперечных разломов (рис. 6, б). Заметные отличия в условиях, при которых произошли разные рои, свидетельствуют о сложных причинно-следственных связях между сейсмичностью, магматизмом и крупными разломами. Возможно, крупные разломы играют роль проводящих путей при распространении магмы вдоль оси, порождая движение флюидов в магматических очагах и вулканическую сейсмичность.

В частности, согласно работе [Riedel, Schlindwein, 2010], в вулканотектонических процессах возможны следующие фазы. Первая фаза является началом процесса и представляет собой тектоническую активацию сегмента хребта. Землетрясения в этой фазе происходят, как правило, с высокой магнитудой, они активируют всю кору и верхи мантии, похожи на тектонические землетрясения, и часто механизмы источника в виде двойной пары подтверждают эту идею. В пространстве эпицентры могут образовывать достаточно широкое облако. Вторая фаза наступает спустя какое-то время в виде более мелких событий, таким образом визуализируя снижение эффективного напряжения в недрах. Процент компонентов двойной пары высокой величины постепенно падает, сжимающее напряжение распространяется от источника землетрясения во всех направлениях и указывает на сильную объемную составляющую в источнике в виде взрыва или расширяющейся дайки. Данная фаза отражает вулканический процесс, при котором может образоваться дайка, проникающая в кору. В заключительной фазе сейсмичность являет собой адаптацию к измененному полю напряжений после основной фазы извержения вулкана. В настоящем исследовании похожую картину развития событий можно наблюдать в роях 4, 5, 6. Сложность заключается в регистрации низкомagnitude землетрясений ниже уровня представительности в полном объеме без пропусков.

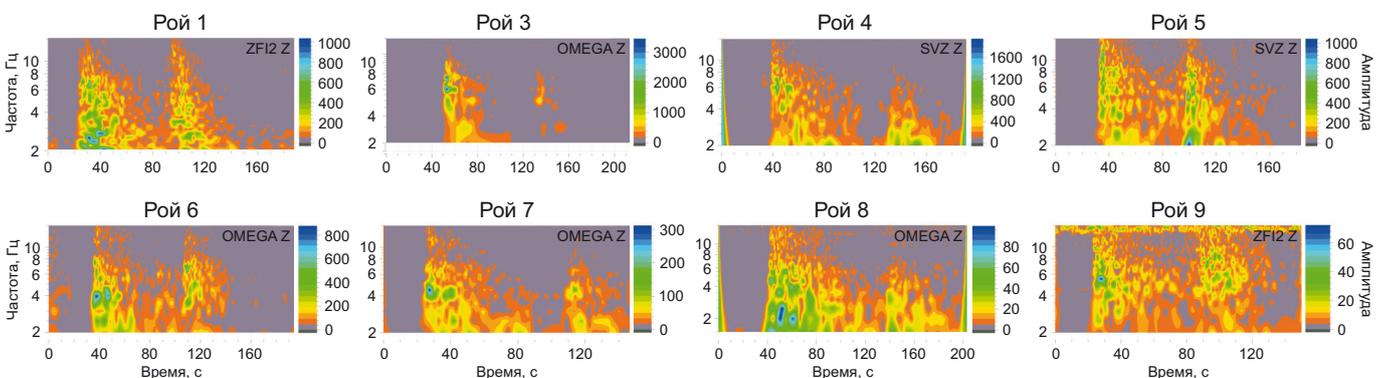
В настоящем исследовании с целью поиска критериев идентификации и разделения землетрясений тектонического и вулканогенного генезиса был проанализирован спектрально-временной состав землетрясений из всех роев. Примеры СВАН-диаграмм для каждого рои представлены на рис. 7.

Наблюдаемые события имеют широкий частотный состав от 2 до 15 Гц. На более низких частотах полезный сигнал на записях зашумлен интенсивными штормовыми океанскими микросейсмами. При анализе  $P$ -волны на  $Z$ -каналах наблюдаются землетрясения с максимальной энергией на частотах от 4 до 6 Гц (например, рои 3, 4, 7, 9), но встречаются и события с более низкими частотами до 3 Гц (рой 1, 8). Глубокий частотно-временной анализ землетрясений выявленных роев показал, что практически в каждом рое присутствуют записи с характерными чертами как тектонического, так и вулканогенного происхождения либо их комбинации. Но выявить какие-то строго определенные факторы и критерии, позволяющие отделить землетрясения одного типа от другого, не удалось. Более



**Рис. 6.** Фрагменты карты магнитных аномалий [Gaina et al., 2011] (а) и тектонической карты по [Petrov et al., 2016] (б). 1 – эпицентры землетрясений роев; 2 – номера роя землетрясений из табл. 2; 3 – вулканические центры; 4 – O<sub>2</sub> ранний миоцен – ранний плиоцен, O<sub>3</sub> олигоцен – ранний миоцен; 5 – ось спрединга хребта Гаккеля и активные разломы; 6 – места отбора проб мантийного вещества по данным [Petrov et al., 2016].

**Fig. 6.** Fragments of the magnetic anomaly maps [Gaina et al., 2011] (a) and the tectonic map after [Petrov et al., 2016] (б). 1 – earthquake swarm epicenters; 2 – earthquake swarm numbers from Table 2; 3 – volcanic centers; 4 – O<sub>2</sub> Early Miocene – Early Pliocene, O<sub>3</sub> Oligocene – Early Miocene; 5 – Gakkel Ridge spreading axis and active faults; 6 – sites for sampling mantle material after [Petrov et al., 2016].



**Рис. 7.** СВАН-диаграммы землетрясений хребта Гаккеля.

**Fig. 7.** SWAN diagrams of the Gakkel Ridge earthquakes.

того, сопоставление СВАН-диаграмм роевых землетрясений со СВАН-диаграммами одиночных землетрясений (предположительно, чисто тектонической природы) также не позволило выработать критерии идентификации способа генерации роевых землетрясений. Другими словами, в частотном составе землетрясений, записанных региональными станциями на удалении от 400 до 800 км, не могут проявляться диагностические параметры (критерии разделения), достаточные для уверенной классификации событий тектонической, вулканогенной экстрезивной природы, дайковой интрузии или другого механизма очага. Следует соблюдать осторожность при интерпретации сигналов роевых землетрясений. Очевидно, различия сегментов по механизму генерации требуют дополнительных данных о точной глубине очага, которые возможны только при наличии локально установленных сейсмометров.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ итогового каталога Архангельской сейсмической сети по хребту Гаккеля с 2012 по 2022 г. показал, что землетрясения в пределах хребта регистрировались с минимальной магнитудой  $M_L$  от 2.0 и с представительными магнитудами от 2.5 до 3.3 в зависимости от участков хребта и периода времени. Это позволяет изучать низкомагнитудные роевые последовательности землетрясений в пределах хребта.

В этот период на региональных расстояниях было выявлено восемь роев: один в пределах ЗВС (западного вулканического сегмента), остальные – в ВВС (восточном вулканическом сегменте). За период с 1976 по 2008 г. по телесеизмическим данным в пределах хребта Гаккеля также были выявлены семь крупных роев [Schlindwein, 2012] в пределах ЗВС и ВВС. При этом в ЦАС (центральном амагматическом сегменте) роев землетрясений не зафиксировано, в этом сегменте хребта регистрируются преимущественно одиночные землетрясения и афтершоковые последовательности. Отсутствие роевых землетрясений в пределах ЦАС может быть объяснено тем, что спрединг этого сегмента амагматичен. В структурообразовании этой части хребта преобладают тектонические, а не магматические и метаморфические процессы [Dubinin et al., 2013].

Районы, в которых в более ранних исследованиях были зарегистрированы рои по телесеизмическим данным, практически совпадают с районами, для которых выявлены низкомагнитудные рои в данном исследовании. Это может свидетельствовать о высокой интенсивности вулканотектонических процессов, протекающих в данных участках хребта. Район хребта в пределах координат  $\sim 85^\circ \dots \sim 93^\circ$  в.д. характеризуется самыми интенсивными проявлениями таких процессов.

Роевые последовательности как по телесеизмическим, так и по региональным данным выявлены также для участков хребта ( $\sim 99^\circ$ ,  $\sim 107^\circ$ ,  $\sim 115^\circ$  в.д.), расположенных восточнее  $93^\circ$  в.д., где к настоящему моменту вулканических центров не выявлено. Это может

свидетельствовать о наличии в этих районах возможных вулканических структур, которые к настоящему времени еще не были выявлены по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным в ходе комплексных экспедиций.

Напротив, для вулканических центров ( $\sim 7^\circ$ ,  $\sim 5^\circ$ ,  $\sim 2^\circ$  з.д.,  $\sim 19^\circ$ ,  $\sim 31^\circ$ ,  $\sim 34^\circ$ ,  $\sim 39^\circ$  и  $\sim 69^\circ$  в.д.), выявленных по геолого-геофизическим данным, не зарегистрированы роевые последовательности ни по телесеизмическим, ни по региональным данным. Это может свидетельствовать об отсутствии или низкой интенсивности вулканотектонических процессов в данных вулканических центрах в настоящее время.

В районе вулканического центра  $\sim 85^\circ$  в.д., в котором в 1999 г. произошел мощный взрывной вулканизм на глубине около 4000 м, подтвержденный в ходе экспедиционных исследований, не выявлено современной роевой сейсмичности. Возможно, после события 1999 г. вулканотектонические процессы в данном районе заметно снизили свою интенсивность и вулканический центр сейчас не активен.

В период с 2012 по 2022 г. рои происходили в пределах хребта неравномерно по времени. Можно предваительно выделить 5-летний цикл активизации роев, который, однако, требует дополнительной проверки на более длительном временном интервале.

Согласно карте магнитных аномалий [Gaina et al., 2011], большинство роев можно приурочить к областям положительной магнитной аномалии разной степени интенсивности, обусловленной процессами магматической интрузии. Часть роев располагается в районах крупных поперечных разломов. Это может свидетельствовать о сложных причинно-следственных связях между сейсмичностью, магматизмом и крупными разломами. Крупные разломы могут играть роль проводящих путей при распространении магмы вдоль оси, порождая движение флюидов в магматических очагах и вулканическую сейсмичность.

Однако частотно-временной анализ записей землетрясений выявленных роев не позволил выработать критерии идентификации, достаточные для уверенного разделения событий тектонической, вулканогенной экстрезивной природы, дайковой интрузии или другого механизма очага. Следует соблюдать осторожность при интерпретации сигналов роевых землетрясений. Очевидно, различия сегментов по механизму генерации требуют дополнительных данных о точной глубине очага, которые возможны только при наличии локально установленных сейсмометров.

Зарегистрированные в данном исследовании рои являются свидетельством проявления эндогенных процессов (тектонических, магматических и метаморфических) и отражают особенности аккреции коры и структурообразования. Авторы придерживаются мнения, что роевая сейсмичность ультрамедленного спредингового хребта Гаккеля не может быть описана простой моделью вулканизма и магматического вторжения в симметричный рифт, а, скорее, является результатом

сложнохарактерного взаимодействия даек и разрывных нарушений с переносом магмы по разломам, потенциально играющим важную роль.

Описанные в статье результаты исследования расширяют представления о проявлении вулканотектонических процессов, протекающих в пределах ультрамедленного СОХ Гаккеля. Однако исследование роевых последовательностей по данным сейсмических станций на региональных расстояниях также сталкивается с магнитудными ограничениями, как и более ранние исследования на основе телесеизмических данных [Schlindwein, 2012]. Не все роевые последовательности и не все землетрясения в уже выявленных роях могли быть зарегистрированы без пропусков. Для правильного понимания особенностей протекания вулканотектонических процессов и расширения магнитудного диапазона регистрации землетрясений в пределах хребта необходима установка сети донных сейсмических станций в комплексе с гидрофонами.

## 5. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

## 6. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

## 7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Agrawal R., Gehrke J., Gunopulos D., Raghavan P., 2005. Automatic Sub Space Clustering of High Dimensional Data. *Data Mining Knowledge Discovery* 11, 5–33. <https://doi.org/10.1007/s10618-005-1396-1>.

Antonovskaya G.N., Konechnaya Y.V., Vaganova N.V., Basakina I.M., Morozov A.N., Shakhova E.V., Mikhaylova Y.A., Danilov K.B., 2022. Contribution of the Unique Scientific Facilities "Arkhangelsk Seismic Network" to the Russian Arctic Seismicity Study. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2), 0587 (in Russian) [Антоновская Г.Н., Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Басакина И.М., Морозов А.Н., Шахова Е.В., Михайлова Я.А., Данилов К.Б. Вклад уникальной научной установки «Архангельская сейсмическая сеть» в изучение сейсмичности Российской Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. 0587]. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0587>.

Avetisov G.P., 1996. *Seismoactive Zones of the Arctic*. VNIIOkeanologiya, Saint-Petersburg, 86 p. (in Russian) [Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИ Океангеология, 1996. 186 с.].

Bohnenstiehl D.R., Dziak R.P., 2008. Mid-Ocean Ridge Seismicity. In: J. Steele, S. Thorpe, K. Turekian (Eds), *Encyclopedia of Ocean Sciences*. First Online Update. Academic Press, London.

Bulletin of the International Seismological Centre Catalogue Search, 2022. Available from: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/> (Last Accessed May 06, 2023).

Cochran J.R., 2008. Seamount Volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical Journal International* 174 (3), 1153–1173. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03860.x>.

Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J., 2003. The Gakkel Ridge: Bathymetry, Gravity Anomalies and Crustal Accretion at Extremely Slow Spreading Rates. *Journal of Geophysical Research* 108 (B2), 2116. <https://doi.org/10.1029/2002JB001830>.

Davis S.D., Frohlich C., 1991. Single-Link Cluster Analysis, Synthetic Earthquake Catalogues, and Aftershock Identification. *Geophysical Journal International* 104 (2), 289–306. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb02512.x>.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., 2010. Geologically Current Plate Motions. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>.

Dick H.J.B., Lin J., Schouten H., 2003. An Ultraslow-Spreading Class of Ocean Ridge. *Nature* 426, 405–412. <https://doi.org/10.1038/nature02128>.

Dubinina E.P., Kokhan A.V., Sushchevskaya N.M., 2013. Tectonics and Magmatism of Ultraslow Spreading Ridges. *Geotectonics* 47, 131–155. <https://doi.org/10.1134/S0016852113030023>.

Dulin S.K., Rozenberg I.N., Umansky V.I., 2009. Implementation of Clustering Methods for Studying Geodata Arrays. *Systems and Means of Information (Suppl. Iss.)*, 86–113 (in Russian) [Дулин С.К., Розенберг И.Н., Уманский В.И. Методы кластеризации в исследовании массивов геоданных // Системы и средства информатики (Доп. вып.). 2009. С. 86–113].

Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Coakley B.J., Cochran J.R., 2001. Evidence of Recent Volcanic Activity on the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge. *Nature* 409, 808–812. <https://doi.org/10.1038/35057258>.

Engen Ø., Eldholm O., Bungu H., 2003. The Arctic Plate Boundary. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B2), 2075. <https://doi.org/10.1029/2002JB001809>.

Fox C.G., Radford W.E., Dziak R.P., Lau T.-K.A., Matsu-moto H., Schreiner A.E., 1995. Acoustic Detection of a Seafloor Spreading Episode on the Juan de Fuca Ridge Using Military Hydrophone Arrays. *Geophysical Research Letters* 22, 131–134. <https://doi.org/10.1029/94GL02059>.

Frohlich C., Davis S.D., 1990. Single-Link Cluster Analysis as a Method to Evaluate Spatial and Temporal Properties of Earthquake Catalogues. *Geophysical Journal International* 100 (1), 19–32.

Fujita K., Cook D.B., Hasegawa H., Forsyth D., Wetmiller R., 1990. Seismicity and Focal Mechanisms of the Arctic Region and the North American Plate Boundary in Asia. In: *The Geology of North America*. Vol. 50: The Arctic Ocean Region. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 79–100. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-L.79>.

Fujita K., Cook D.B., Hasegawa H., Forsyth D., Wetmiller R., 1990. Seismicity and Focal Mechanisms of the Arctic Region and the North American Plate Boundary in Asia. In: *The Geology of North America*. Vol. 50: The Arctic Ocean Region. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 79–100. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-L.79>.

Gaina C., Werner S.C., Saltus R., Maus S., CAMP-GM Group, 2011. Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic. In: A.M. Spencer, A. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen (Eds), *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society London Memoirs 35 (1), p. 39–48. <https://doi.org/10.1144/M35.3>.

Glebovsky V.Yu., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M., 2006. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as Inferred from Geohistorical Analysis of the Anomalous Magnetic Field. *Geotectonics* 40, 263–281. <https://doi.org/10.1134/S0016852106040029>.

Gurevich N.I., Astafurova E.G., Glebovsky V.Yu., Abelskaya L.A., 2004. Some Peculiarities of Crust Accretion at the Axis of Super-Slow Western Gakkel Ridge, the Arctic Ocean. In: G.P. Avetisov (Ed.), *Geological-Geophysical Features of the Arctic Region Lithosphere*. Vol. 5. VNIIOkeangeologia, Saint Petersburg, 87–97 p. (in Russian) [Гуревич Н.И., Астафурова Е.Г., Глебовский В.Ю., Абельская А.А. Некоторые особенности аккреции коры у оси западной части ультранизкоскоростного хребта Гаккеля, Северный Ледовитый океан // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Ред. Г.П. Аветисов. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. Вып. 5. С. 87–97].

Korger E.I., 2013. Seismicity and Structure of a Magmatic Accretionary Centre at an Ultraslow Spreading Ridge: The Volcanic Centre at 85° E/85° N, Gakkel Ridge. PhD Thesis. Bremen, 159 p.

Laverov N.P., Lobkovsky L.I., Kononov M.V., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Sokolov S.D., Shipilov E.V., 2013. A Geodynamic Model of the Evolution of the Arctic Basin and Adjacent Territories in the Mesozoic and Cenozoic and the Outer Limit of the Russian Continental Shelf. *Geotectonics* 47, 1–30. <https://doi.org/10.1134/S0016852113010044>.

Lobkovsky L.I., Sorokhtin N.O., Shipilov E.V., 2021. Crustal Sinking and Formation of the Main Tectonic Structures and Igneous Provinces in the Arctic in the Late Cretaceous–Cenozoic: A View from the Subduction–Convective Model. *Doklady Earth Sciences* 501, 901–905. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21110076>.

Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B., Snow J.E., Goldsteink S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muhe R., Edmonds H.N., 2003. Magmatic and Amagmatic Seafloor Generation at the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Nature* 423, 956–961. <https://doi.org/10.1038/nature01704>.

Mirzoev K.M., 1992. Recommendations for Identifying Groups of Earthquakes. *Problems of Engineering Seismology* 33. Nauka, Moscow, 53–57 p. (in Russian) [Мирзоев К.М. Рекомендации по выделению групповых землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии. 1992. Вып. 33. С. 53–57].

Molchan G.M., Dmitrieva O.E., 1991. Identification of Aftershocks. Overview and New Approaches. *Computational Seismology* 24, 19–50 (in Russian) [Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50].

Morozov A.N., Vaganova N.V., 2023. Earthquake Catalog of the Gakkel Mid-Ocean Ridge (Arctic Ocean) According to the Data of the Arkhangelsk Seismic Network (AH Code) for the Period from 2013 to 2022. *ISC Seismological Dataset Repository*. <https://doi.org/10.31905/SMUPNWEF>.

Morozov A.N., Vaganova N.V., Antonovskaya G.N., Asming V.E., Gabsatarova I.P., Dyagilev R.A., Shakhova E.V., Evtyugina Z.A., 2021. Low-Magnitude Earthquakes at the Eastern Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Seismological Research Letters* 92 (4), 2221–2233. <https://doi.org/10.1785/0220200308>.

Morozov A.N., Vaganova N.V., Ivanova E.V., Konechnaya Y.V., Fedorenko I.V., Mikhaylova Y.A., 2016. New Data about Small-Magnitude Earthquakes of the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Journal of Geodynamics* 93, 31–41. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.11.002>.

Müller C., Jokat W., 2000. Seismic Evidence for Volcanic Activity Discovered in Central Arctic. *Eos* 81 (24), 265–269. <https://doi.org/10.1029/00E000186>.

Omori F., 1895. On Aftershocks of Earthquakes. *The Journal of the College of Science, Imperial University, Japan* 7 (2), 111–200. <https://doi.org/10.15083/00037562>.

Peterson J., 1993. Observations and Modelling of Background Seismic Noise. *USGS Open-File Report* 93–322. Albuquerque, New Mexico, 94 p. <https://doi.org/10.3133/ofr93322>.

Petrov O., Morozov A., Shokalsky S., Kashubin S., Artemieva I.M., Sobolev N., Petrov E., Ernst R.E., Sergeev S., Smelror M., 2016. Crustal Structure and Tectonic Model of the Arctic Region. *Earth-Science Reviews* 154, 29–71. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.013>.

Reasenber P., 1985. Second Order Moment of Central California Seismicity, 1969–1982. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 90 (B7), 5479–5495. <https://doi.org/10.1029/JB090iB07p05479>.

Reves-Sohn R.A., Edmonds H., Humphris S., Shank T., Singh H., Ericsson B., Hedman U., Helmke E. et al., 2007. Scientific Scope and Summary of the Arctic Gakkel Vents (AGAVE) Expedition. In: *AGU Fall Meeting (December 10–14, 2007, San Francisco): Abstracts*. Vol. 1. P. 7.

Riedel C., Schlindwein V., 2010. Did the 1999 Earthquake Swarm on Gakkel Ridge Open a Volcanic Conduit? A Detailed Teleseismic Data Analysis. *Journal of Seismology* 14, 505–522. <https://doi.org/10.1007/s10950-009-9179-6>.

Schlindwein V., 2012. Teleseismic Earthquake Swarms at Ultraslow Spreading Ridges: Indicator for Dyke Intrusions? *Geophysical Journal International* 190 (1), 442–456. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05502.x>.

Schlindwein V., Demuth A., Korger E., Läderach C., Schmid F., 2015. Seismicity of the Arctic Mid-Ocean Ridge System. *Polar Science* 9 (1), 146–157. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2014.10.001>.

Schlindwein V., Müller C., Jokat W., 2005. Seismoacoustic Evidence for Volcanic Activity on the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters* 32 (18), L18306. <https://doi.org/10.1029/2005GL023767>.

Schlindwein V., Müller C., Jokat W., 2007. Microseismicity of the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean: A

Pilot Study. *Geophysical Journal International* 169 (1), 100–112. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03308.x>.

Schmid F., Schlindwein V., Koulakov I., Plötz A., Scholz J.R., 2017. Magma Plumbing System and Seismicity of an Active Mid-Ocean Ridge Volcano. *Scientific Reports* 7, 42949. <https://doi.org/10.1038/srep42949>.

Shebalin P.N., 2005. Chains of Epicenters as an Indicator of an Increased Correlation Range of Seismicity before Large Earthquakes. *Journal of Volcanology and Seismology* 1, 3–15 (in Russian) [Шебалин П.Н. Цепочки эпицентров как индикатор возрастания радиуса корреляции сейсмичности перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2005. № 1. С. 3–15].

Smirnov V.B., 2009. Prognostic Anomalies of Seismic Regime. I. Technique for Preparation of Original Data. *Geophysical Research* 10 (2), 7–22 (in Russian) [Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22].

Spence W., 1980. Relative Epicenter Determination Using P-Wave Arrival-Time Differences. *Bulletin of the Seismological Society of America* 70 (1), 171–183. DOI:10.1785/BSSA0700010171.

Steinhaus H., 1956. Sur la Division des Corps Matériels en Parties. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences* 4, 801–804.

Tarasewicz J., Brandsdóttir B., White R.S., Hensch M., Thorbjarnardóttir B., 2012. Using Microearthquakes to Track

Repeated Magma Intrusions beneath the Eyjafjallajökull Stratovolcano, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B9), B00C06. <https://doi.org/10.1029/2011JB008751>.

Thiede J., Oerter H., 2002. The Expedition ANTARKTIS XVII/2 of the Research Vessel POLARSTERN in 2000. Reports on Polar and Marine Research. Vol. 404. Bremerhaven, 245 p.

Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J., 2001. Seismic Character of Volcanic Activity at the Ultra-slow-Spreading Gakkel Ridge. *Geology* 29 (12), 1139–1142. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029%3C1139:SCOVAA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029%3C1139:SCOVAA%3E2.0.CO;2).

Wanless V.D., Behn M.D., Shaw A.M., Plank T., 2014. Variations in Melting Dynamics and Mantle Compositions along the Eastern Volcanic Zone of the Gakkel Ridge: Insights from Olivine-Hosted Melt Inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 1005. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1005-7>.

Wiemer S., Wyss M., 2000. Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 90 (4), 859–869. <https://doi.org/10.1785/0119990114>.

Wyss M., Hasegawa A., Wiemer S., Umino N., 1999. Quantitative Mapping of Precursory Seismic Quiescence before the 1989, M 7.1 Off-Sanriku Earthquake, Japan. *Annals of Geophysics* 42 (5), 851–869.