

Санкт-Петербургский государственный университет

## ПРОБЛЕМЫ ГЕОКОСМОСА — 2022

Материалы XIV школы-конференции с международным участием

Санкт-Петербург

3–7 октября 2022 г.

Ответственные редакторы:

С. В. Апатенков, А. А. Костеров, Е. Л. Лыскова, И. А. Миронова

Санкт-Петербург  
2022

УДК 550.8; 551  
ББК 26.3  
П78

**Рецензенты:**

*Семенов Владимир Семенович*, профессор, доктор физико-математических наук,  
Санкт-Петербургский государственный университет  
*Сергиенко Елена Сергеевна*, кандидат физико-математических наук,  
Санкт-Петербургский государственный университет

**Проблемы Геокосмоса — 2022.** Материалы XIV школы-конференции с международным участием. Санкт-Петербург. 3–7 октября 2022 г. — СПб.: Скифия-принт, 2022. — 158 с.  
ISBN 978-5-98620-642-4

## СОДЕРЖАНИЕ

### Секция PERM. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород

Водовозов В. Ю., Лейченко Г. Л., Егоров М. С., Гонжуров Н. А., Боровков Н. В. Палеомагнетизм мезопротерозойского габбро-долеритового комплекса оазиса Бангера (Восточная Антарктида): возможные следствия и ограничения палеотектонических реконструкций .....	5
Иванов С. А., Меркурьев С. А., Демина И. М. Мгновенная скорость полюсов и модели глобального геомагнитного поля .....	14
Максимочкин В. И., Грачев Р. А. Термоостаточная намагниченность, сформированная при повышенном давлении .....	21
Меркурьев С. А., Демина И. М., Иванов С. А. Новые данные о расположении Южного магнитного полюса и модели глобального магнитного поля Земли .....	30
Минюк П. С., Пожидаева Д. К., Бурнатный С. С., Черепанова М. В., Курьина И. В., Назарова Л. Б. Комплексные исследования плейстоцен-голоценовых осадков озера Грязевое, Магаданская область .....	40
Старченко С. В., Яковлева С. В. Наглядная статистика и изменчивость геомагнитной энергии с 1840 г. ....	48

### Секция SG. Сейсмология и Геодинамика

Лободенко И. Ю., Фихиева Л. М. Актуальность мониторинга флуктуаций скорости современных вертикальных движений земной коры на площадке размещения объекта использования атомной энергии .....	56
Мартинес-Беденко В. А., Пилипенко В. А., Касимова В. А., Шиокава К. Об эффекте депрессии геомагнитных шумов перед землетрясением 14.04.2016 (М6.2) на Камчатке .....	64
Сычева Н. А. Обновленные материалы по фокальным механизмам землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET .....	74
Сычева Н. А., Сычев В. Н. Некоторые характеристики сейсмичности Алтая и Саян .....	84

### Секция STP. Солнечно-земная физика

Ахметов О. И., Мингалев И. В., Мингалев О. В., Белаховский В. Б., Суворова З. В. Влияние солнечного протонного события 23 января 2012 г. на распространение радиосигналов в ОНЧ-диапазоне в полярных широтах .....	93
Артамонова И. В., Алексеев В. В., Макаренко Н. Г. Анализ аномалий поля общего содержания озона с помощью множеств Якоби .....	99
Птицына Н. Г., Демина И. М. Вариации параметров солнечного цикла в 1700–2020 гг. ....	108
Липеровская Е. В., Родкин М. В., Силина А. С. О радиусе проявления предвестников землетрясений в F-области ионосферы .....	114

Птицына Н. Г., Данилова О. А., Тясто М. И., Сдобнов В. Е.

Изменения жесткости обрезания космических лучей во время геомагнитной бури

7–9 сентября 2017 г. .... 123

Степанов Н. А., Сергеев В. А., Angelopoulos V.

Влияние скорости солнечного ветра на потоки энергичных электронов в плазменном слое ..... 129

## **Секция OLD. Динамика озонового слоя**

Акишина С. В., Поляков А. В., Виролайнен Я. А., Макарова М. В., Поберовский А. В.

Измерения галогеносодержащих газов в атмосфере на станции NDACC St. Petersburg ..... 136

Ефимов М. М., Гаврилов Н. М.

Автоматизация определения дат начала внезапных стратосферных потеплений ..... 145

Гранкин Д. В., Миронова И. А., Базилевская Г. А.

Исследование связи между условиями в геомагнитной среде, индексами геомагнитной активности

и высыпаниями энергичных электронов ..... 151



## Секция PERM. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород

DOI: 10.53454/978598620\_5

### Палеомагнетизм мезопротерозойского габбро-долеритового комплекса оазиса Бангера (Восточная Антарктида): возможные следствия и ограничения палеотектонических реконструкций

Водовозов В. Ю.<sup>(1, 2)</sup>, Лейченко Г. Л.<sup>(3, 4)</sup>, Егоров М. С.<sup>(5)</sup>,  
Гонжуров Н. А.<sup>(5)</sup>, Боровков Н. В.<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (МГУ),  
119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, 1, e-mail: vodo7474@yandex.ru

<sup>(2)</sup> Геологический институт РАН (ГИН РАН),  
119017, Россия, г. Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 1

<sup>(3)</sup> Всероссийский научно-исследовательский институт геологии  
и минеральных ресурсов Мирового океана им. И. С. Грамберга («ВНИИОкеангеология»), 190121, Россия,  
г. Санкт-Петербург, Английский пр., 1, e-mail: german\_l@mail.ru

<sup>(4)</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),  
199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

<sup>(5)</sup> Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ),  
198412, Россия, г. Санкт-Петербург, г. Ломоносов, ул. Победы, 24, e-mail: micesgorov@mail.ru

#### Аннотация

Представлены результаты палеомагнитного анализа 436 образцов из 32 даек габбро-долеритов мезопротерозойского возраста (~ 1133 млн лет), оазис Бангера, Восточная Антарктида. Средние направления высокотемпературных компонент даек группируются на стереограмме в два антиподальных кластера. Первичность выделенных компонент подтверждается положительным тестом обжига. Рассчитанный палеомагнитный полюс ( $Plat = -24.1^\circ$   $Plong = 266.1^\circ$   $A95 = 6.0^\circ$   $N = 32$ ) совпадает с полюсом близковозрастных интрузивов Берега Котса [1] и отличается от одновременного полюса кратона Грюнехогны [2]. Можно предположить жесткую связь агломерата Моусон-Бангер и Берега Котса, начиная с 1110 млн лет, а также незначительные вращения между агломератом Моусон-Бангер и Берегом Котса, с одной стороны, и Грюнехогной — с другой.

#### Ключевые слова:

Восточная Антарктида, кратон Моусон, оазис Бангера, палеомагнетизм, палеотектонические реконструкции, мезопротерозой, дайковый рой, габбро-долериты, Родиния, Гондвана

#### Введение

Из всех материков наименее изученным является Антарктида, на 99 % закрытая ледяным покровом. Это в полной мере касается изучения ее геологической эволюции. Антарктида входила в состав всех древних суперконтинентов, но при этом для докембрийского интервала получено всего два надежных палеомагнитных полюса, что оставляет выполненные реконструкции с участием Антарктиды в значительной мере спекулятивными. В Восточной Антарктиде для докембрийского интервала было получено всего девять палеомагнитных определений, но семь из них не удовлетворяют современным требованиям палеомагнитной надежности. Только два определения, сделанные по кислым вулканитам Земли Котса с возрастом около 1110 млн лет [1] и базитам кратона Грюнехогна, расположенного на Земле Королевы Мод, с возрастом около 1130 млн лет [2], соответствуют современным методическим требованиям и могут быть использованы для палеотектонических реконструкций.

В 2018 г. опубликованы результаты изучения палеомагнетизма долеритовых даек оазиса Бангера с возрастом около 1133 млн лет [3]. Работа имела рекогносцировочный характер — для

палеомагнитного анализа авторами было отобрано 36 образцов из 6 даек, что оказалось недостаточно для получения валидного результата. Средний полюс был получен только по трем дайкам и имеет большую ошибку определения ( $A95 = 20^\circ$ ), что создает слишком широкий простор для возможных интерпретаций. Это исследование, с одной стороны, показало пригодность этих пород для получения палеомагнитного определения и, с другой стороны, необходимость массового отбора образцов этого комплекса.

Основная цель нашего исследования — получение надежного палеомагнитного определения и уточнение на его основе тектонической эволюции Восточной Антарктиды. Полевые исследования и отбор ориентированных образцов мезопротерозойских базитовых даек оазиса Бангера были проведены в 2019 и 2022 гг. в рамках сезонных работ 64-й и 67-й Российских антарктических экспедиций (РАЭ). Всего за две экспедиции было отобрано 503 образца габбро-долеритов из 38 даек. В 2021 г. опубликована статья [4], где были представлены результаты изучения первых 276 образцов из 24 даек. После выхода статьи были изучены все оставшиеся сайты, отобранные в 2019 г., что позволило выделить наиболее пригодные для изучения палеонапряженности дайки и образцы. Результаты исследований палеонапряженности, а также палеомагнитные данные по всем образцам 2019 г. (всего 335) представлены в статье [5]. В настоящей статье представлены свежие результаты изучения новых образцов и даек, отобранных в 2022 г., которые наращивают наши предыдущие исследования.

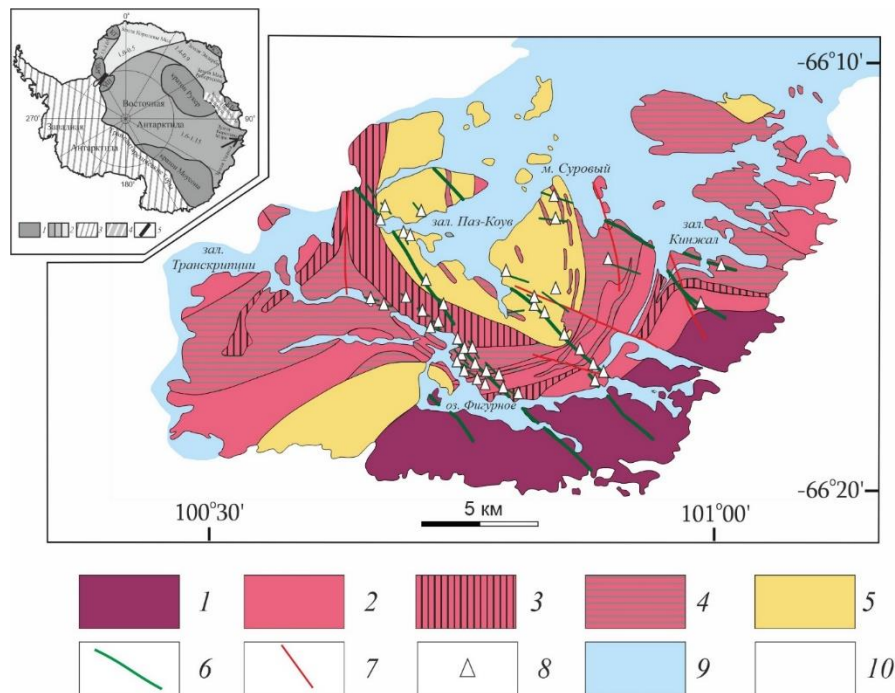
## Геология района

В геологическом и тектоническом отношении антарктический материк делится на две крупные области — Восточную Антарктиду, преимущественно сложенную докембрийскими комплексами кристаллического щита, частично перекрытыми платформенным чехлом, и Западную Антарктиду, где преобладают фанерозойские орогенные комплексы Тихоокеанского подвижного пояса. В надледных выходах фундамента, сосредоточенных в прибрежной зоне Восточной Антарктиды, распознаются две главные категории докембрийских структур: архейские — палеопротерозойские ядра древней стабилизации земной коры (кратоны) и мезопротерозойско-неопротерозойские подвижные пояса (орогены) (рис. 1, врезка).

Наиболее обширный кратон Восточной Антарктиды, известный как кратон Моусон, предположительно протягивается от Земли Адели на юг в глубь материка до хребта Миллер в Трансантарктических горах и, возможно, далее до хребта Шеклтона, где обнажаются палеопротерозойские метаморфические комплексы. Оазис Бангера — крупный выход пород фундамента Восточной Антарктиды в конце мезопротерозоя причленился к кратону Моусон и в дальнейшем составлял с ним единое целое. В геологическом строении оазиса, по данным [6] и геологической съемке ПМГРЭ [7], принимают участие 8 толщ метаморфических и не менее 5 комплексов магматических пород (рис. 1). Формирование протолитов метаморфических пород происходило в неoarхее (2800–2700 млн лет) и позднем палеопротерозое — раннем мезопротерозое (1800–1500 млн лет). Возраст последнего пика метаморфизма гранулитовой фации оценивается в  $1190 \pm 15$  млн лет [6], но возможно, что условия высокотемпературного метаморфизма сохранялись в интервале 1220–1180 млн лет [8]. Магматические образования представлены син- и постметаморфическими плутонами габбро-монцонит-гранитового состава, датированными интервалом 1200–1150 млн лет, в том числе метаморфизованными габбро-монцонитами комплекса Паз-Коув (1170 млн лет), а также разнообразными, преимущественно мафическими, дайками.

Наиболее пригодным геологическим объектом для палеомагнитных исследований не только в оазисе Бангера, но, возможно, и во всей Восточной Антарктиде является дайковый комплекс габбро-долеритов, надежно датированный U-Pb методом по циркону и бадделеиту возрастом  $1134 \pm 9$  млн лет и  $1131 \pm 16$  млн лет соответственно и имеющий ясную геодинамическую пози-

цию, — дайки внедрились на заключительных стадиях орогении Олбани-Фрейзер, которая привела к объединению антарктической и австралийской частей кратона Моусон [11]. Дайки являются посткинематическими, что исключает необходимость вводить поправку за изменение первичного положения, и неметаморфизованными. Тела имеют преимущественно северо-западное простирание и крутое падение. Их мощность колеблется от десятков сантиметров до 125 м, а количество исчисляется десятками (возможно, сотнями). Породы представлены оливиновыми габбро-долеритами или оливиновыми габбро, они практически неизмененные, структура офитовая, определяемая крупными идиоморфными лейстами плагиоклаза и пироксеном в интерстициях, почти всегда присутствует оливин, иногда биотит и амфибол.



**Рис. 1.** Геологическая карта-схема континентальной части оазиса Бангера (по [9], с изменениями и дополнениями).

1 — неоархей: перемежающиеся мафические гранулиты и фельзитические ортогнейсы; 2–4 — поздний палеопротерозой — ранний мезопротерозой: 2 — гранито-гнейсы, 3 — метapelитовые парагнейсы мигматизированные, 4 — перемежающиеся пара- и ортогнейсы; 5 — габбро-монцит-гранитовая (чарнокитовая) ассоциация (1200–1150 млн лет); 6 — базитовые дайки (1133 млн лет); 7 — тектонические нарушения; 8 — места отбора образцов; 9 — озера и морские заливы; 10 — ледники.

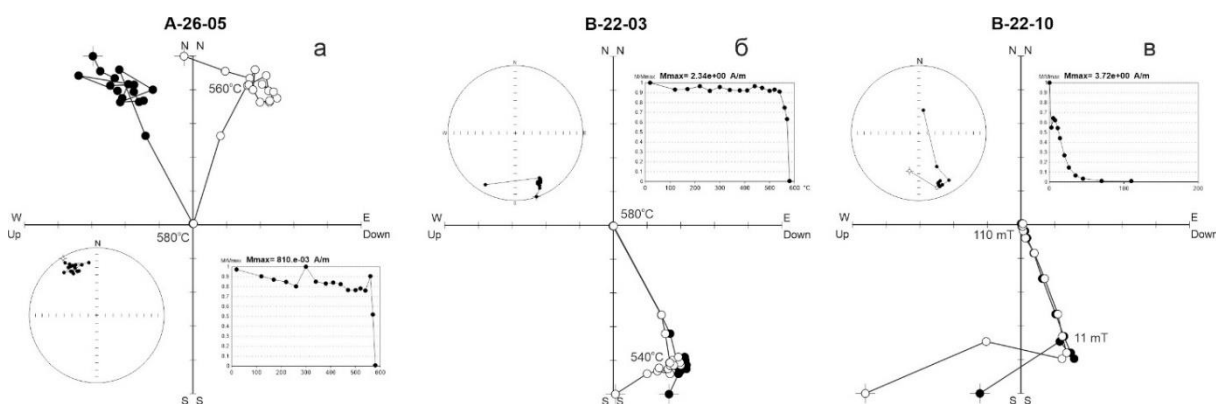
На врезке — схема тектонического районирования Антарктиды (по [10], с изменениями и дополнениями). 1 — архейско-палеопротерозойские кратоны; 2 — мезопротерозойские-раннепалеозойские подвижные пояса: диапазон возрастов их развития, млрд лет; 3 — неопротерозойский — фанерозойский тихоокеанский подвижный пояс; 4 — раннепалеозойская тектоно-термальная активизация; 5 — раннепалеозойская шовная зона.

Сокращения: БЗК — блок Земли Котса, КВ — кратон Вестфолль, КГ — кратон Грюнехогна, КЭ — кратон Эндерби, ХШ — хребт Шеклтона. Стрелкой показан оазис Бангера

В сезонных работах 64-й и 67-й РАЭ были отобраны 505 образцов из 38 отдельных дайковых тел этого комплекса. Из каждого отдельного тела мощностью до 10 м выбуривалось электрическим ручным буром 10–12 образцов, из более мощных тел выбуривалось 12–15 образцов, из трех наиболее мощных тел были отобраны 3–5 отдельных сайтов на удалении друг от друга (рис. 1). Также были отобраны дополнительные образцы из метагабброидов комплекса Паз-Коув для проведения теста контакта. В настоящей работе обобщены результаты исследований 436 образцов из 32 даек, всего 41 сайт.

## Результаты исследований

Для получения палеомагнитной записи естественной остаточной намагниченности (ЕОН) 381 образец были полностью размагничены нагреванием в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН, 55 образцов были размагничены переменным полем в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Ступенчатая температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов (до 580–590 °С) с шагом от 10 до 50 градусов (всего 16–18 шагов) в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления после каждого нагрева на спин-магнетометре JR-6 (AGICO, Чехия), помещенном в кольца Гельмгольца. Размагничивание переменным полем проводилось в полях от 0 до 130 мТл с шагом от 2.5 до 20 мТл (число шагов составляло 13) на автоматической системе, совмещенной с криогенным магнитометром 2G Enterprises (США), в немагнитной комнате ИФЗ РАН. Результаты размагничивания образцов разными методами совпадают (рис. 2б, в).



**Рис. 2.** Поведение образцов в ходе магнитных чисток: а и б — температурная чистка, в — чистка переменным полем (географическая система координат, черные кружки — проекции векторов на нижнюю полу-сферу / горизонтальную плоскость, белые кружки — на верхнюю полу-сферу / вертикальную плоскость)

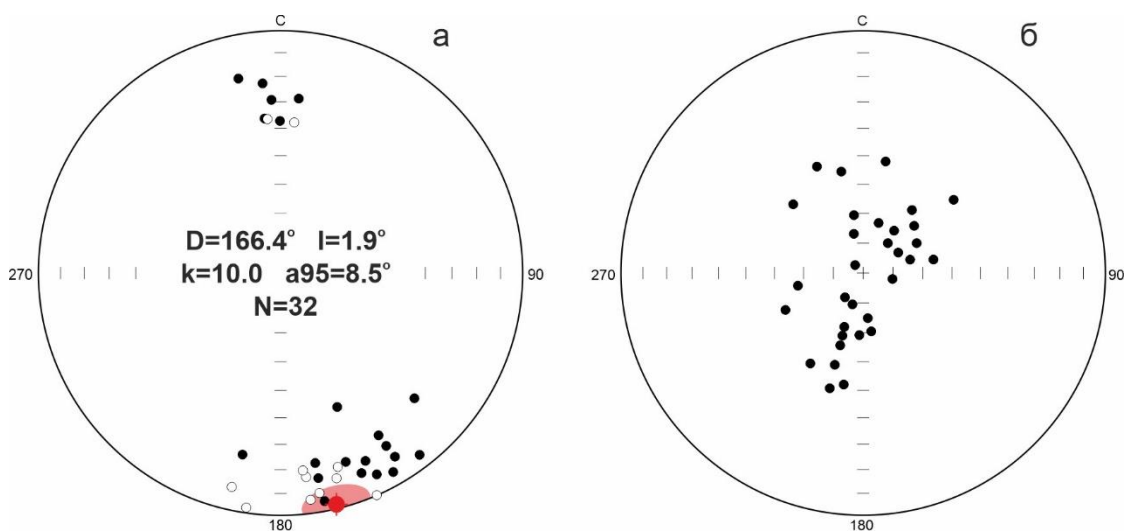
На диаграммах Зийдervельда (рис. 2) выделяются одна или две компоненты ЕОН. Первая низкотемпературная (низкокоэрцитивная) компонента разрушается до 220–260 °С, ее среднее направление близко к направлению современного геомагнитного поля. В большинстве образцов в среднетемпературном интервале (от 170–220 °С до 500–520 °С) выделяются четкие круги перемагничивания, причем их пересечение чаще всего является более кучным, чем среднее направление выделенных в этой точке высокотемпературных компонент. Эти круги помогли локализовать среднее направление при большом разбросе выделенных высокотемпературных компонент. Высокотемпературные (высококоэрцитивные) компоненты ЕОН примерно в трети случаев не идут в начало координат; остальные две трети образцов обладают характеристическими компонентами, зачастую выделяющимися на узких температурных интервалах от 520 до 580–590 °С. Для расчета среднего направления по дайке согласно [12] круги перемагничивания и компоненты использовались совместно. Для расчета среднего направления по дайковому комплексу мы использовали средние направления по дайкам, в том числе средние направления крупных даек, где было отобрано от 3 до 5 сайтов. Средние направления по всем изученным сайтам на стереограмме образуют два антиподальных кластера (рис. 3), но тест обращения для них отрицательный ( $\gamma/\gamma_c = 24.7/18.5$ ). После обращения в одну полярность мы получили по всем 32 дайкам среднее направление высокотемпературных компонент ЕОН:  $D = 166.4^\circ$ ,  $I = 1.9^\circ$ ,  $k = 10.0$ ,  $\alpha_{95} = 8.5^\circ$ . На первичность выделенных высокотемпературных компонент указывает положительный тест контакта [4]. Можно добиться также положительного теста обращения, убрав из распределения несколько отличающихся по направлениям даек, но в настоящее время это будет, на наш взгляд,

некорректно. Палеомагнитный полюс ( $Plat = -24.1^\circ$ ,  $Plong = 266.1^\circ$ ,  $A95 = 6.0^\circ$ ,  $N = 32$ ) рассчитан по всем 32 виртуальным геомагнитным полюсам отдельных даек.

### Обсуждение результатов

Полученное нами среднее направление высокотемпературных компонент ЕОН и рассчитанный палеомагнитный полюс значительно расходятся с данными [3]. Это расхождение может быть связано с разным объемом опробования в нашей работе и в работе [3], где из-за большого внутрипластового разброса могло не хватить образцов для выделения кучного среднего направления.

В распределении средних направлений по сайтам намечается бимодальность: если перевести это распределение на центр сферы, можно увидеть, что оно не осесимметричное, а можно выделить два пересекающихся кластера (рис. 3). Такая картина может свидетельствовать о растянутом во времени внедрении дайкового комплекса габбро-долеритов с двумя главными импульсами магматизма. Это косвенно подтверждается геохимическими данными, согласно которым дайки этого комплекса подразделяются на две группы [13]. С другой стороны, подобное распределение может содержать неосредненные за палеоэпохные вариации данные. Это подтверждается тем, что в одном крупном теле (например, дайка 40-метровой мощности, где было отобрано 4 сайта) есть две полярности с двумя кучными распределениями характеристических компонент и с отрицательным тестом обращения. На наш взгляд, выделенные компоненты высокотемпературных компонент ЕОН близки к первичным, поскольку подкрепляются положительным тестом обжига, причем выполненным на относительно близковозрастном геологическом объекте, а неустойчивый результат теста обращения говорит, скорее всего, о наличии неосредненных данных.



**Рис. 3.** Стереогаммы: а — средние направления высокотемпературных компонент ЕОН по дайкам, б — средние направления даек, обращенные в одну полярность и повернутые так, чтобы их среднее совпало с центром стереогаммы (географическая система координат, красным выделено среднее направление распределения)

Согласно полученным данным, в конце мезопротерозойского времени блок «Оазис Бангера» находился на экваторе. Определение полярности выделенных направлений остается открытым; в нашем исследовании была выбрана опция полярности, так же как и [3], в соответствии с которой Северный полюс находится в восточной части Тихого океана.

Мы имеем возможность сравнить этот полюс с двумя единственно надежными докембрийскими полюсами Восточной Антарктиды (рис. 3), полученными по примерно одновозрастным

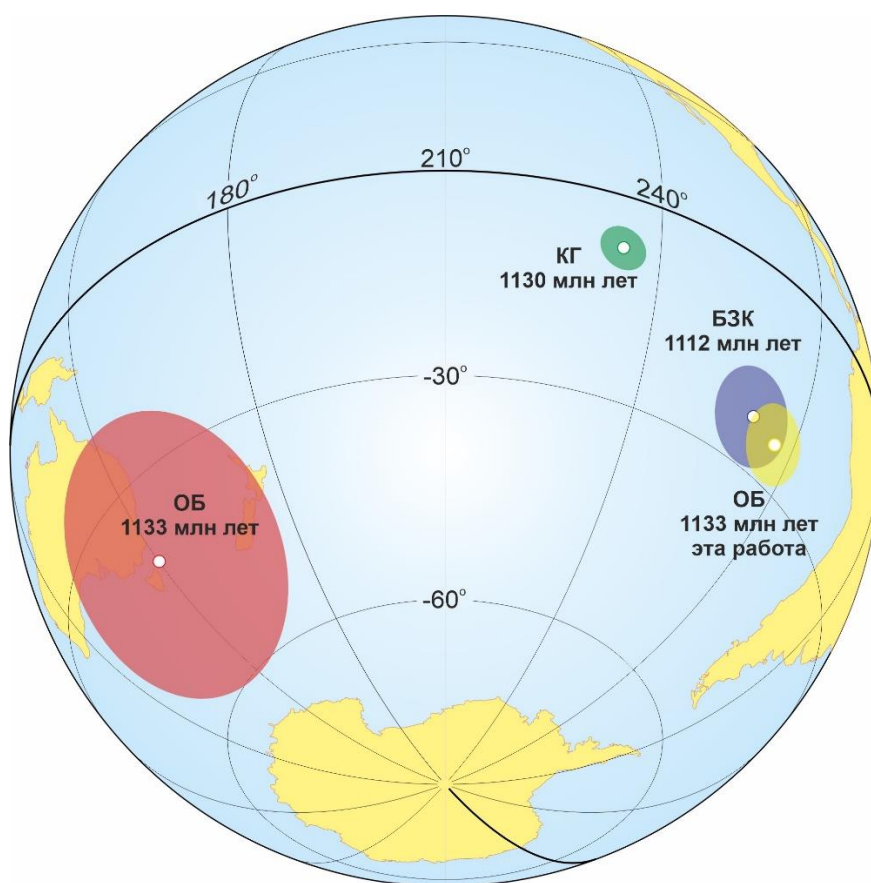
породам других тектонических блоков, слагающих фундамент Восточной Антарктиды. В пределах доверительного интервала ( $A95 = 6.0^\circ$ ) наш палеомагнитный полюс совпал с полюсом, полученным по кислым вулканитам Земли Котса ( $1112 \pm 4$  млн лет, U-Pb TIMS данные по циркону [1]), если использовать для сравнения другую опцию полярности, как было сделано в [3]. Расхождение между полюсами, согласно тесту [14], а также с учетом коррекции смещения по модели [15] — незначимое.

Согласно [16], совпадение одновременных палеомагнитных полюсов двух блоков, которые принадлежат в настоящее время одной литосферной плите, означает, что весь данный интервал, от возраста палеомагнитного полюса по настоящее время, они не двигались относительно друг друга, возможны только незначительные вращения в пределах доверительных интервалов полюсов. Существует также вероятность совпадения полюса вращения двух блоков с палеомагнитным полюсом. Оба блока в таком случае могли разойтись и сойтись в той же конфигурации на сколь угодно большой угол, т. е. можно предположить более поздние процессы раскрытия и закрытия океанов между двумя блоками, но совпадение палеомагнитного полюса с полюсом вращения считается маловероятным событием [16], эта вероятность оценивается нами примерно 0.5 %. Таким образом, начиная с 1112 млн лет назад блок Земли Котса и агломерат Моусон-Бангер, вероятнее всего, составляли единый континентальный массив.

Оба определения — наше определение по оазису Бангера и определение по Земле Котса [1] отличаются от полюса [2], полученного по базитам кратона Грюнехогна с возрастом  $\sim 1130$  млн лет, но достаточно близки к нему. Мы не выявили жесткую тектоническую связь в позднем мезопротерозое между агломератом Моусон — Земля Котса и кратоном Грюнехогна, но, используя подходы [15, 16], можно оценить по разновозрастным палеомагнитным полюсам возможные взаимные вращения, вероятно связанные с раскрытием и закрытием неопротерозойского океанического бассейна между этими тектоническими блоками. Их широтное расхождение было около 1000 км ( $9.3^\circ \pm 5.2^\circ$ ), вращение составило  $33^\circ$  ( $32.9^\circ \pm 5^\circ$ ).

Наличие всего трех надежных палеомагнитных полюсов, полученных по примерно разновозрастным породам трех различных докембрийских блоков Восточной Антарктиды, позволяет протестировать имеющиеся палеотектонические реконструкции, выполненные на геологической основе.

На рубеже мезопротерозоя и неопротерозоя антарктические блоки, совместно со многими другими континентальными блоками, формировали единый суперконтинент Родиния [17]. В неопротерозое суперконтинент Родиния подвергся рифтогенезу и распался на несколько крупных палеоконтинентов. Предполагается, что в это время между Моусоном и кратоном Грюнехогна был заложен океанический бассейн, размер которого к концу неопротерозоя мог достигать ширины 3000 км [18]. В позднем неопротерозое-кембрии произошло закрытие этого палеоокеана, а также других океанических бассейнов, что привело к формированию мегаконтинента Гондвана в результате двух главных коллизионно-аккреционных событий [19, 20]: Восточноафриканской (650–550 млн лет) и Куунгской (580–520 млн лет) орогений. При этом Восточноафриканская орогения отражает коллизию палеоконтинентов Индия и Северная Африка, эти процессы коррелируются с разновозрастной тектономагматической деятельностью на Земле Королевы Мод в Восточной Антарктиде, а эти области объединяются в единый Восточноафрикано-Антарктический ороген, образовавшийся в процессе закрытия Мозамбикского океана [21]. Среди немногочисленных геологических формаций океанической природы, относимых к этому орогену, можно отметить офиолиты хребта Шеклтон [22], обрамляющие блок берега Котса с юга. Проявления надсубдукционного магматизма, указывающие на длительное существование активной окраины, здесь не обнаружены, что, вероятно, свидетельствует о незначительной ширине закрывшегося океана. Вместе с тем принадлежность офиолитов хребта Шеклтон к Мозамбикскому океану, принимаемая многими исследователями как данность, не является доказанной.



**Рис. 4.** Сравнение полученного палеомагнитного полюса с имеющимися докембрийскими палеомагнитными определениями Восточной Антарктиды.

Сокращения: ОБ — оазис Бангера, по [3], КГ — кратон Грюнехогна, по [2], БЗК — блок Земли Котса, по [1]

Рассматривается, однако, альтернативная гипотеза формирования Гондваны в результате коллизии на куунгском этапе палеоконтинента Конго-Индия-Эндерби и палеоконтинента Калахари-Антарктида-Австралия, что отражено геологическими комплексами и структурами, например, пояса Замбези в Африке и провинции Хайланд на Шри-Ланке [19, 23]. В этом случае офиолиты хребта Шеклтона могут представлять собой дериваты океанического бассейна, закрывшегося в процессе неопротерозойско-кембрийского росско-деламерийского орогенеза на противоположной окраине палеоконтинента Калахари-Антарктида-Австралия со стороны Протопацифики. Полученные нами данные в большей степени соответствуют этой модели становления Гондваны.

## Выводы

В палеомагнитной записи мезопротерозойского габбро-долеритового комплекса оазиса Бангера выделяются высокотемпературные бимодальные компоненты ЕОН, первичность которых подтверждается положительным тестом обжига. Палеоширотное положение этой части кратона Моусон в конце мезопротерозоя было экваториальным. Наиболее вероятной интерпретацией имеющихся по Восточной Антарктиде палеомагнитных данных является совместное передвижение в составе единой плиты агломерата Моусон-Бангер и блока Земли Котса, начиная с рубежа 1110 млн лет. Раскрытие и закрытие предполагаемых океанических бассейнов между этими блоками в более позднее время маловероятно.



Полученные данные делают более обоснованными палеотектонические реконструкции Родинии с участием Восточной Антарктиды для рубежа 1100 млн лет и одновременно указывают на необходимость коррекции существующих моделей распада Родинии и амальгамации Гондваны в неопротерозое и раннем палеозое. Наш палеомагнитный полюс стал всего третьим надежным палеомагнитным определением по докембрию Восточной Антарктиды.

## Список литературы

1. Gose W. A., Helper M. A., Connelly J. N., Hutson F., Dalziel I. W. D. Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions // *J. Geophys. Res., Ser. B: Solid Earth*. V. 102. P. 7887–7902. 1997.
2. Jones D. L., Bates M. P., Li Z. X., Corner B., Hodgkinson G. Palaeomagnetic results from the ca. 1130 Ma Borgmassivet intrusions in the Ahlmannryggen region of Dronning Maud Land, Antarctica, and tectonic implications // *Tectonophysics*. V. 375. P. 247–260. 2003.
3. Liu Y., Li Z.-X., Pisarevsky S. A., Kirscher U., Mitchell R. N., Stark J. C., Clark C., Hand M. First Precambrian palaeomagnetic data from the Mawson Craton (East Antarctica) and tectonic implications // *Sci. Reports*. V. 8. Art. N. 16403. 2018. DOI: 10.1038/s41598-018-34748-2
4. Водовозов В. Ю., Лейченко Г. Л., Егоров М. С., Гонжуров Н. А., Михальский Е. В. Палеомагнетизм мезопротерозойских габбро-долеритов оазиса Бангера (Восточная Антарктида): ключевое палеомагнитное определение и тектонические следствия // *Геотектоника*. № 2. С. 24–40. 2021.
5. Щербакова В. В., Водовозов В. Ю., Жидков Г. В., Афиногенова Н. А., Сальная Н. В., Лейченко Г. Л. Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по породам дайкового комплекса оазиса Бангера (1133 млн лет, Восточная Антарктида) // *Физика Земли*. № 6. С. 90–112. 2022.
6. Sheraton J. W., Tingey R. J., Oliver R. L., Black L. P. Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica / Australian Geol. Surv. Organisation. BMR Bull. 244. 1995.
7. Егоров М. С. и др. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей в составе 64 РАЭ, континентальные работы. АО «ПМГРЭ», Ломоносов. 204 с. 2020. (ф.).
8. Tucker N. M., Hand M., Kelsey D. E., Taylor R., Clark C., Payne J. L. A tripartite approach to unearthing the duration of high temperature conditions versus peak metamorphism: An example from the Bunger Hills, East Antarctica // *Precambrian Research*. V. 314. P. 194–220. 2018.
9. Tucker N. M., Payne J. L., Clark C., Hand M., Taylor R. J. M., Kylander-Clark A. R. C., Martin L. Proterozoic reworking of Archean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, East Antarctica // *Precambrian Research*. V. 298. P. 16–38. 2017.
10. Grikurov G. E., Leitchenkov G. L. Tectonics of the Antarctic // *Géologues*. V. 201. P. 1–6. 2019.
11. Stark J. C., Wang X.-C., Li Z.-X., Rasmussen B., Sheppard S., Zi J.-W., Clark C., Hand M., Li W.-X. In situ U/Pb geochronology and geochemistry of a 1.13 Ga mafic dyke suite at Bunger Hills, East Antarctica: The end of the Albany-Fraser Orogeny // *Precambrian Research*. V. 310. P. 76–92. 2018.
12. McFadden P. L., McElhinny M. W. The combined analysis of remagnetization and direct observation in paleomagnetism // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 87. P. 161–172. 1988.
13. Sheraton J. W., Black L. P., McCulloch M. T., Oliver R. L. Age and origin of a compositionally varied mafic dyke swarm in the Bunger Hills, East Antarctica // *Chem. Geol.* V. 85. P. 215–246. 1990.
14. McFadden P. L., McElhinny M. W. Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* V. 103. P. 725–729. 1990.
15. Debiche M. G., Watson G. S. Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // *J. Geophys. Res.* V. 100. N B12. P. 24405–24429. 1995.
16. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 427 с. 1989.
17. Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A. S., Davidson A., De Waele B., Ernst R. E., Fitzsimons I. C. W., Fuck R. A., Gladkochub D. P., Jacobs J., Karlstrom K. E., Lu S., Natapov L. M., Pease V., Pisarevsky S. A., Thrane K., Vernikovsky V. A. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. V. 160. N 1. P. 179–210. 2008.



18. Meredith A. S., Collins A. S., Williams S. E., Pisarevsky S., Foden J. D., Archibald D. B., Blades M. L., Alessio B. L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Muller R. D. A Full-Plate Global Reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Research*. V. 50. P. 84–134. 2017.
19. Boger S. D. Antarctica — Before and after Gondwana // *Gondwana Research*. Vol. 19. No. 2. P. 335–371. 2011.
20. Jacobs J. Neoproterozoic/Lower Paleozoic events in Dronning Maud Land // *Gondwana Research*. V. 2. P. 473–480. 1999.
21. Jacobs J., Thomas R. J. Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the Neoproterozoic–early Paleozoic East African–Antarctic orogen // *Geology*. V. 32. P. 721–724. 2004.
22. Talarico F., Kleinschmidt G., Henjes-Kunst F. An ophiolitic complex in the northern Shackleton Range, Antarctica // *Terra Antarctica*. V. 6. P. 293–315. 1999.
23. Meert J. G. A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics*. V. 362. P. 1–40. 2003.

## Мгновенная скорость полюсов и модели глобального геомагнитного поля

Иванов С. А.<sup>(1)</sup>, Меркурьев С. А.<sup>(1,2)</sup>, Демина И. М.<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (СПбФ ИЗМИРАН), 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 5,  
e-mail: sergei.a.ivanov@mail.ru

<sup>(2)</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),  
199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

### Аннотация

Рассмотрен новый подход к оценке скорости движения полюсов. В методе используется вычисленное по аналитической модели геомагнитного поля пространственное распределение вектора горизонтальной компоненты  $H$  для данного года и его изменение относительно ближайших эпох. Уравнение скорости получается из выражения временной зависимости положения полюса вида  $H(\lambda(t), \varphi(t), t) = 0$ . Здесь  $\lambda(t)$  и  $\varphi(t)$  — географические координаты полюса в момент  $t$ . Скорость между эпохами можно найти с помощью сплайна Эрмита, который дает плавную линию, сохраняющую вектор скорости в каждую эпоху. Мы используем IGRF- и COV-OBSx2-модели.

### Ключевые слова:

магнитный полюс, дрейф магнитного полюса, скорость дрейфа, мгновенная скорость дрейфа

### Введение

Магнитный полюс — это условная блуждающая точка на поверхности северного (южного) полушария Земли, где геомагнитное поле направлено вертикально, т. е. его горизонтальная составляющая равна нулю. Это свойство было использовано при поиске положения этой точки по аналитическим моделям глобального геомагнитного поля. Исследования показывают, что положение магнитного полюса Земли постоянно меняется, причем скорость этого изменения непостоянна во времени и отличается для Северного и Южного магнитных полюсов.

Реальное движение магнитного полюса представляет собой интегральную характеристику. Его вековой ход отражает глубинные процессы в ядре Земли, определяющие как глобальные (мировые), так и региональные аномалии геомагнитного поля [1, 2]. Кроме того, на текущее положение полюса большое влияние оказывает переменная часть геомагнитного поля, особенно в возмущенные дни. Связанные с этим колебания могут составлять десятки километров [3]. Возросшая в последние годы публикационная активность и интерес к смещению Северного магнитного полюса (СМП) Земли связаны с тем, что за последние 20 лет скорость его смещения возросла более чем в три с половиной раза. Так, если в середине 1990-х гг. полюс смещался со скоростью 15 км в год, то в настоящее время этот показатель вырос до 55 км в год [4]. Практически во всей литературе, посвященной исследованию динамики движения магнитных полюсов, для описания их вековых перемещений, получения интервальной (средней) скорости и направления движения используются аналитические модели глобального геомагнитного поля [5]. Как правило, это IGRF [6], gufm [7] и COV-OBSx2 [8]. Эти модели геомагнитного поля строятся для последовательных эпох с шагом 5 лет для IGRF, 2.5 года для gufm и 2 года для COV-OBSx2.

Мы предлагаем метод расчета как величины, так и направления мгновенной скорости движения полюсов на основе этих моделей. Расчет выполняется для последовательных эпох, а между эпохами интерполяция осуществляется с использованием сплайнов Эрмита. В результате их применения мы получаем гладкую траекторию полюса между эпохами. При этом выясняется, что для модели COV, в отличие от модели IGRF, этот метод дает более адекватные результаты.

## Мгновенные скорости движения полюсов, постановка задачи

Из моделей глобального геомагнитного поля можно получить не только положение магнитного полюса и среднюю скорость его перемещения, но и оценку скорости и направления его движения в данный момент времени. Такой подход используется в работе [9], где дается оценка мгновенной скорости в предположении, что известно направление перемещения полюса для периода максимального ускорения дрейфа СМП 1989–2002 гг. Авторы показывают, как изменение скорости дрейфа связано с пространственным и временным изменением проекции поля на направление движения.

Мы для определения мгновенной скорости предлагаем следующий подход. Пусть в окрестности полюса на данную эпоху известно пространственное распределение вектора горизонтальной составляющей  $\mathbf{H}$  геомагнитного поля, а также изменения  $\mathbf{H}$  во времени во всех точках этой области. Тогда можно получить значение мгновенной скорости и направление движения магнитного полюса, вычислив производную вектора  $\mathbf{H}$  по времени и по координатам.

Введем следующие обозначения. Пусть полюс движется со временем по кривой  $(\lambda(t), \varphi(t))$ , где  $\lambda$  и  $\varphi$  долгота и широта полюса в момент времени  $t$ . Тогда по определению полюса получаем уравнение для горизонтальной компоненты поля:

$$\mathbf{H}(\lambda(t), \varphi(t), t) = 0 \quad (1)$$

или в компонентах  $X, Y$  поля

$$X(\lambda(t), \varphi(t), t) = 0, Y(\lambda(t), \varphi(t), t) = 0. \quad (2)$$

Дифференцируя эти выражения по  $t$  как сложную функцию, получаем

$$\begin{aligned} \frac{dX}{dt} &= \frac{\partial X}{\partial \lambda} \frac{d\lambda}{dt} + \frac{\partial X}{\partial \varphi} \frac{d\varphi}{dt} + \frac{\partial X}{\partial t} \\ \frac{dY}{dt} &= \frac{\partial Y}{\partial \lambda} \frac{d\lambda}{dt} + \frac{\partial Y}{\partial \varphi} \frac{d\varphi}{dt} + \frac{\partial Y}{\partial t}. \end{aligned} \quad (3)$$

Считая поле и его изменения в момент времени  $t$  известными из модели IGRF для данной эпохи, можем написать

$$\mathbf{A}\mathbf{v} = \mathbf{g}, \quad (4)$$

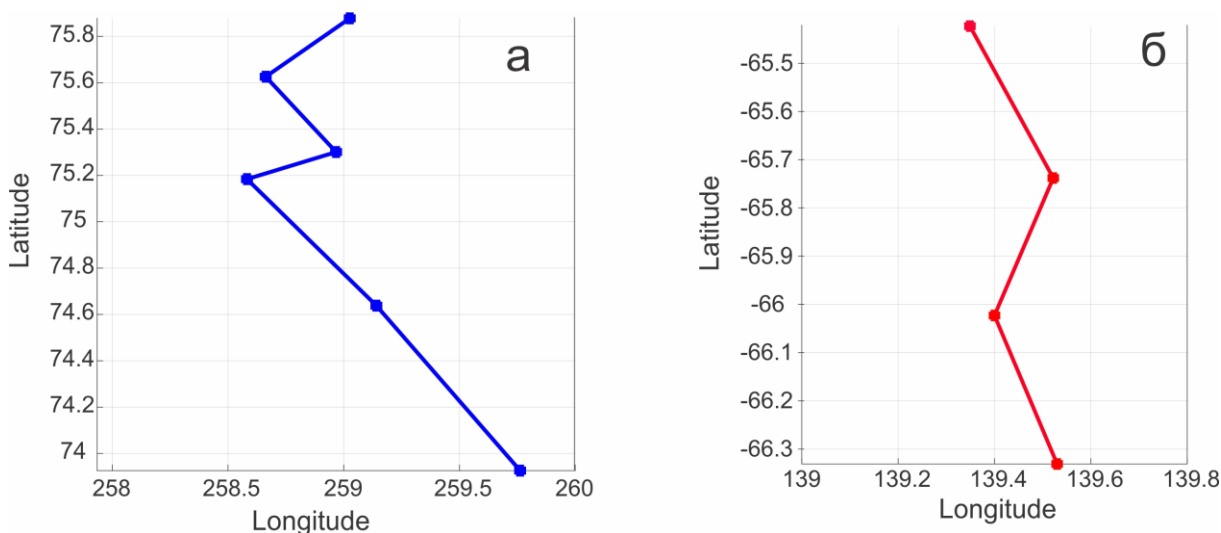
где

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} \frac{\partial X}{\partial \lambda} & \frac{\partial X}{\partial \varphi} \\ \frac{\partial Y}{\partial \lambda} & \frac{\partial Y}{\partial \varphi} \end{pmatrix}, \mathbf{v} = \begin{pmatrix} \frac{d\lambda}{dt} \\ \frac{d\varphi}{dt} \end{pmatrix}, \mathbf{g} = - \begin{pmatrix} \frac{\partial X}{\partial t} \\ \frac{\partial Y}{\partial t} \end{pmatrix}. \quad (5)$$

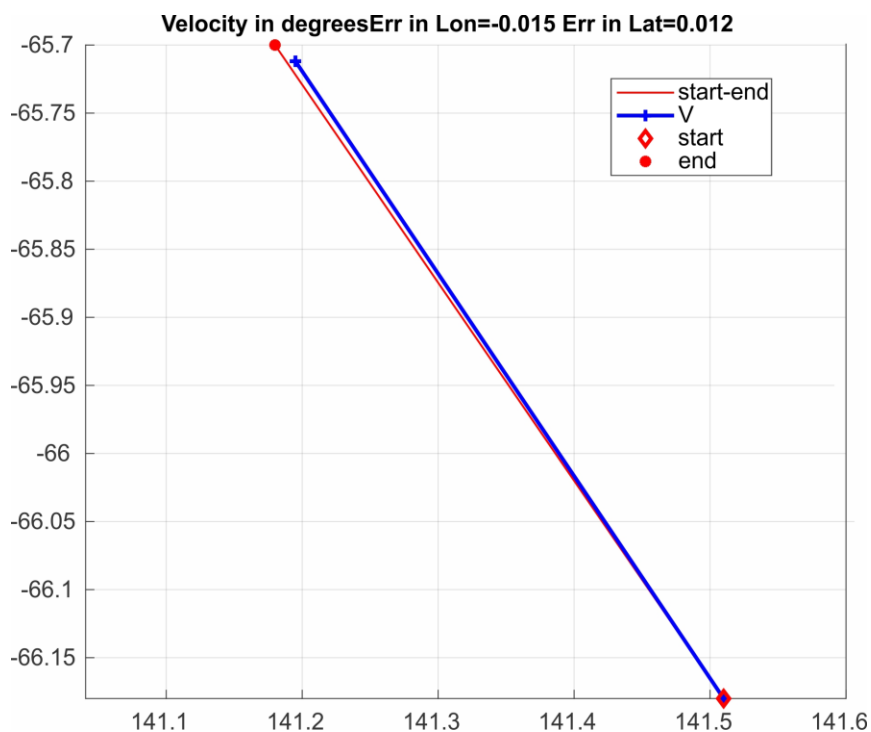
Решая эту систему, находим скорость.

## Численная реализация алгоритма расчета мгновенных скоростей путем численного дифференцирования

Используя модель IGRF для вычисления производной по времени, мы имеем значения поля лишь с шагом 5 лет, что может привести к ошибкам численного дифференцирования. Это особенно хорошо видно из рис. 1, где приведены отрезки траектории СМП и ЮМП для периодов резких изменений направления скорости.



**Рис. 1.** Положение магнитных полюсов по модели IGRF: а — СМП, 1945–1970 гг., б — ЮМП, 1965–1980 гг.



**Рис. 2.** Пример работы алгоритма для коэффициентов IGRF двух эпох 1925, 1930. Красным ромбом изображено положение ЮМП для эпохи 1925 г. по оккупольной модели IGRF, кружком — для эпохи 1930 г., синим крестом — положение полюса в 1930 г., рассчитанное по мгновенной скорости. Отклонение составляет 1.4 км

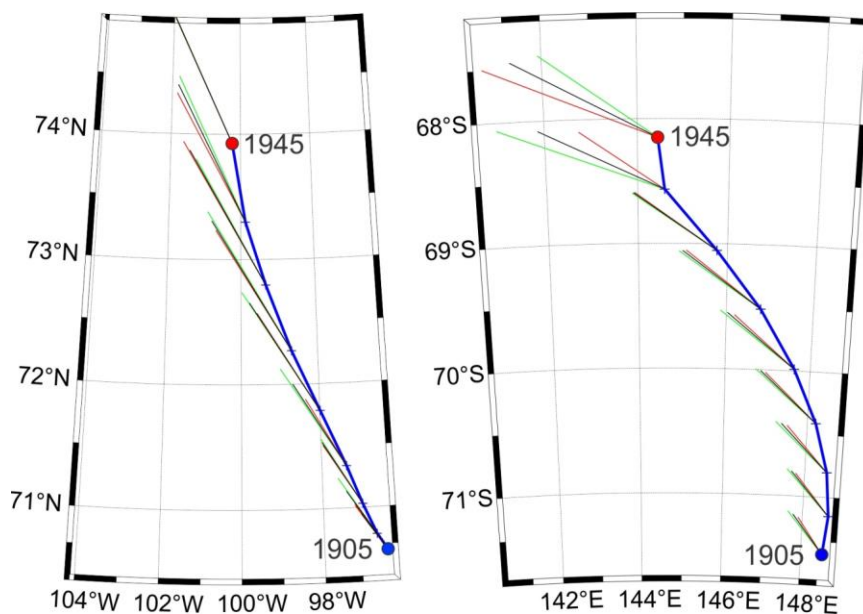
Можно предложить три варианта расчета производной: с использованием знания поля настоящей и будущей эпохи (скорость, рассчитанную этим методом, мы обозначаем знаком F — forward), знания предыдущей и настоящей эпохи (B) и, наконец, предыдущей и будущей эпохи (S). Для гладких кривых последний метод дает погрешность на порядок меньшую по сравнению с двумя первыми. Очевидно, что для ситуаций, изображенных на рис. 1, эти варианты дадут резко отличающиеся значения. Для производных по пространственным переменным применяется численное дифференцирование с шагом четверть градуса.

Алгоритм проверялся на моделях. По набору коэффициентов Гаусса до октуполя включительно (т. е. до 3-го порядка) вычислялось распределение компонент  $X$ ,  $Y$ , например, для эпохи IGRF 1925 г. Определялось положение полюса по минимуму  $H$  (всюду вычисления проводились на поверхности сферы). В соответствии с формулой (3) вычислялись производные от компонент  $X$  и  $Y$  в точке полюса. В качестве поля для следующей эпохи бралось или поле, полученное случайным возмущением коэффициентов Гаусса настоящей эпохи, или поле, определяемое набором коэффициентов, отвечающим следующей эпохе, IGRF 1930 г. Численно рассчитывалась производная по времени от компонент  $X$  и  $Y$ , равная просто приращению, деленному на интервал времени. То есть производная считается точно. По формулам (1–5) находилась мгновенная скорость в единицах градус/год. По найденной скорости определялась точка, в которую при данной скорости переместится полюс от предыдущей к новой эпохе. Далее, по октупольной модели IGRF рассчитывался полюс для новой эпохи как точка минимума  $H$  для новых коэффициентов. Новый полюс сравнивался с полюсом, полученным перемещением старого при данной скорости.

На рис. 2 показана работа этого алгоритма для коэффициентов IGRF двух эпох 1925 и 1930 (с дифференцированием  $F$ ). Отклонение полюса, рассчитанного по полученной мгновенной скорости на эпоху 1930 г., от полюса, вычисленного на ту же эпоху по редуцированной модели IGRF, составляет сотые доли градуса. Величина этого отклонения соответствует определению полюса редуцированных моделей.

### Результаты расчета для модели IGRF

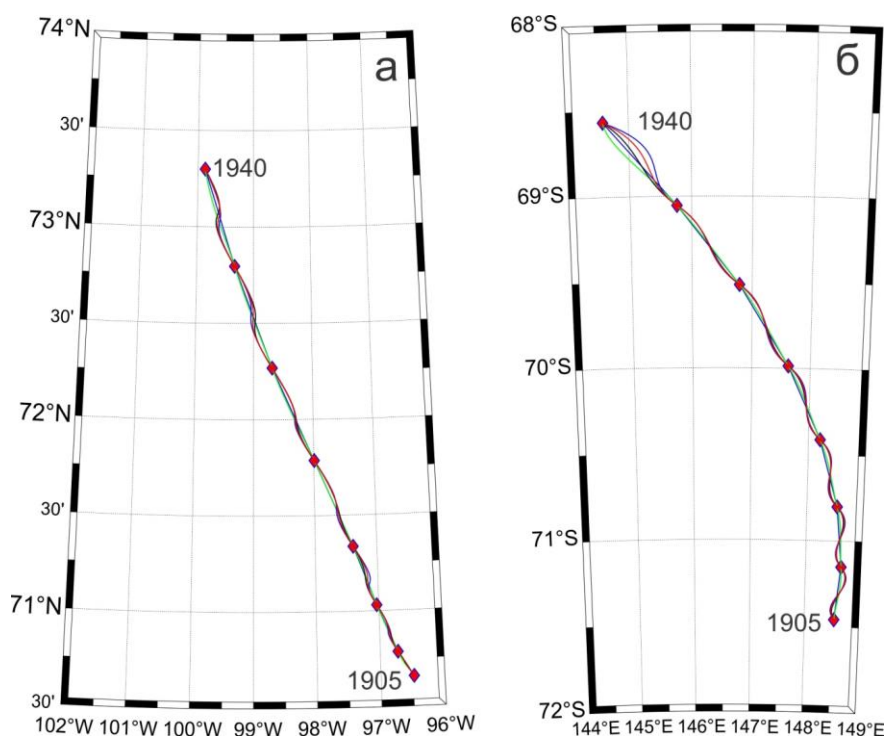
Далее были рассчитаны положения СМП и ЮМП для эпох 1905–1945 гг. по модели IGRF, которые показаны на рис. 3 синими крестиками. Линиями показаны мгновенные скорости, рассчитанные по трем вариантам численного дифференцирования. Для наглядности значения скоростей были увеличены в 5 раз.



**Рис. 3.** Пример работы алгоритма для коэффициентов IGRF. Крестиками изображены положения СМП (а) и ЮМП (б) для эпох 1905–1945 гг. по модели IGRF. Тремя линиями показаны мгновенные скорости, рассчитанные по трем вариантам численного дифференцирования. Красный цвет отвечает численной производной  $F$ , зеленый —  $B$ , черный —  $S$

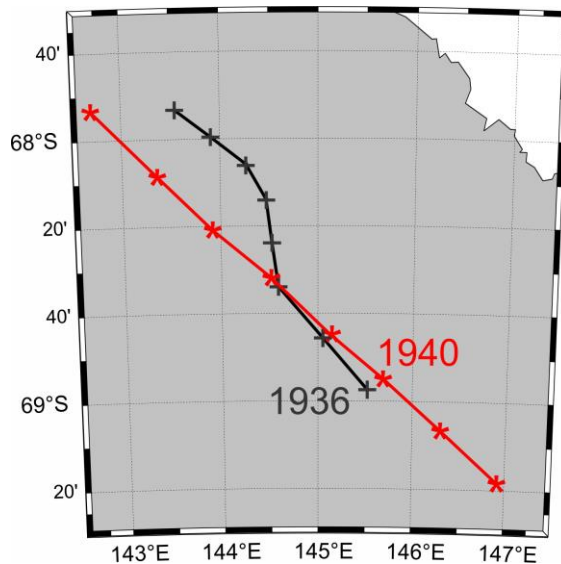
Для всех вариантов расчета производной и для интервальных скоростей построены эрмитовы сплайны, касательные к которым в узлах совпадают с направлениями мгновенных скоро-

стей (точнее говоря, производные  $d\lambda/dt$ ,  $d\varphi/dt$  в узлах равны компонентам скорости). На рис. 4 представлены результаты расчета и положения полюсов для эпох 1905–1940 гг. по модели IGRF. Зеленая кривая — это эрмитов сплайн, построенный по интервальным (средним) скоростям. Три остальные кривые отвечают трем вариантам расчета производной по времени. Из рис. 4 видно, что кривая, построенная по интервальным скоростям, существенно отличается от остальных кривых, которые имеют колебания с периодичностью 5 лет, совпадающей с интервалом между эпохами. При этом все три варианта производных дают сходную картину. Мы предполагаем, что это артефакт, связанный скорее не с ошибками численного дифференцирования, а с методом построения моделей IGRF. Отметим также, что различные аналитические модели геомагнитного поля дают разные оценки скоростей [9]. Это видно также из того, что положение полюсов по двум моделям в период 1936–1950 гг. может существенно отличаться. Для иллюстрации на рис. 5 сравниваются положения полюса по двум моделям в период 1936–1950 гг. В промежутке между эпохами полюса модели IGRF взяты из [<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/data/poles/SP.xy>]. Полюсы модели COV получены авторами данной работы. Максимальное расстояние между положениями южных полюсов, вычисленных по моделям глобального геомагнитного поля IGRF и COV, для одной и той же эпохи составляет 0.60 градуса дуги большого круга, т. е. около 60 км. При этом направление интервальной скорости для соответствующих эпох может отличаться на  $42^\circ$ . Очевидно, что ожидать большой точности вычисления производной по времени в такой ситуации не приходится.



**Рис. 4.** Эрмитовы сплайны. Сплайн, построенный по интервальным скоростям, показан зеленой линией; остальные кривые отвечают трем вариантам расчета производной по времени: синий — дифференцирование  $F$ ; красный — дифференцирование  $B$ ; черный — дифференцирование  $S$ . Ромбами изображены положение СМП и ЮМП для эпох 1905–1940 гг. по модели IGRF

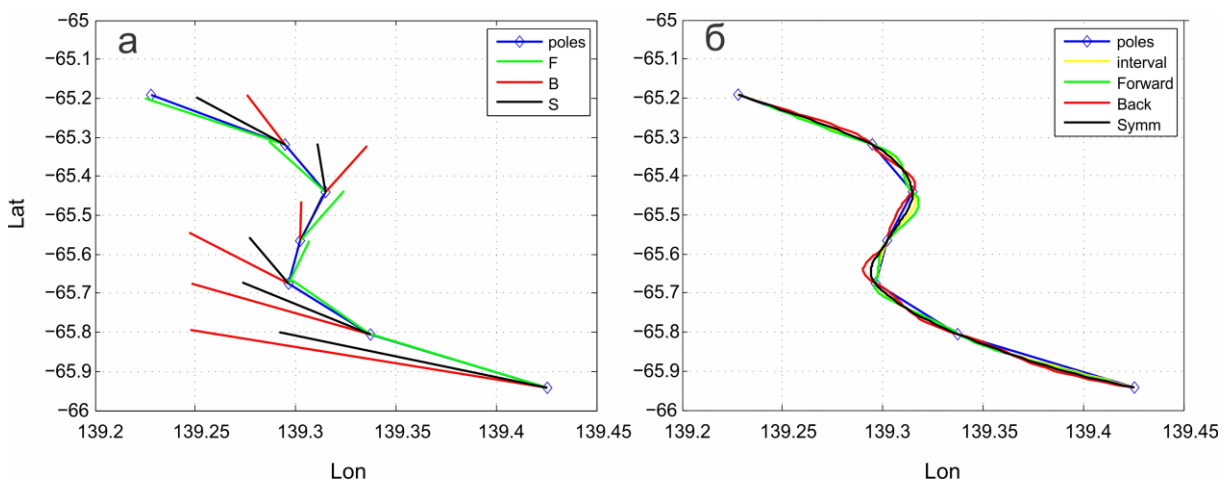
В отличие от модели IGRF, модель COV-OBSx2 строится с интервалом в 2 года, и, как видно из рис. 5, вычисленная на ее основе траектория перемещения ЮМП представляет собой гладкую функцию, что может отразиться на результатах расчетов мгновенных скоростей. Нами были выполнены все аналогичные вышеприведенным расчеты для этой модели.



**Рис. 5.** Положение ЮМП с 1936 по 1950 гг. по модели IGRF показано черной линией с крестиками, а по модели и COV-OBSx2 — красной линией со звездочками

### Результаты расчета для модели COV-OBSx2

Поскольку модель COV-OBSx2 обновлялась через два года, а не через пять лет, ошибки численного дифференцирования по времени были меньше. Систематические колебания с шагом, равным интервалу между эпохами, не наблюдались, и эрмитовы сплайны, построенные по мгновенным скоростям для эпох 1905–1940 гг., почти совпадали со сплайнами, построенными по средней скорости. По этой причине мы не приводим графиков скоростей и траекторий этого периода, а выбрали интервал 1966–1978 гг. Для этого интервала изменения направления движения полюса относительно велики: достигают  $8.7^\circ$ . Отметим, что для модели IGRF эти изменения интервальных скоростей для того же периода достигают  $19.8^\circ$ . Далее для расчета мгновенных скоростей рассматривается именно этот временной интервал. Рассчитанные разными методами мгновенные скорости и соответствующие эрмитовы сплайны для ЮМП по модели COV-OBSx2 показаны на рис. 6. Векторы скоростей увеличены в два раза, чтобы, как и в случае с моделью IGRF, обеспечить наглядность представления.



**Рис. 6.** ЮМП по модели COV-OBSx2 для эпох 1966–1976 гг. Ромбами показаны положения ЮМП, а — мгновенные скорости; б — эрмитовы сплайны. Зеленой линией показаны сплайн и скорости, построенные при дифференцировании F; красной — дифференцировании B, черной — дифференцировании S. Желтой линией показан сплайн, построенный по интервальным скоростям

## Выводы:

1. Предложен новый подход для расчета движения полюсов для моделей IGRF и COV-OBSx2 геомагнитного поля.
2. Для расчета мгновенной скорости используются пространственные и временные производные горизонтальных компонент в точке магнитного полюса. Интерполяция производится с помощью сплайнов Эрмита.
3. Обнаружены артефакты траектории движения полюсов, связанные, возможно, с ошибками модели IGRF. Для модели COV-OBSx2 подобные артефакты не обнаружены.

## Благодарности

Для создания рисунков (3–5) был использован the GMT program package.

## Список литературы

1. Демина И. М., Никитина Л. В., Фарафонова Ю. Г. Движение Северного магнитного полюса в рамках динамической модели источников главного магнитного поля Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 47. № 2. С. 279–286. 2007.
2. Меркурьев С. А., Демина И. М., Иванов С. А. Новые данные о расположении Южного магнитного полюса в сравнении с глобальными моделями / В этом сборнике.
3. Семаков Н. Н., Ковалев А. А., Павлов А. Ф., Федотова О. И. Куда бежит магнитный полюс? // Наука из первых рук. Т. 68. № 2. С. 97–106. 2016.
4. Witze A. Earth's magnetic field is acting up // Nature. V. 565. N 7738. P. 143–144. 2019. <https://doi.org/10.1038/d41586-019-00007-1>
5. Korte M., Manda M. Magnetic poles and dipole tilt variation over the past decades to millennia // Earth Planets and Space. V. 60. N 9. P. 937–948. 2008.
6. Alken P., Thébaud E., Beggan C. D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. V. 73. Art. N. 49. 2021. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
7. Jonkers A. R. T., Jackson A., Murray A. Four centuries of geomagnetic data from historical records. // Rev. Geophys. V. 41. N 2. Art. N. 1006. 2003. doi:10.1029/2002RG000115
8. Huder L., Gillet N., Finlay C. C., Hammer M. D., Tchoungui H. COV-OBS/x2: 180 years of geomagnetic field evolution from ground-based and satellite observation // Earth, Planets and Space. V. 72. Art. N. 160. 2020. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01194-2>
9. Chulliat A., Hulot G., Newitt L. R. Magnetic flux expulsion from the core as a possible cause of the unusually large acceleration of the north magnetic pole during the 1990s // J. Geophys. Res. V. 115. Art. N. B07101. 2010. doi:10.1029/2009JB007143
10. Olsen N., Manda M. Will the Magnetic North Pole Move to Siberia? // EOS Transactions AGU. V. 88. N. 29. P. 293. 2007.
11. Manda M., Dormy E. Asymmetric behavior of magnetic dip poles // Earth Planets Space. V. 55. P. 153–157. 2003.
12. Livermore P., Hollerbach R., Finlay C. An accelerating high-latitude jet in Earth's core // Nature Geosci. V. 10. P. 62–68. 2017. doi:10.1038/ngeo2859



## Термоостаточная намагниченность, сформированная при повышенном давлении

Максимочкин В. И., Грачев Р. А.

Московский государственный университет (МГУ), 119991, Россия, г. Москва, Ленинские горы, 1, стр. 2.  
e-mail: maxvi@physics.msu.ru

### Аннотация

На базальтовых образцах K17/14 с вулкана Толбачик извержения ТТИ-50 и П72/2 со дна Красного моря изучено влияние давления при квазиодноосном сжатии на величину формируемой термоостаточной намагниченности TRM<sub>p</sub> и ее свойства. Показано, что при повышенном давлении по оси сжатия формируется TRM<sub>p</sub> меньшей величины, чем при нормальном давлении. Степень влияния давления на формирование TRM<sub>p</sub> в базальтах зависит от доменной структуры магнитных зерен: TRM<sub>p</sub>/TRM = 0.63 при  $P = 142\text{--}150$  МПа в базальте K17/14, содержащем однодоменные зерна титаномагнетита, и TRM<sub>p</sub>/TRM = 0.5–0.52 при наличии псевдооднодоменных и многодоменных зерен. Зависимость TRM<sub>p</sub> =  $f(P)$  в первом случае линейная, во втором нелинейная. Метод Телье — Кое дает заниженное значение величины магнитного поля по TRM<sub>p</sub>, сформированной при повышенных давлениях по оси квазиодноосного сжатия. Эффект занижения достигает 1.8–2.2 раза при давлениях  $P = (142\text{--}150)$  МПа и в меньшей степени зависит от преобладания однодоменных или псевдооднодоменных зерен в базальте.

### Ключевые слова:

базальты, термоостаточная намагниченность, повышенные давления, квазиодноосное сжатие, метод Телье

### Введение

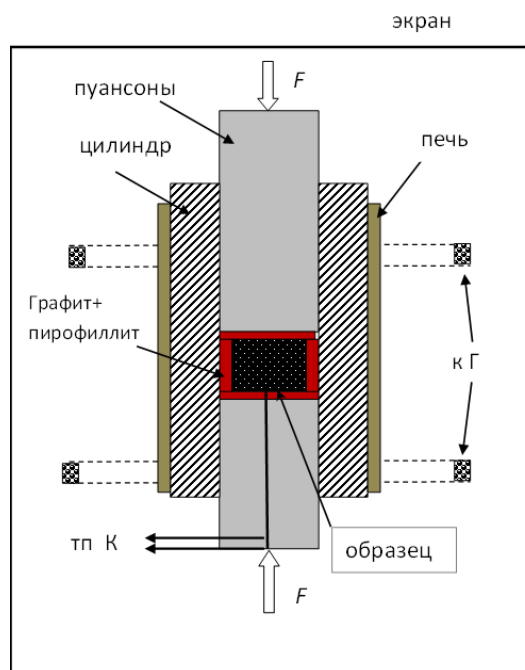
Палеонапряженность геомагнитного поля определяют в основном по магматическим породам. Для этого используются метод Телье в модификации Кое [1] и метод Вилсона-Буракова [2]. Определение палеонапряженности основано на сравнении двух намагниченностей: природной остаточной намагниченности (NRM) и создаваемой в лаборатории термоостаточной намагниченности (TRM). Такое сравнение правомерно для эффузивных изверженных пород, формирование NRM которых происходит при давлениях, близких к атмосферному, так как обычно лабораторную термоостаточную намагниченность создают при нормальном давлении. Для изверженных пород, которые формировались в стрессовых условиях, такое сравнение может быть неправомерным и давать ложный результат. Примером могут быть океанические базальты, добытые драгированием с достаточно большой глубины или по проектам DSDP и ODP, а также интрузивные породы на континентах. Обзор данных о палеонапряженности геомагнитного поля по океаническим базальтам, добытым с разной глубины [3], показывает большой разброс виртуального дипольного магнитного момента ВДМ =  $(4.8 \pm 3.6) \cdot 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>, т. е. более 70 %. По Сибирским траппам Норильского района также получен довольно большой разброс ВДМ =  $(0.54\text{--}3.2) \cdot 10^{22}$  Ам<sup>2</sup> и в целом низкое его значение [4], хотя по разновозрастным пермо-триасовым силлам с востока Сибирской платформы [5] получены достаточно высокие значения ВДМ  $\sim 6 \cdot 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>. Низкие значения напряженности геомагнитного поля и противоречивые данные, получаемые по разновозрастным породам, но с различными условиями формирования NRM, возможно, связаны с учетом влияния стрессовых условий на свойства термоостаточной намагниченности пород.

Еще в конце двадцатого века в работах [6, 7] было установлено, что в условиях воздействия квазиодноосного сжатия в океанических базальтах по оси сжатия образуется термонамагниченность (ИНРТ) меньшей величины, чем при нормальном давлении (ИНТ): отношение ИНРТ/ИНТ до-

стигало 0.33–0.4 при относительно небольших давлениях ( $P = 85\text{--}120$  МПа) при одноосном сжатии. Теоретически в модели ансамбля двухдоменных зерен [8] также было показано, что по оси одноосного сжатия должна образовываться термоостаточная намагниченность меньшей величины, чем при нормальном давлении. Если мы такую NRM термоостаточной природы будем сравнивать с лабораторной термоостаточной намагниченностью, формируемой при нормальном давлении, следует ожидать занижения палеонапряженности геомагнитного поля. Работ по определению величины магнитного поля создания термоостаточной намагниченности, сформированной в условиях сжатия, в литературе выявлено не было. Нами [9] были представлены первые результаты определения величины магнитного поля по термоостаточной намагниченности, полученной в лаборатории на базальте Красного моря в условиях квазиодноосного сжатия. Установлено, что  $B_{\text{расч}}$ , определенное методом Телье-Кое по TRMr, сформированной при давлениях 150–200 МПа, оказывается меньше в 2–3 раза, чем поле, действовавшее при ее формировании. В настоящей работе в развитие этой темы представлены новые результаты лабораторных экспериментов, полученные на образцах базальта с вулкана Толбачик (Камчатка); для сравнения приводятся также данные [9] по термоостаточной намагниченности, сформированной при повышенных давлениях на образце базальта Красного моря.

### Аппаратура и методика эксперимента

Как отмечено выше, исследования проведены на образце базальта К17-14 с вулкана Толбачик извержения ТТИ-50 2012 г. Термоостаточная намагниченность в условиях напряжений сжатия создавалась на образцах в виде цилиндров диаметром 13 и 15 мм и высотой 9–10 мм, в камере типа цилиндр-поршень (рис. 1), так же, как и на образцах пиллоу-базальта П72/2 из рифтовой зоны Красного моря.



**Рис. 1.** Схема камеры для образования термоостаточной намагниченности в условиях сжатия (пояснения в тексте)

Цилиндр камеры с внутренним диаметром 16 мм изготовлен из немагнитного сплава ВТ-8, пуансоны — из керамики. Образец вместе с камерой нагревался с помощью резистивной печи

при пропускании переменного тока по нихромовой проволоке с бифилярной намоткой. Температура измерялась с помощью термопары типа К (хромель-алюмель). Спай термопары подвешивался к образцу через нижний пуансон. Магнитное поле для образования термоостаточной намагниченности создавалось с помощью колец Гельмгольца (к. Г.). В ячейке в качестве передающей давление среды использовалась смесь графита с пиррофиллитом, которая помещалась между образцом, пуансонами и внутренней поверхностью цилиндра. Для создания усилия сжатия  $F$  использовался малогабаритный пресс из сплава ВТ-8, который вместе с камерой и кольцами Гельмгольца помещался в экран из пермаллоя.

Методика создания термоостаточной намагниченности в условиях квазиодноосного сжатия заключалась в следующем: образец помещался в камеру, как показано на рис. 1, далее прикладывалось усилие сжатия, и он нагревался до определенной температуры ( $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), включалось поле  $B_{\text{lab}} = 50\text{ мкТл}$ , и образец охлаждался до комнатной температуры в условиях сжатия, далее поле выключалось и снималось давление. Давление на торцевую поверхность образца рассчитывалось как  $P = F/S$ , где  $S = \pi d^2/4$ ,  $F$  — усилие, создаваемое прессом,  $d$  — диаметр пуансона.

Состав минералов, отвечающих за магнитные свойства базальта, определен сотрудником ИЭМ РАН А.Н. Некрасовым по характеристическому рентгеновскому излучению на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega II XMU. Температура Кюри минералов, отвечающих за магнитные свойства базальтов, рассчитана по температурной зависимости магнитной восприимчивости  $k(T)$ , которая измерялась на приборе MFK-1A (AGICO), и по намагниченности в поле  $0.24\text{ Тл}$  —  $M(T)$  на вибромагнитометре собственной конструкции. Температура Кюри в первом случае определялась по минимуму производной магнитной восприимчивости по температуре, во втором случае по методике Белова-Арротта:  $M^2 = a - b \cdot T$ ,  $T_c = a/b$  [10]. Остаточная намагниченность образцов измерялась на ротационном магнитометре JR-6A (AGICO). Доменная структура магнитных зерен оценивалась по размагничиванию естественной остаточной и термоостаточной намагниченностей переменным магнитным полем, а также по термомангнитному критерию [11]. Для определения величины магнитного поля по остаточной намагниченности образцов использовался метод Телье в модификации Кое [1]. Полный цикл Телье включал 11–12 двукратных нагревов до последовательно возрастающих температур  $T_i$ . Для контроля за изменением состава ферритмагнитной фракции в процессе проведения процедур Телье выполнялись 3 повторных нагрева до более низких уже пройденных температур — процедура «check-points» [12] для получения чек-точек pTRM. При создании лабораторных pTRM в циклах Телье использовалось поле  $B_{\text{lab}} = 50\text{ мкТл}$ . Нагревы производились в созданной нами двухкамерной печи [13], защищенной от внешних полей четырехслойным экраном из пермаллоя. В одной камере образец нагревался до заданной температуры  $T_i$ , далее перемещался в другую камеру, где охлаждался до комнатной температуры. Нагрев образцов при проведении процедуры Телье осуществлялся в среде аргона.

## Результаты экспериментов

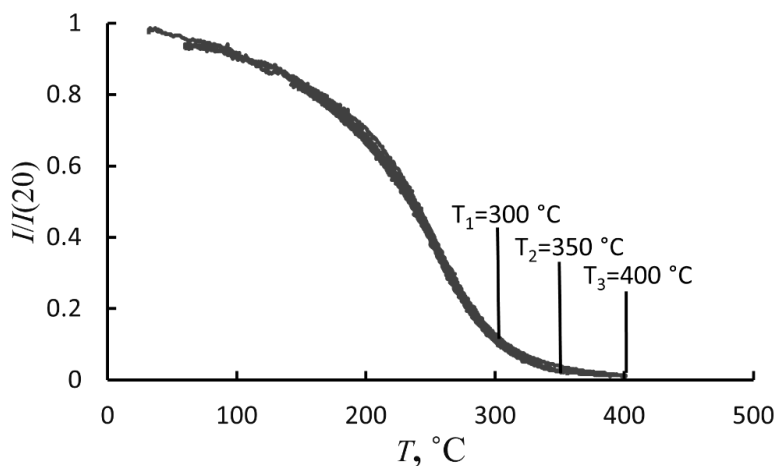
### *Магнитные и минералогические характеристики титаномагнетита базальта (K17/14) вулкана Толбачик и (П72/2) из рифтовой зоны Красного моря*

Микронзондовый анализ показал, что магнитные зерна исследованных базальтов представлены титаномагнетитом, причем содержание ульвошпинели в титаномагнетите базальта K17/14 значительно меньше, чем в П72/2, а содержание магния и марганца выше (табл. 1). Температура Кюри базальта K17/14, определенная по методике Белова-Арротта, равна  $T_c^{\text{I(T)}} = 280\text{ }^{\circ}\text{C}$  (рис. 1, табл. 1), по минимуму производной магнитной восприимчивости —  $T_c^{\text{k(T)}} = 270\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Термомангнитный анализ (рис. 2) показал, что титаномагнетит базальта K17/14 довольно стабилен к нагревам в воздухе вплоть до  $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

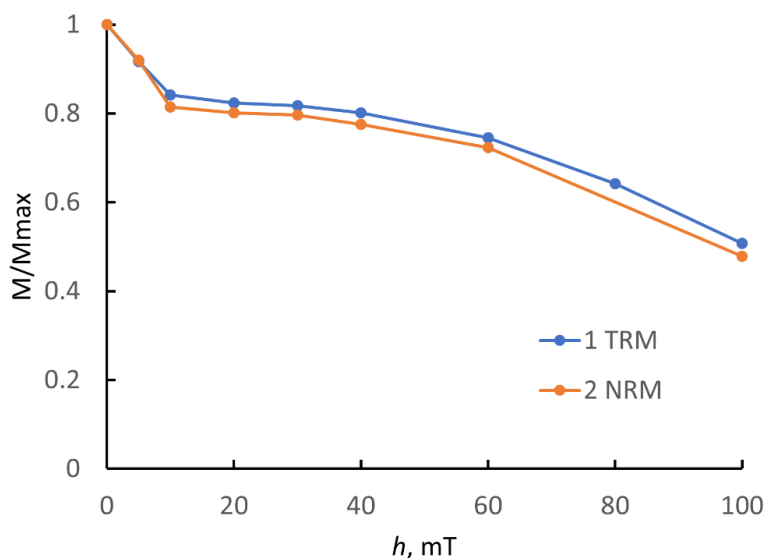
NRM базальта K17/14 также очень стабильна к воздействию переменного магнитного поля — на рис. 3 видно, что воздействие переменного магнитного поля амплитудой 100 мТл размагничивает NRM только на 50 %. Аналогичной стабильностью обладает термоостаточная намагниченность, образованная в лаборатории при охлаждении от 360 °C в поле 50 мкТл. Это свидетельствует о том, что за NRM и лабораторную TRM ответственны магнитные зерна, близкие к однодоменным, а лабораторная TRM близка по свойствам к NRM.

**Таблица 1.** Результаты микрозондового анализа титаномагнетита и температура Кюри базальтов вулкана Толбачик и рифтовой зоны Красного моря

№ образца	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	MgFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	Mn <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub>	$T_c$ , °C по $I_s(T)$	$T_c$ , °C по $k(T)$
Толбачинское трещинное извержение (ТТИ-50)							
K17/14	42.5 ± 2.1 %	32.9 ± 3.2 %	10.3 ± 2.2 %	7 ± 3.4 %	1.5 ± 0.5 %	280	270
Рифтовая зона Красного моря							
П72/2	44.7 ± 3.9 %	49.6 ± 3.5 %	3.8 ± 2.1 %	0.6 ± 1.3 %	0.8 ± 0.2 %	—	168–182

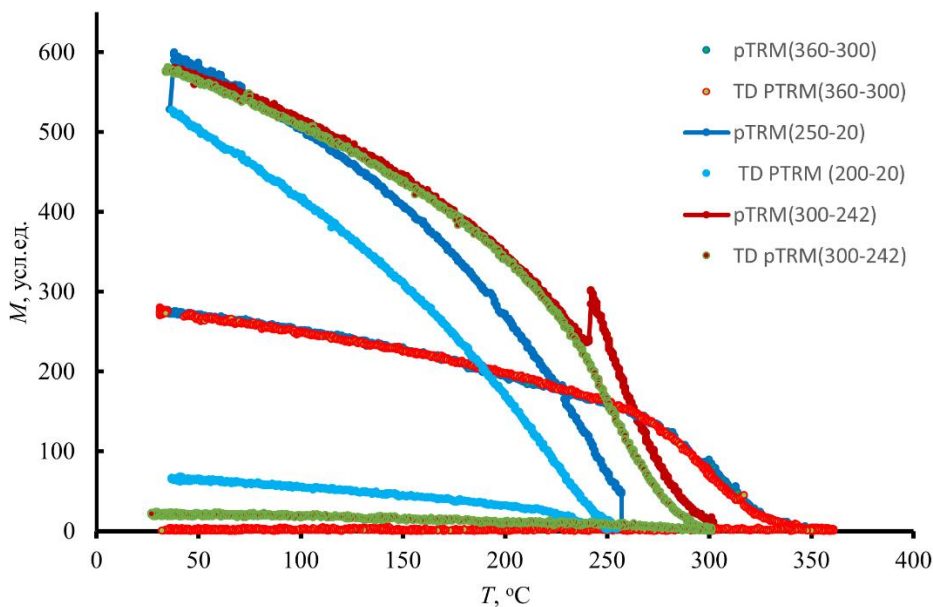


**Рис. 2.** Зависимость от температуры намагниченности в поле 0.24 Тл образца базальта K17/14 при циклических нагревах в воздухе до  $T = 300, 350, 400^\circ\text{C}$



**Рис. 3.** Размагничивание переменным магнитным полем TRM (1) и NRM (2) образца K17/14(23). TRM образована в поле 50 мкТл при охлаждении от  $T = 350^\circ\text{C}$  до комнатной температуры

Доменная структура магнитных зерен оценена также с использованием терромагнитного критерия [11, 14]. Применение этого критерия показало (рис. 4), что после нагрева образца, содержащего рTRM(260-20), до  $260^\circ\text{C}$  остается 12 % от парциальной термоостаточной намагниченности, что свидетельствует о наличии псевдооднодоменных зерен в ансамбле. Парциальная термоостаточная намагниченность с блокирующими температурами от 242 до  $360^\circ\text{C}$  образуется на однодоменных зернах: остаток рTRM(300-242) после терморазмагничивания образца ( $T_{\text{max}} = 300^\circ\text{C}$ ) составил 3.6 %, а после терморазмагничивания рTRM (360-300) — меньше 1 %.

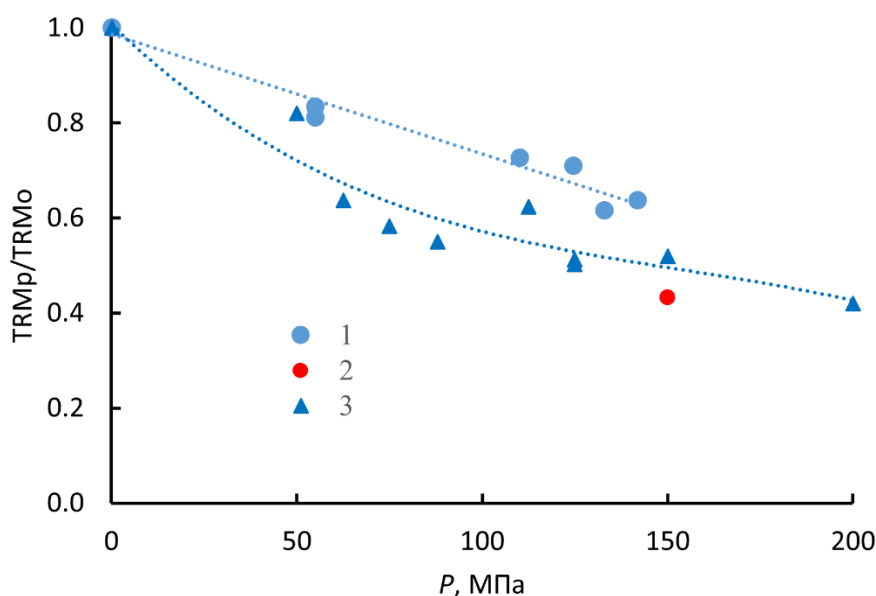


**Рис. 4.** Терморазмагничивание парциальных термоостаточных намагниченностей образца базальта K17/14(28)

*Свойства термоостаточной намагниченности базальтов K17/14 и П72/2, сформированной в условиях воздействия повышенного давления*

Так как базальт K17/14 показал довольно высокую стабильность NRM по отношению к переменному магнитному полю, то перед созданием модельной термоостаточной намагниченности образцы размагничивались путем нагревания их до 400 °С в среде аргона. После такого воздействия оставалось около 1 % NRM. Далее создавалась термоостаточная намагниченность при охлаждении образца от  $T = 350$  °С до комнатной температуры в магнитном поле 50 мкТл. После этого образец снова размагничивался температурой при нагреве до 360 °С. После такого воздействия оставалось менее 1 % от термоостаточной намагниченности. После этого на этом же дубле создавалась термоостаточная намагниченность в условиях квазиодноосного сжатия. Образец нагревался в отсутствие магнитного поля при повышенном давлении, при достижении  $T = 350$  °С включалось поле и образец охлаждался. Для того чтобы исключить образование пьезоостаточной намагниченности, после охлаждения образца в условиях сжатия вначале выключалось поле, а потом снималось усилие сжатия.

Эксперименты показали, что величина термоостаточной намагниченности (TRM<sub>p</sub>), образованной при повышенном давлении по оси квазиодноосного сжатия на образцах базальта с вулкана Толбачик, так же, как и на образцах базальта Красного моря, оказалась меньше, чем при нормальном давлении. Зависимость  $\text{TRM}_p = f(P)$  для базальта с вулкана Толбачик (K17/14) в диапазоне  $P = 0.1\text{--}142$  МПа близка к линейной (рис. 5), в то время как для базальта Красного моря (П72/2) эта зависимость нелинейная. Эффект воздействия давления на величину формируемой термоостаточной намагниченности на базальте с вулкана Толбачик несколько меньше, чем на красноморском базальте: для образца K17/14  $\text{TRM}_p/\text{TRM} = 0.63$  при  $P = 142$  МПа, для образца П72/2  $\text{TRM}_p/\text{TRM} = 0.5\text{--}0.52$  при  $P = 125\text{--}150$  МПа. Возможно, это обусловлено различием доменной структуры зерен и состава титаномагнетита (см. табл. 1) исследованных базальтов. Как отмечено выше, зерна титаномагнетита в образцах K17/14 в основном однодоменные и псевдооднодоменные. Зерна титаномагнетита образцов П72/2, как было показано нами в работе [9], — псевдооднодоменные и многодоменные. Температура Кюри  $T_c = 280$  °С базальта с вулкана Толбачик больше, чем  $T_c = 180$  °С базальта Красного моря. Они также отличаются по количеству титана и примесей магния и марганца (табл. 1).

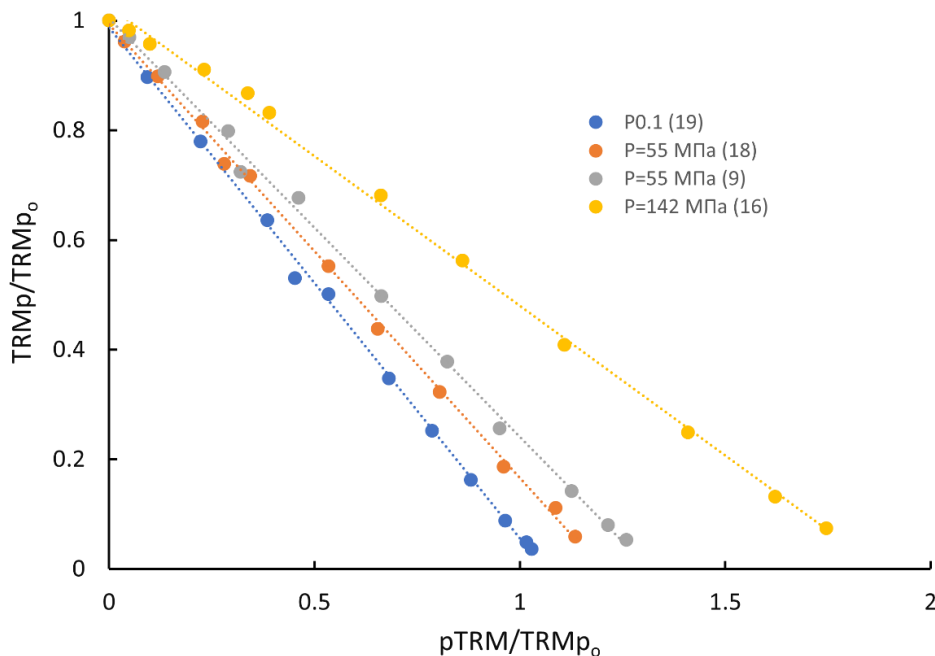


**Рис. 5.** Зависимость от давления термоостаточной намагниченности, сформированной в условиях квазиодноосного сжатия на образцах базальта K17/14 с вулкана Толбачик (1, 2) и базальта П72/2(3) Красного моря [15]

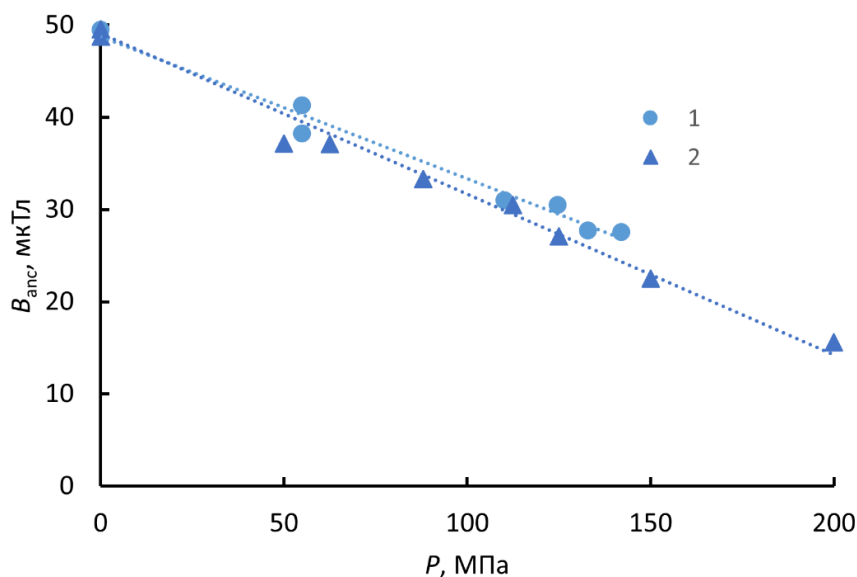
*Определение величины магнитного поля методом Телье-Кое по термоостаточной намагниченности, сформированной в условиях квазиодноосного сжатия*

Термоостаточная намагниченность, полученная на образцах-дублях базальта К17/14 с вулкана Толбачик, была исследована методом Телье в модификации Кое [1]. Образцы, содержащие термоостаточную намагниченность, сформированную при различных давлениях, были подвергнуты двойным нагревам. Первый нагрев до заданной температуры осуществлялся в отсутствие магнитного поля, второй нагрев до этой же температуры в поле образования термоостаточной намагниченности —  $B_{\text{lab}} = 50$  мкТл. Пример результатов в виде диаграмм Арай-Нагаты [15] показан на рис. 6. Из этого рисунка видно, что угол наклона линейной аппроксимации данных уменьшается с ростом давления, при котором формировалась термоостаточная намагниченность. По этим данным рассчитывалось магнитное поле  $B_{\text{anc}} = k \cdot B_{\text{lab}}$ , где  $k$  — тангенс угла наклона линейной аппроксимации,  $B_{\text{lab}} = 50$  мкТл — лабораторное поле, действующее при образовании парциальной термоостаточной намагниченности в циклах Телье.

На всех исследованных образцах базальта с вулкана Толбачик получился довольно высокий коэффициент качества ( $q = 19.5\text{--}90.8$ ) определения значений магнитного поля  $B_{\text{anc}}$ , рассчитанный по методике [12]. Результаты определения  $B_{\text{anc}}$  по термоостаточным намагниченностям базальта вулкана Толбачик, сформированным при различных давлениях, показаны на рис. 6. На этом же рисунке показаны данные  $B_{\text{anc}}$ , полученные на образцах красноморского базальта П72/2 [9]. Видно, что в обоих случаях метод Телье-Кое дает заниженное значение величины магнитного поля относительно поля  $B = 50$  мкТл, действовавшего при формировании термоостаточной намагниченности, если она образовывалась при повышенном давлении в условиях квазиодноосного сжатия: для базальта К17/14 с вулкана Толбачик  $B_{\text{anc}} = 27.6 \pm 0.4$  мкТл для  $P = 142$  МПа, для базальта П72/2 со дна Красного моря  $B_{\text{anc}} = 22.5 \pm 0.6$  мкТл для  $P = 150$  МПа. Зависимость  $B_{\text{anc}}(P)$  для обоих образцов можно описать линейной функцией в диапазоне от нормального давления до 150–200 МПа.



**Рис. 6.** Пример диаграмм Арай-Нагаты по результатам экспериментов Телье на образцах базальта К17/14 с вулкана Толбачик для термоостаточных намагниченностей, полученных при различных давлениях в условиях квазиодноосного сжатия.  $\text{TRM}_{p_0}$  — исходное значение термоостаточной намагниченности, полученной при соответствующем давлении  $P$



**Рис. 7.** Зависимость от давления расчетного значения поля ( $B_{анс}$ ), определенного методом Телье-Кое по термоостаточной намагниченности, сформированной в лаборатории в условиях напряжений сжатия: 1 — на образцах K17/14 базальта вулкана Толбачик, 2 — на образцах П72/2 базальта Красного моря

## Выводы

1. Эксперименты по созданию термоостаточной намагниченности в стрессовых условиях на образцах базальтов вулкана Толбачик и Красного моря показали, что при повышенном давлении по оси квазиодноосного сжатия формируется термоостаточная намагниченность (TRMP) меньшей величины, чем при нормальном давлении. Степень влияния давления на формирование термоостаточной намагниченности меньше в базальтах, магнитные свойства которых определяются в основном однодоменными зёрнами титаномagnetита (обр. K17/14 TRMP/TRM = 0.63 при  $P = 142$  МПа), чем в базальтах, содержащих псевдооднодоменные и многодоменные зёрна (образец П72/2 TRMP/TRM = 0.5–0.52 при  $P = 125–150$  МПа). Доменная структура зёрна также влияет на характер зависимости  $TRMP = f(P)$ : при наличии однодоменных зёрен эта зависимость в интервале давлений 0.1–150 МПа линейная, при наличии псевдооднодоменных и многодоменных — нелинейная.
2. Установлено, что метод Телье-Кое даёт заниженное значение величины магнитного поля, определенного по термоостаточной намагниченности, сформированной при повышенных давлениях по оси квазиодноосного сжатия. Эффект занижения достигает 1.8–2.2 раз при давлениях  $P = (142–150)$  МПа и в меньшей степени зависит от преобладания однодоменных или псевдооднодоменных зёрен в базальте.
3. Породы, формирование которых происходило в условиях напряжений сжатия, в случае направления магнитного поля, близкого к оси преимущественного сжатия, могут давать значительно заниженную палеонапряженность при применении стандартной методики Телье-Кое.

## Благодарности

Авторы выражают благодарность ведущему научному сотруднику ИО РАН А.А. Шрейдеру за предоставленный образец базальта Красного моря, а также сотруднику ИЭМ РАН А.Н. Некрасову за электронно-зондовый анализ зёрен титаномagnetита, исследованных образцов базальтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 20-05-00573).



## Список литературы

1. Coe R. S. The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method // *J. Geomagn. Geoelectr.* V. 19. N 3. P. 157–179. 1967. <https://doi.org/10.5636/jgg.19.157>
2. Wilson R. L. The Thermal Demagnetization of Natural Magnetic Moments in Rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* V. 5. N. 1. P. 45–58. 1961. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x>
3. Tauxe L. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections // *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 156. P. 223–241. 2006. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.03.022>
4. Щербакова В. В., Жидков Г. В., Щербаков В. П. и др. О проверке гипотезы низкого мезозойского поля на трапповых породах Сибири // *Физика Земли.* № 3. С. 47–67. 2015.
5. Blanco D., Kravchinsky V. A., Valet J. P., Ali A., et. al. Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 204. P. 11–21. 2012. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.06.005>
6. Максимочкин В. И. Термонамагничивание горных пород в условиях высоких давлений // *Физика Земли.* № 9. С. 49–56. 1995.
7. Трухин В. И., Максимочкин В. И. Изменения намагниченности пород в земной коре обусловленные ростом давления и температуры // *Физика Земли.* № 11. С. 3–14. 1999.
8. Хасанов Н. А., Максимочкин В. И., Валеев К. А. Двухдоменная модель влияния давления на образование термоостаточной намагниченности // *Физика Земли.* № 6. С. 80–88. 1999.
9. Максимочкин В. И. Свойства термоостаточной намагниченности, сформированной при повышенном давлении на базальте Красного моря // *Вестник Московского университета. Серия 3: Физика, астрономия.* № 6. С. 1–8. 2022.
10. Белов К. П., Горяга А. Н. К термодинамическому описанию намагничивания ферромагнетиков вблизи температуры Кюри // *Физика металлов и металловедение.* Т. 2. № 1. С. 3–9. 1956.
11. Shcherbakova V. V., Shcherbakov V. P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* V. 105. N. B1. P. 767–781. 2000. <https://doi.org/10.1029/1999JB900235>
12. Coe R. S., Gromme S., Mankinen E. A. Geomagnetic Paleointensities From Radiocarbon-Dated Lava Flows on Hawaii and the Question of the Pacific Nondipole Low // *J. Geophys. Res.* V. 83. N. B4. P. 1740–1756. 1978.
13. Максимочкин В. И., Грачев Р. А., Целебровский А. Н. Определение поля формирования искусственной CRM и PTRM методом Телье на различных стадиях окисления природного титаномагнетита // *Физика Земли.* № 3. С. 134–146. 2020.
14. Большаков А. С., Щербакова В. В. Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // *Известия АН СССР. Серия: Физика Земли.* № 2. С. 38–47. 1979.
15. Nagata T., Arai Y., Momose K. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // *J. Geophys. Res.* V. 68. N. 18. P. 5277–5281. 1963. <https://doi.org/10.1029/j.2156-2202.1963.tb00005.x>

## Новые данные о расположении Южного магнитного полюса и модели глобального магнитного поля Земли

Меркурьев С. А.<sup>(1, 2)</sup>, Демина И. М.<sup>(1)</sup>, Иванов С. А.<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 5, e-mail: dim@izmiran.spb.ru

<sup>(2)</sup> Санкт-Петербургский государственный университет,  
199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: s.merkurev@spbu.ru

### Аннотация

На основе данных кругосветных экспедиций Кука (1772–1775), Беллинсгаузена и Лазарева (1819–1821), НИС «Фаддей Беллинсгаузен» и «Адмирал Владимирский» (1982–1983) и «Адмирал Владимирский» (2019–2020) были получены координаты Южного магнитного полюса для соответствующих эпох. Теоретическое положение полюса вычислено с использованием аналитических моделей: *gufm* и *IGRF*. Рассчитано движение Южного магнитного полюса по данным станции Дюмон-Дюрвиль и проведено сравнение с вычисленным по модели *IGRF*. Исследовано влияние недипольной части геомагнитного поля на движение Южного магнитного полюса. Показано, что при решающим вкладе в его перемещение Южно-Атлантической и Австралийской мировых аномалий, заметное влияние оказывают все остальные мировые аномалии, а также аномалии меньшего размера в приэкваториальной зоне.

### Ключевые слова:

Южный магнитный полюс, модели глобального геомагнитного поля, аномалии главного магнитного поля Земли

### Введение

При исследовании главного магнитного поля Земли (ГМПЗ) ключевыми районами, где проведение измерений помогает корректировать модели глобального геомагнитного поля, являются приполярные области, то есть области, близкие к Южному и Северному магнитным полюсам. Под магнитными полюсами понимают такие точки на земном шаре, где магнитное поле Земли направлено вертикально. Знание положения магнитных полюсов и их временных перемещений имеет большое как теоретическое, так и практическое значение. В частности, эта информация способствует анализу процессов, протекающих в жидком ядре, с одной стороны, а с другой стороны, служит индикатором точности описания пространственной структуры геомагнитного поля в высоких широтах глобальными моделями.

Положения магнитных полюсов Земли может быть получено либо экспериментально, либо теоретическим путем. Наименее экспериментально изученным долгое время оставался Южный магнитный полюс (ЮМП).

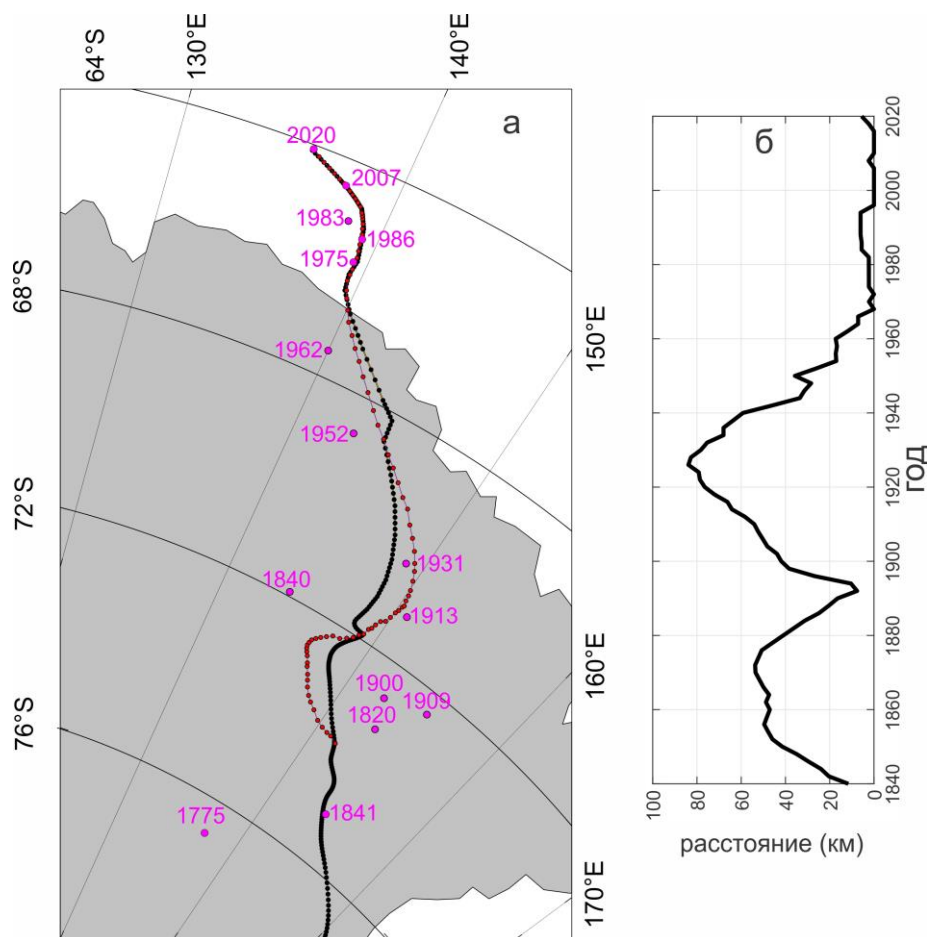
Экспериментальное определение положения магнитного полюса связано с проведением специальных работ по измерению различных компонент геомагнитного поля. Проведение таких работ сопряжено с большими трудностями из-за труднодоступности полярных областей. К первым прямым определениям ЮМП можно отнести экспедицию сэра Эрнеста Шеклтона, когда по измерениям наклона Маккей, Дэвид и Моусон определили положение ЮМП 16 января 1909 г. (72.25° ю. ш. 155.15° в. д.) [1], в то время находившегося на суше. Для решения этой задачи возможно также проведение экспедиционных работ, не связанных с прямым инструментальным определением положения полюса. В этом случае производятся измерения компонент или модуля геомагнитного поля в районе полюса, а затем применяются различные методы вычисления его положения по полученным данным. Первые вычисления магнитного наклона с целью определения местоположения ЮМП были сделаны 23 января 1838 г. гидрографом Клементом Адри-

аном Винсендоном-Дюмулином [2], членом экспедиции Дюмон-Дюрвиля в 1837–1840 гг. в Антарктике и Океании.

В ходе кругосветной экспедиции русских мореплавателей Беллинсгаузена и Лазарева (1819–1821 гг.) на шлюпах «Восток» и «Мирный» было выполнено 146 измерений магнитного склонения вокруг Антарктиды. По этим данным Беллинсгаузенем было вычислено положение полюса в точке с координатами  $76^\circ$  ю. ш. и  $142^\circ 30'$  в. д. И только в конце XX в. во время кругосветной экспедиции 1982–1983 гг. проводились измерения модуля геомагнитного поля, по результатам которых были определены координаты ЮМП  $65.10^\circ$  ю. ш. и  $138.40^\circ$  в. д. [3].

В 1986 г. австралийскими учеными для определения положения ЮМП проводились измерения горизонтальной компоненты геомагнитного поля  $H$  [4]. В результате положение ЮМП на эпоху 1986 г. было оценено как  $65^\circ 10'$  ю. ш. и  $139^\circ 10'$  в. д. Сами авторы повторили эксперимент в 2000 г. [5]. Для координат положения ЮМП на эпоху 2000 г. были получены значения  $64.67^\circ$  ю. ш. и  $138.12^\circ$  в. д.

Развитие спутниковых методов измерения открыло новую возможность определения положения магнитных полюсов, которая позволяет преодолеть затруднения, связанные с суровыми природными условиями и удаленностью районов, где они расположены. В работе [6] для определения положения магнитных полюсов используются данные измерения магнитного поля со спутников EKA Swarm за 5 лет (2015–2019 гг.).



**Рис. 1.** Сравнение дрейфа ЮМП по модели IGRF-gufm и COV-OBS с 1840 по 2020 г. с шагом 2 года. а: черные точки — путь ЮМП, определенный по моделям gufm и IGRF. Красные точки — путь ЮМП, определенный по модели COV. Сиреневые точки и цифры — места и год инструментального определения положения ЮМП. б: расстояния между ЮМП, определенными по модели IGRF-gufm и COV для соответствующих эпох

Экспериментальное определение положения ЮМП не дает надежных численных оценок скорости его перемещения. На практике положение ЮМП рассчитывается по моделям глобального геомагнитного поля. В этом случае перемещение полюса может быть получено с тем временным шагом, с которым строится соответствующая модель. Между эпохами поле строится с помощью линейной интерполяции (IGRF [7]) или интерполяции на основе кубических сплайнов (gufm [8] и COV-OBSx2 [9]).

Это не снижает значения экспериментальных точек, поскольку их наличие позволяет оценить качество описания геомагнитного поля в полярных областях и корректировать карты склонения. По этой причине нами было оценено положение ЮМП по данным о склонении, полученным в экспедиции Кука, и уточнены координаты ЮМП по данным о склонении экспедиции Беллинсгаузена [10]. Также получены координаты ЮМП по данным кругосветной экспедиции 2019–2010 гг. [11]. Все известные экспериментальные определения положения ЮМП показаны на рис. 1. Там же приведены траектории ЮМП, вычисленные по моделям глобального геомагнитного поля. Поскольку для IGRF и gufm положение ЮМП практически совпадает, эти два результата объединены в одну кривую. Для полученных теоретических траекторий рассчитано расстояние между положениями ЮМП с шагом 2 года. Хорошо видно, что после 1965 г. результаты расчетов по различным моделям практически совпадают и экспериментальные точки приближаются к теоретическим кривым. Следует принять во внимание, что на результаты экспериментальных определений оказывают влияние в том числе и магнитные возмущения. В настоящей работе мы построили траекторию перемещения ЮМП по данным магнитной станции Дюмон-Дюрвиль и сравнивали ее с вычисленной по модели IGRF.

### **Оценка положения южного виртуального магнитного полюса по данным станции Дюмон-Дюрвиль**

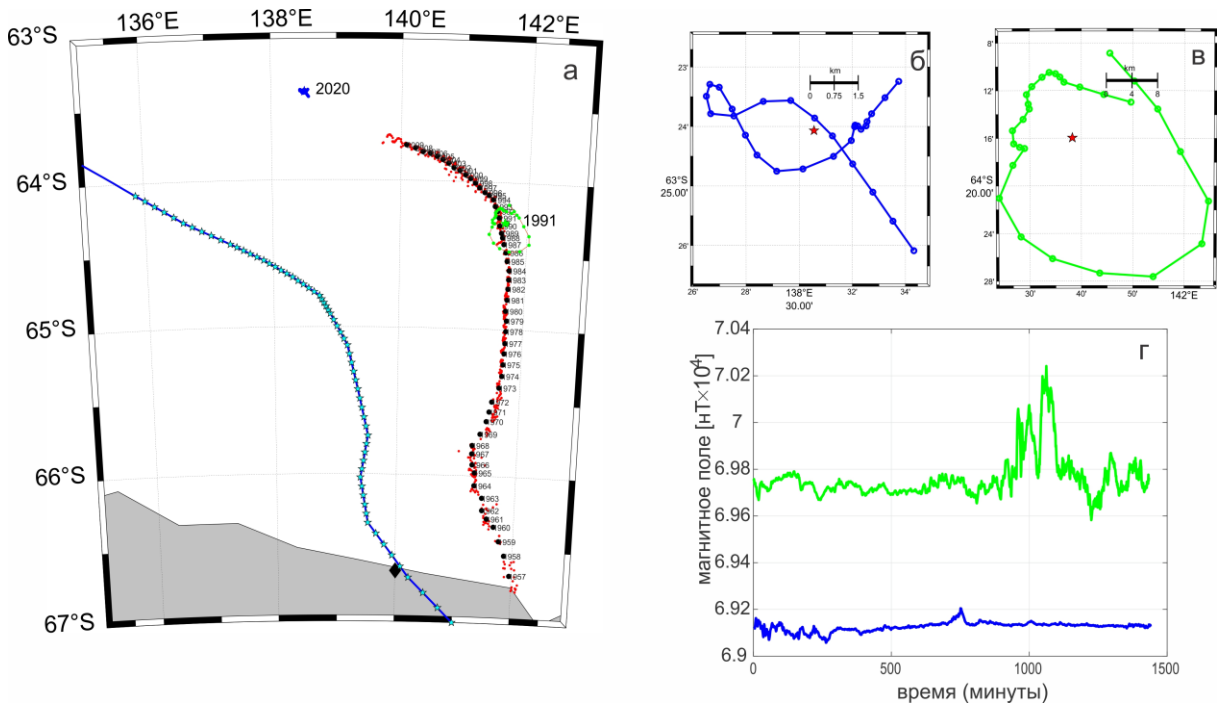
Количественные оценки изменения географического положения магнитных полюсов зависят не только от методов измерения и измеряемых параметров МПЗ, но и от состояния возмущенности магнитосферы. В дополнение к своему вековому движению каждый магнитный полюс испытывает суточное движение, вызванное системами ионосферных токов. Это движение по часовой стрелке на севере и против часовой стрелки на юге может привести к смещению от невозмущенного положения на 30–65 км в зависимости от уровня возмущенности [12].

Если имеется постоянная или временная магнитная вариационная станция, то оценка перемещения магнитного полюса может быть получена путем расчета положения виртуальных магнитных полюсов (ВМП), проведенного на основании данных об изменении наклонения и склонения в месте наблюдения [13]. Расчеты выполняются в дипольном приближении, подобно тому, как это делается в палеомагнитных исследованиях [14, 15]. Таким образом, можно оценить как суточный, так и вековой ход ВМП. Очевидно, что полученные при этом оценки не обязательно совпадают с истинным положением полюсов, поскольку представление глобального геомагнитного поля в виде поля единого диполя является неоправданно упрощенным. Однако эти оценки могут дать представление о характере перемещения полюса. Наибольшее количество такого рода оценок сделано для перемещения северного ВМП в силу его близости к магнитным обсерваториям и большим количеством экспедиций в район его расположения, а также благодаря повышенному интересу к возросшей скорости его перемещения в последнее десятилетие [16, 17].

В настоящей работе для оценки движения южного виртуального магнитного полюса (ЮВМП) нами были использованы данные наблюдений станции Дюмон-Дюрвиль, расположенной наиболее близко к траектории движения ЮМП. Были оценены вековые перемещения (1957–2020) ЮВМП по среднегодовым значениям, взятым из архива данных Bureau Central de Magnétisme Terrestre [<http://www.bcmt.fr>], сезонные — по рассчитанным среднемесячным значе-

ниям [18], и, наконец, суточные — по минутным данным из базы данных проекта Intermagnet [<https://www.intermagnet.org/>].

На рис. 2а показано положение станции Дюмон-Дюрвиль (черным ромбом) и траектория ЮМП с 1957 по 2020 г., определенная по модели IGRF, — синей линией, положения полюса на каждый год — голубыми звездочками. Вычисленные по данным станции координаты ЮВМП также вынесены на рис. 2: рассчитанные по среднегодовым данным показаны черными точками, по среднемесячным данным — красными точками, дневной дрейф в спокойный день показан синими точками, а в магнитно-активный день — зелеными. В увеличенном масштабе два последних варианта вынесены на рис. 2б и рис. 2в соответственно. На рис. 2г показано изменение интенсивности геомагнитного поля в соответствующие дни.



**Рис. 2.** Сравнение векового дрейфа ЮМП и ЮВМП с 1957 по 2020 г.: а — траектория движения ЮМП по модели IGRF и среднегодовые, среднемесячные и суточные положения ЮВМП; б и в — суточные перемещения ЮВМП в увеличенном масштабе; г — суточные вариации магнитного поля, по которым оценивалось местоположение ЮВМП

Как видно из рис. 2б и 2в, отклонения ВМП от их средних положений в течение суток (показаны звездочками) в спокойный день составляют первые километры, а в магнитно-активный день — более 20 км; по данным некоторых исследователей, это отклонение может составлять десятки и сотни километров [17].

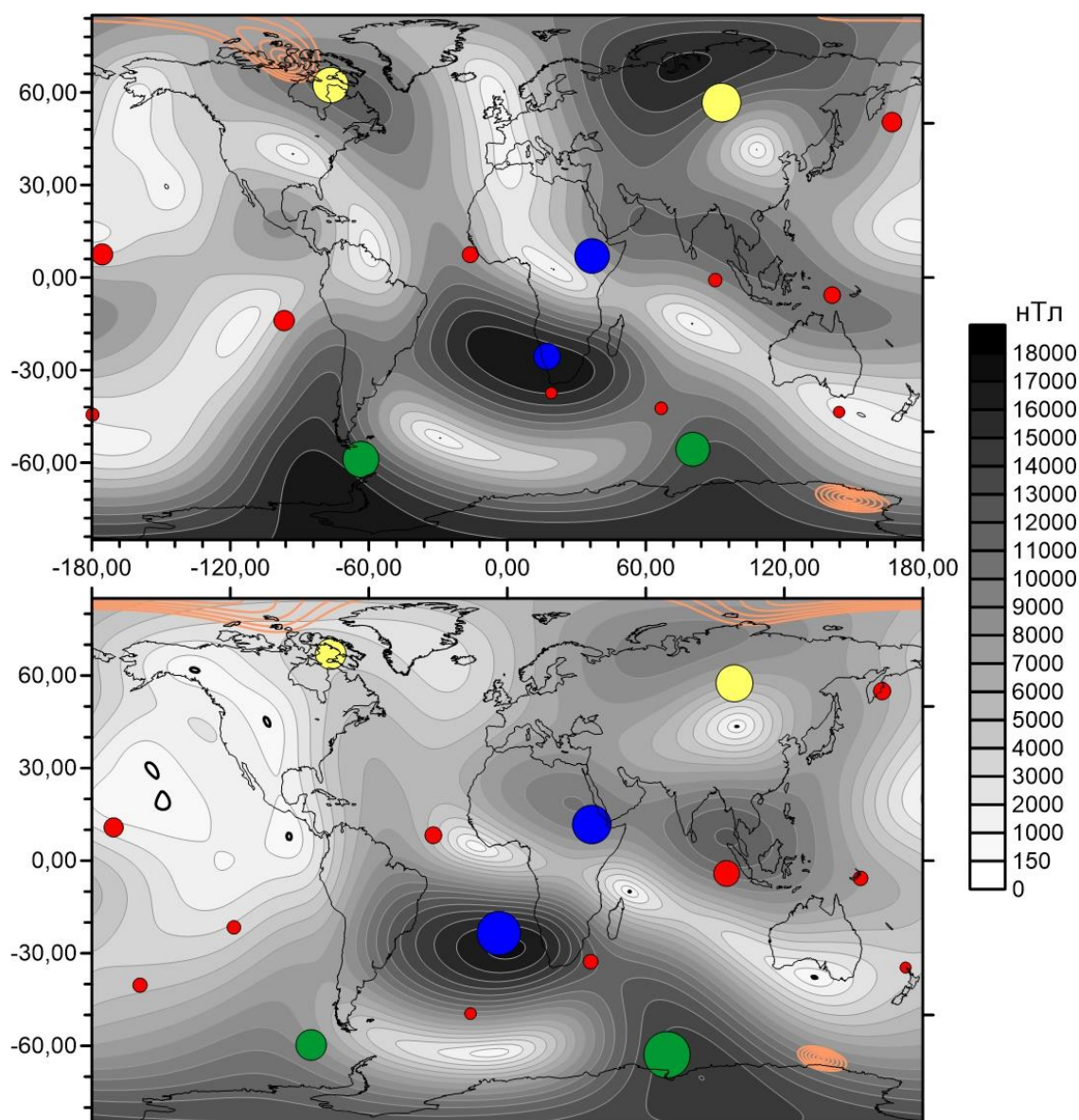
Кроме того, очевидно, что разница между вековым ходом ЮВМП и траекторией ЮМП, полученной по IGRF, содержит систематическую составляющую, минимальное значение которой в 1957 г. составило 56 км. Интересно, что в 1961 г. вычисленный по глобальному магнитному полю Земли ЮМП находился практически в точке расположения обсерватории.

### Влияние аномалий разного масштаба на траекторию и скорость движения ЮМП

Известен ряд работ (см., например, [19, 20]), в которых рассматривается, как изменение положения и соотношения амплитуд южных мировых аномалий влияет на перемещение ЮМП. Мы в данной работе, чтобы оценить, от изменения каких аномалий главного магнитного поля Земли

зависит положение ЮМП, воспользовались результатами моделирования источников, аппроксимирующих компоненты ГМПЗ для каждой эпохи [16]. Параметры источников и их изменение во времени были найдены на основе модели IGRF, поэтому и сравнивать результаты мы будем с этой моделью.

Используемая в качестве инструмента исследования, наша иерархическая модель источников представляет собой набор диполей, параметры которых изменяются во времени. При этом большая часть диполей существует на всем интервале времени с 1900 по 2020 г. Однако в силу изменений в самой IGRF в части мелкомасштабных аномалий количество и состав дипольных источников для разных эпох был непостоянным. Чтобы эти изменения не влияли на результат, мы приняли за начальную точку 1900 г. и «заморозили» соответствующий набор диполей, аппроксимирующих пространственную структуру компонент ГМПЗ на эту эпоху. После этого можно «размораживать» параметры только отдельных источников и оценивать, как изменение параметров этих диполей влияет на положение ЮМП. Сравнивались траектории движения полюса и скорости его перемещения.



**Рис. 3.** Пространственное распределение  $H$ -компоненты недипольной части ГМПЗ на эпоху 1900 г. (верхняя часть) и эпоху 2020 г. (нижняя часть) и положение использованных в расчетах источников

На рис. 3 приведена пространственная структура  $H$  компоненты недипольной части ГМПЗ для двух крайних эпох (1900 и 2020 гг.). Туда же вынесены координаты положения участвующих в расчетах источников. Следует иметь в виду, что источники получены на разной глубине в толще жидкого ядра и имеют разное направление вектора магнитного момента, что не отражается на данном рисунке, но размер соответствующих символов пропорционален максимуму  $Z$  компоненты поля, создаваемого этим источником на поверхности Земли. Оранжевым цветом на рис. 3 показано распределение  $H$ -компоненты в районе ЮМП и СМП, вычисленное по модели IGRF. Черным цветом дополнительно выделены области со значениями  $H$ -компоненты меньшими 100 нТл.

Из рис. 3. хорошо видно, что с 1900 г. произошло перераспределение интенсивности между Южно-Атлантической и Австралийской мировыми аномалиями в пользу последней и их смещение на запад, что отражается в положении и размерах источников. Эти изменения и определяют решающее влияние динамики данных источников на северо-западное перемещение ЮМП. Более наглядно это можно проследить, если рассматривать влияние разных комбинаций источников отдельно.

Мы рассмотрели 6 комбинаций источников:

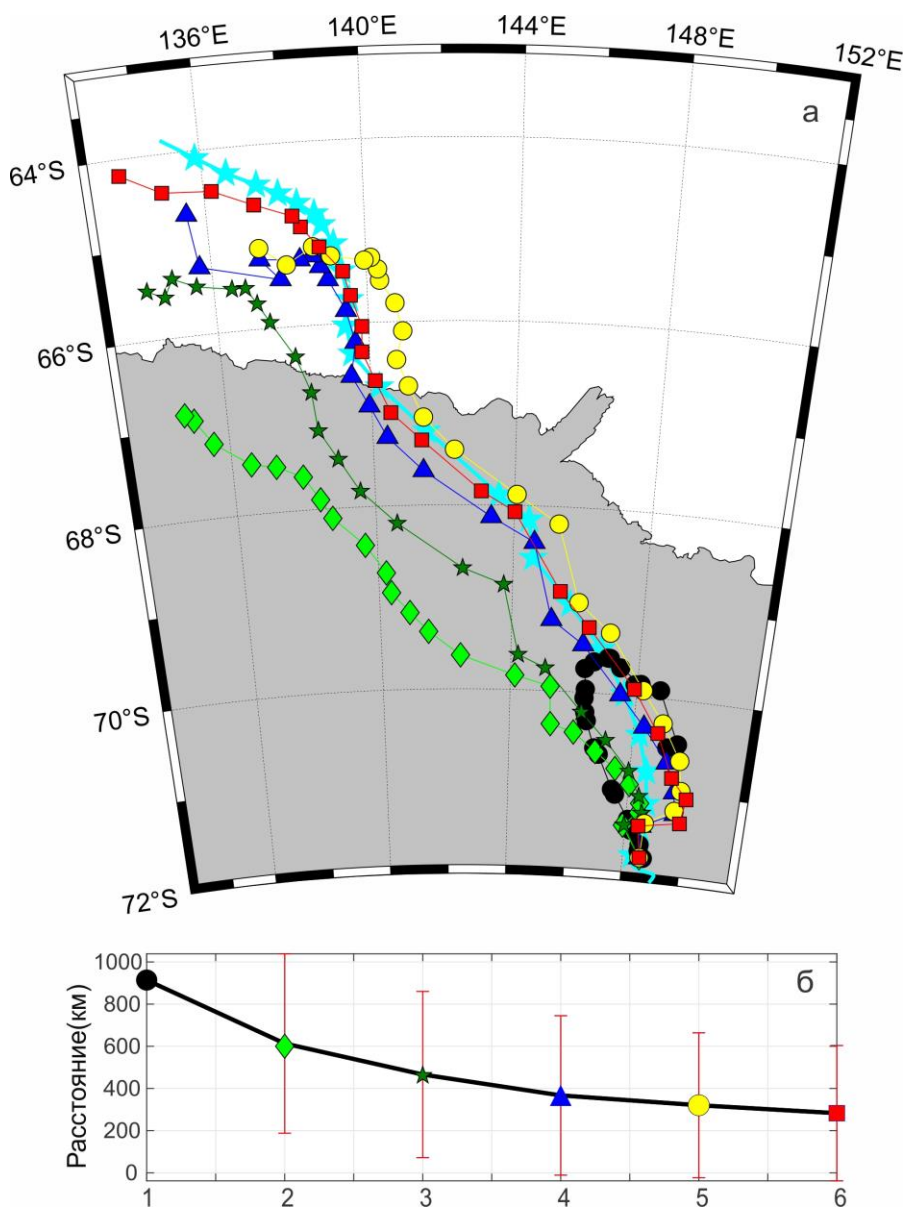
- 1 — только главный диполь;
- 2 — только источники, определяющие две южные мировые магнитные аномалии (на рис. 3 эти источники показаны зеленым цветом);
- 3 — главный диполь и источники южных аномалий;
- 4 — те же плюс источники Африканской и Европейской магнитных аномалий (на рис. 3 эти источники показаны синим цветом);
- 5 — те же плюс источники Канадской и Сибирской мировых аномалий (показаны там же желтым цветом);
- 6 — те же плюс источники приэкваториальных аномалий (показаны там же красным цветом).

Для каждой из этих комбинаций было вычислено вызываемое включенными в набор источниками изменение положения магнитного полюса. Соответствующие кривые приведены на рис. 4а. Для всех вариантов было вычислено среднее расстояние между полюсами IGRF и полюсами соответствующих наборов источников (рис. 4б).

Из рис. 4 хорошо видно, что в отсутствие недипольной части траектория движения ЮМП описывалась бы фигурой, близкой к эллипсу. Изменение только южных мировых аномалий задает общее направление перемещения, но недостаточно описывает движение на север и значительно отклоняется к западу. Частично недостаток движения на север компенсируется учетом изменения главного диполя, а добавление еще двух мировых аномалий сдвигает траекторию к востоку. Можно заметить, что включение динамики северных мировых аномалий, несмотря на их удаленность от ЮМП, оказывает существенное влияние на его перемещение, особенно в период интенсивного роста Сибирской мировой аномалии. При этом добавление мелкомасштабных источников, в том числе в приэкваториальной зоне, заметно приближает траекторию к расчетной.

В данном анализе не рассматриваются изменения тех источников, для которых получены более короткие ряды. Как правило, это диполи, описывающие мелкомасштабные аномалии, величина и положение которых нестабильны во времени. Это особенно заметно в начале прошлого века и после 1960 г., когда в IGRF появилась и начала быстро расти Бразильская аномалия. Таким образом, можно сделать вывод, что на кинематику ЮМП оказывают влияние практически все процессы, протекающие в толще жидкого ядра, включая те, что определяют мировые аномалии северного полушария.





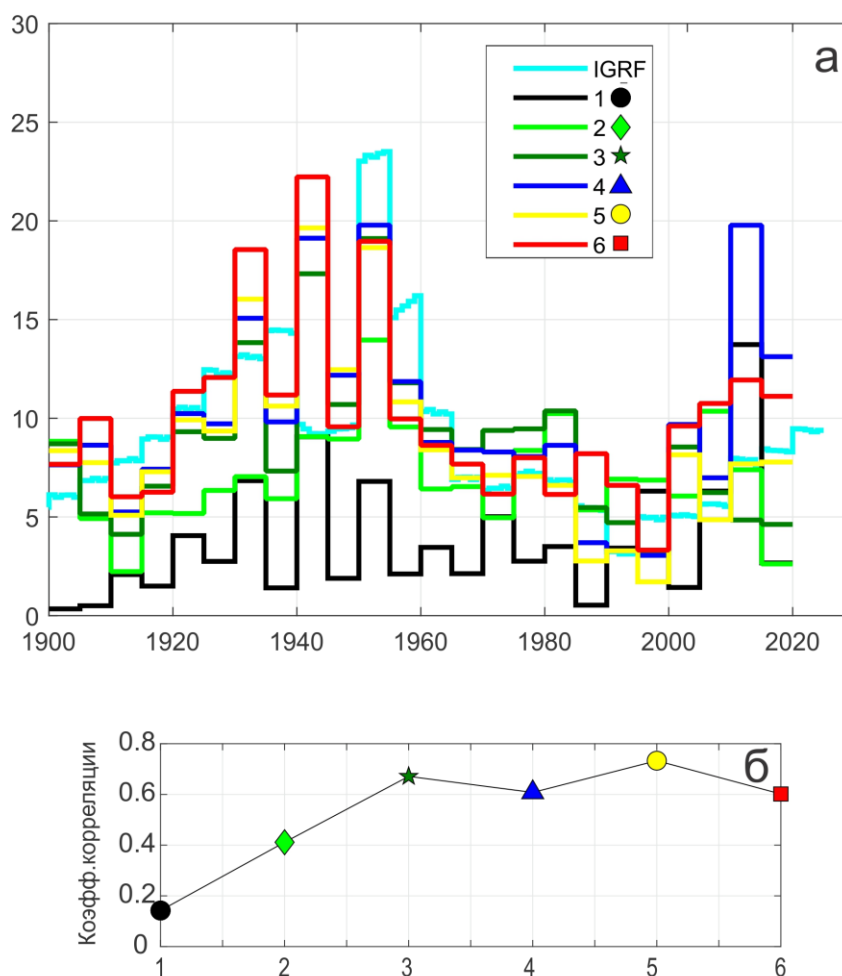
**Рис. 4.** Влияние разных групп источников на траекторию ЮМП. Голубой сплошной линией показано перемещение ЮМП, вычисленное по модели IGRF. ★ — положение ЮМП по полной модели источников, ● — 1, ◆ — 2, ★ — 3 ▲ — 4, ● — 5, ■ — 6 для соответствующих комбинаций источников; б — средние расстояния

### Оценка скорости движения ЮМП

Другим критерием оценки степени влияния изменения разных источников на траекторию ЮМП может служить оценка скоростей его перемещения. Для каждого из вариантов набора источников вычислялась интервальная скорость перемещения полюса между эпохами. Сравнение проводилось также с моделью IGRF. Результаты представлены на рис. 5.

В качестве критерия мы использовали коэффициент корреляции между соответствующими кривыми, изменения скорости, полученными для разных наборов источников и вычисленной по модели IGRF (рис. 5б). Можно видеть, что для наборов 3–6 коэффициент корреляции составляет 0.6–0.75, причем наилучшая корреляция изменения скорости получена для набора 5. Наибольшее отклонение в скорости наблюдается в период 1940–1945 гг.





**Рис. 5.** Оценка скорости движения ЮМП: а — кривые скорости движения ЮМП с 1900 по 2020 г., построенные по разным наборам, и их сопоставление с моделью IGRF-13; б — коэффициент корреляции ● — 1, ◆ — 2, ★ — 3, ▲ — 4, ● — 5, ■ — 6 для соответствующих комбинаций источников

## Выводы

1. Проведено сравнение траекторий движения ЮМП, вычисленных по разным моделям, и положения ЮМП по экспериментальным данным. Показано, что после 1965 г. вычисленное положение ЮМП практически не зависит от модели, а в более ранние эпохи может существенно отличаться: в конце XIX в. на 50–55 км, а в 1925 г. разница превысила 80 км. Что касается экспериментальных точек, то начиная с 1913 г. их координаты ближе к модели COV-OBSx2.
2. Рассчитана траектория движения виртуального Южного магнитного полюса по данным станции Дюмон-Дюрвиль с 1957 по 2020 г. Проведено сравнение с траекторией ЮМП, вычисленной по модели IGRF. Получено, что, хотя траектория ВМП повторяет движение ЮМП, однако между движением ЮМП по данным станции и по модели глобального геомагнитного поля наблюдается систематический сдвиг, увеличивающийся со временем. На вопрос, с чем связан этот сдвиг, на данный момент нет однозначного ответа. Это может быть предметом дальнейшего исследования.

3. По данным станции Дюмон-Дюрвиль рассчитано смещение ЮМП для спокойного в магнитном отношении дня и для магнитной бури. Получено, что это смещение составляет первые километры в отсутствие возмущений и более 20 км в возмущенные дни.
4. Рассмотрено влияние на положение ЮМП динамики аномалий недипольной части ГМПЗ. Показано, что на траекторию перемещения ЮМП оказывают влияние изменения всех мировых аномалий и аномалий меньшего размера, включая расположенные в приэкваториальной зоне. В начале XXI в. на скорость движения ЮМП большое влияние оказало изменение Сибирской мировой аномалии.

## Список литературы

1. Шеклтон Э. В сердце Антарктики / пер. П. Ю. Шмидта, А. Бурашко, З. В. Житомирской и В. К. Житомирского, науч. ред. Н. Я. Болотников. М.: Paulsen, 528 с. 2014.
2. Voyage au Pôle sud et dans l'Océanie sur les corvettes "l'Astrolabe" et "la Zélée", exécuté par ordre du Roi pendant les années 1837–1838–1839–1840 sous le commandement de M. J. Dumont-d'Urville, capitaine de vaisseau. Publié par ordonnance de Sa Majesté, sous la direction supérieure de M. Jacquinot, capitaine de vaisseau, commandant de "La Zélée", rédigé à partir du tome 4 concernant l'Histoire du voyage par Vincendon-Dumoulin, hydrographe de l'expédition, à la suite du décès de Dumont-d'Urville, Paris, Gide éditeur, 1842–1846.
3. Золотайкин Б. М. На всю оставшуюся жизнь // Навигация и гидрография. № 25. С. 120–128. 2007.
4. Barton C.E., Hutchinson R., Quilty P., Seers K., Stone T. Quest for the magnetic poles: Relocation of the South Magnetic Pole at sea / 1986. BMR Record 1987/3. Australian Geological Survey Organisation. Canberra. 1987.
5. Barton C. Survey tracks current position of South Magnetic Pole // EOS. V. 83. N. 27. P. 291. 2002.
6. Regi M., Di Mauro D., Lepidi S. The location of the Earth's magnetic poles from circum-terrestrial observations // J. Geophys. Res. Space Physics. V. 126. Art. N. e2020JA028513. 2021. doi.org/10.1029/2020JA028513
7. Alken P., Thébaud, E., Beggan, C. D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. V. 73. Art. N. 49. 2021. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
8. Jonkers A. R. T., Jackson A., Murray A. Four centuries of geomagnetic data from historical records // Rev. Geophys. V. 41. N. 2. Art. N. 1006. 2003. doi:10.1029/2002RG000115
9. Huder L., Gillet N., Finlay C. C., Hammer M. D., Tchoungui H. COV-OBS/x2: 180 years of geomagnetic field evolution from ground-based and satellite observation // Earth, Planets and Space. V. 72. Art. N. 160. 2020. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01194-2>
10. Демина И. М., Боярских В. Г., Иванов С. А., Меркурьев С. А., Солдатов В. А. Определение положения ЮМП по результатам кругосветных экспедиций: 1820 года (Беллинсгаузен) и 2020 года (ОИС «Адмирал Владимирский») / Материалы 13-й международной школы-конференции «Проблемы геокосмоса». Санкт-Петербург, 24–27 марта 2021 г. Отв. ред. Н.Ю. Бобров и др. СПб.: ООО «Издательство ВВМ». С. 135–144. 2021.
11. Demina I. M., Boyarskikh V. G., Merkuryev S. A., Ivanov S. A., Soldatov V. A. Determination of the Position of the South Magnetic Pole Based on Experimental Data Obtained During Russian Round-the-World Expeditions: 1820 (F. Bellingshausen) and 2020 (R/V "Admiral Vladimirsky") / Proceedings of the XIII International Conference and School "Problems of Geocosmos-2020". Eds A. Kosterov et al. St.-Petersburg, 24–27 March 2021. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer Cham. P. 179–192. 2021.
12. Dawson E., Newitt L. R. The magnetic poles of the Earth // J. Geomag. Geoelectr. V. 34. P. 225–240. 1982.
13. Кузнецов В. В., Павлова И. В., Семаков Н. Н. Оценка положения виртуальных магнитных полюсов (по результатам советско-канадских измерений в Центральной Арктике) // Геология и геофизика. Т. 31. № 2. С. 115–116. 1990.
14. Храмов А. Н. Палеомагнитология. Л.: Недра, 312 с. 1982.

15. Кузнецов В. В., Павлова И. В., Семаков Н. Н., Ньюитт Л. Р. Виртуальные магнитные полюсы, магнитные аномалии и положение северного магнитного полюса // Геология и геофизика. Т. 38. № 7. С. 1275–1282. 1997.
16. Livermore P. W., Finlay C. C., Bayliff M. Recent north magnetic pole acceleration towards Siberia caused by flux lobe elongation // Nat. Geosci. V. 13. P. 387–391. 2020. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0570-9>
17. Семаков Н. Н., Ковалев А. А., Павлов А. Ф., Федотова О. И. Куда бежит магнитный полюс? // Наука из первых рук. Т. 68. № 2. С. 97–106. 2016.
18. Chulliat A., Telali K. World Monthly Means Database Project // Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc. C-99 (398). 2007.
19. Pavón-Carrasco F. J., De Santis A. The South Atlantic Anomaly: The Key for a Possible Geomagnetic Reversal // Front. Earth Sci. V. 4. Art. N. 40. 2016. doi: 10.3389/feart.2016.00040
20. Hartmann G. A., Passa I. I. G. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly // Anais Da Academia Brasileira De Ciencias. V. 81. P. 243–255. 2009.
21. Демина И. М., Фарафонова Ю. Г. Дипольная модель главного магнитного поля Земли в XX веке // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 44. № 4. С. 565–570. 2004.

## **Комплексные исследования плейстоцен-голоценовых осадков озера Грязевого, Магаданская область**

Минюк П. С.<sup>(1)</sup>, Пожидаева Д. К.<sup>(1)</sup>, Бурнатный С. С.<sup>(1)</sup>, Черепанова М. В.<sup>(2)</sup>,  
Курьина И. В.<sup>(3)</sup>, Назарова Л. Б.<sup>(4)</sup>

<sup>(1)</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН им. Н. А. Шило,  
685000, Россия, г. Магадан, ул. Портовая, 16, e-mail: minyuk@neisri.ru

<sup>(2)</sup> Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН,  
690022, Россия, г. Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159, e-mail: cherepanova@biosoil.ru

<sup>(3)</sup> Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,  
634055, Россия, г. Томск, Академический проспект, 10/3, e-mail: irina.kuryina@yandex.ru

<sup>(4)</sup> Казанский приволжский федеральный университет, 420008, Россия, г. Казань, ул. Кремлевская, 18

### **Аннотация**

Озеро Грязево расположено в Магаданской области. Комплексом методов исследованы озерные осадки и делювиальные отложения со склонов прилегающих сопок. Максимальная мощность осадков составляет 780 см. Формирование озера произошло в конце позднего плейстоцена. По петрофизическим, диатомовым, палинологическим данным отчетливо выделяется граница плейстоцена и голоцена. Установлено, что биогенное и хемотропное осадконакопление доминирует в голоцене, детритовое — в позднем плейстоцене. Для озерных осадков и делювия установлена связь магнитных и геохимических параметров с гранулометрией. Выявленные изменения наклона в осадках плейстоцена обусловлены геомагнитным полем и могут использоваться для корреляций.

### **Ключевые слова:**

озерные осадки, Магаданская область, поздний плейстоцен, голоцен, петромагнетизм

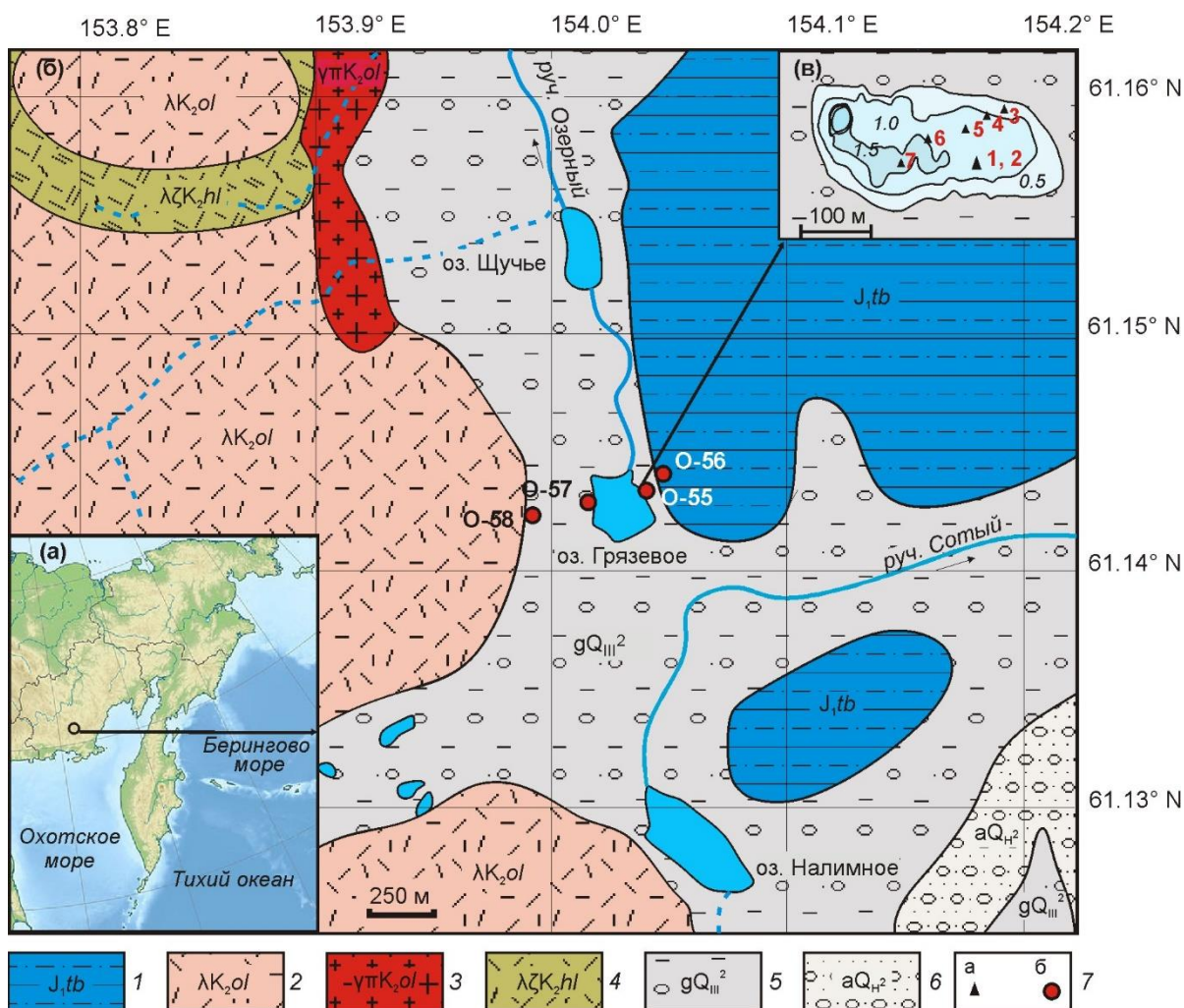
### **Введение**

Озерные отложения являются важным архивом данных изменения природной среды прошлого. Суммарная площадь водного покрытия естественными водоемами составляет около 1100 км<sup>2</sup> [1]. Большинство озер имеет ледниковое или термокарстовое происхождение. Возраст озер Северо-Востока России в основном сравнительно молодой и ограничивается концом плейстоцена–началом голоцена. В этой связи они являются благоприятными объектами для исследования изменений природной среды последнего ледникового цикла. Целью данной работы является получение детальной комплексной характеристики осадков озера Грязево, а также продуктов выветривания коренных пород для реконструкций условий седиментации в бассейне.

### **Объект исследований**

Озеро Грязево (неформальное название) расположено вблизи поселка Талая (61°08'21.18"N, 152°19'57.22"E) Магаданской области (рис. 1). Длина его составляет 270 м, ширина — 180 м, площадь поверхности воды — 0.03 км<sup>2</sup>, максимальная глубина — 2.7 м, абсолютная отметка уровня воды — 713 м. Озеро слабопроточное. К востоку от озера отмечены выходы осадочных пород ранней юры [2], на западе и юго-западе — верхнемеловые вулканогенные породы Ольского и Хольчанского комплексов (рис. 1).

Озеро расположено в небольшой межгорной долине, выполненной отложениями зырянского оледенения, представленными валунно-глыбовым материалом с галькой, щебнем и гравием. Ледники двигались по долинам с юга и юго-запада, где находятся горные массивы с абсолютными отметками выше 1000 м.



**Рис. 1.** Расположение оз. Грязевое (а), геологическая схема окрестностей озера [2] (б) и батиметрическая карта озера с местоположением скважин (в): 1 — осадочные породы таборинской свиты ранней юры; 2 — риолиты позднемелового ольского комплекса; 3 — позднемеловые граниты; 4 — позднемеловые дациты хольчанского комплекса; 5 — ледниковые отложения зырянского оледенения; 6 — аллювиальные голоценовые отложения; 7 — местоположение скважин (а) и точек отбора делювиальных отложений (б)

## Материал и методы

Бурение осадков оз. Грязевое проводилось с использованием пробоотборника Ливингстона [3]. Из различных частей озера пробурено 7 скважин. Максимальная мощность осадков составляет 780 м (скв. 7). КERN после описания и фотографирования разделен на сегменты длиной 1 см для различных видов анализов. Четыре валовых пробы для комплексного изучения гранулометрических фракций отобраны из делювиальных отложений, распространенных в западной и восточной окрестностях озера. Исследовались фракции 2500, 500, 250, 140, 100, 63, 40, 20, 5 и 1 мкм. Измерения магнитной восприимчивости (МВ) пород и осадков и исследование ее при высоких температурах выполнены на многофункциональном каппаметре MFK-1FA с термоприставкой CS3. Измерения остаточной намагниченности осадков скв. 6 и 7 проведены на спинмагнетометре JR-5A. Для удаления вязкой намагниченности проведено размагничивание образцов переменным полем 20 мТ на размагничивающей установке LDA-3A. Гистерезисные параметры, включая остаточную намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), намагниченность насыщения ( $J_s$ ), индуктивную намагниченность ( $J_i$ ), коэрцитивную силу ( $B_c$ ), остаточную коэрцитивную силу ( $B_{cr}$ ), измерены на автоматическом коэрцитиметре J-meter (КТУ). Для оценки доменного

состояния частиц магнитные параметры вынесены на диаграмму Дея-Данлопа [4, 5]. Химический состав осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометрах S4 Pioneer (Германия) и VRA-30 (Германия). Исследования элементного состава магнитной фракции проводились на сканирующем электронном микроскопе EVO-50 с энергодисперсионными спектрометрами AXS XFlash фирмы Bruker и системой рентгеновского микроанализа Quantax Esprite 1.9. Радиоуглеродное датирование органических микрочастиц из керна скв. 2 получено в лаборатории Ангстрема Уппсальского университета (Швеция). Гранулометрический анализ выполнен в ДВГИ ДВО РАН на лазерном дифракционном анализаторе SALD-2300 (Shimadzu, Япония), палинологический — в СВКНИИ ДВО РАН, диатомовый — в ФНЦ биоразнообразия ДВО РАН, исследование хирономид — в Институте мониторинга климатических и экологических систем СО РАН и в Казанском (Приволжском) федеральном университете.

## Результаты исследований

*Литология.* В осадочной толще озера выделено два литологических слоя (характеристика дана по скв. Гз-1).

Слой 1, глубина 0–230 см. Отложения представлен алевритами, неслоистыми органогенными с редкими включениями органики, вивианита. На глубинах 196–198 см отмечен прослой тефры белого света. Тефра прослеживается в разрезах всех скважин. Она связывается с кальдеорообразующим извержением вулкана Курильского озера на Камчатке, произошедшем, по данным радиоуглеродного анализа, 7600 л. н. [6]. Гранулометрические спектры отложений слоя одномодалые, размер частиц варьирует от долей микрона до 200 мкм.

Слой 2, гл. 230–579 см. Слой слагают алевриты неяснослоистые (гл. 230–280 см) и алевриты тонкослоистые (гл. 280–579 см) с тонкими прослоями песчаных алевритов, органики, с обильными голубыми включениями вивианита. В основании слоя залегают серые пески. Осадки слоя сортированы хуже осадков слоя 1. Гранулометрическое распределение, как правило, двухмодальное, диаметр частиц изменяется от долей микрона (глины) до 200 мкм (пески). Моды расположены в областях 1–10 и 10–100 мкм.

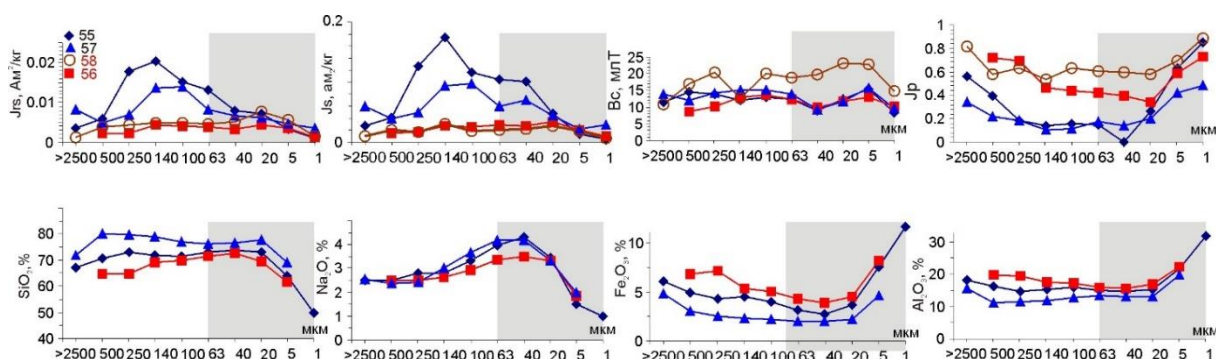
*Возраст осадков.* Четыре радиоуглеродные датировки (табл. 1) и возраст тефры [6, 7] были использованы для построения возрастной модели с применением программы Bacon [8]. Рассчитанная средняя скорость осадконакопления составляет 2 мм/год.

**Таблица 1.** Радиоуглеродные датировки органических остатков скважины Гз-1 [7]

Лаб. номер	Глубина, см	$\delta^{13}\text{C}\text{‰V-PDB}$	$^{14}\text{C}$ возраст BP	Кал. возраст BP
Ua-71985	146	–14.8	$1927 \pm 37$	$1838 \pm 101$
Ua-71986	211	–34.3	$9334 \pm 46$	$10\,387 \pm 3$
Ua-71987	346–347	–27.9	$12\,556 \pm 42$	$14\,632 \pm 79$
Ua-71988	407		$12\,772 \pm 57$	$15\,261 \pm 208$
Тефра	196.5–198.0		$7618 \pm 14$	$8401 \pm 21$

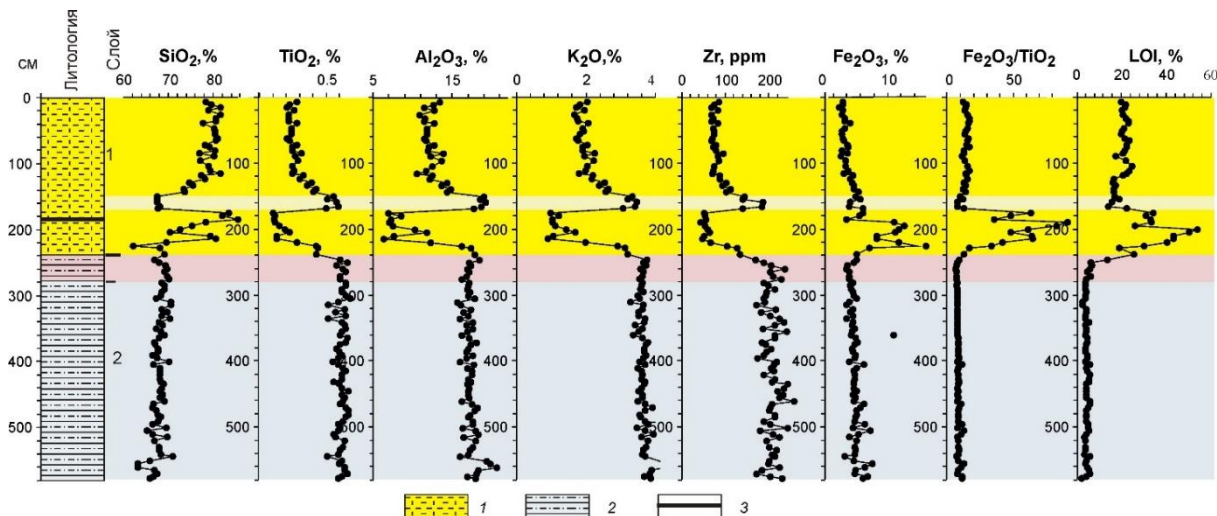
*Петрофизическая и геохимическая характеристики делювия.* Делювиальные отложения представлены несортированным разномерным материалом, включающим обломки пород. Установлена связь петрофизических и геохимических характеристик с размером гранулометрических фракций. В тонких фракциях 63–1 мкм, которые доминируют в озерных осадках, отмечено уменьшение содержания мобильных Si, Ca, Na, обогащение немобильными Al, Ti, Mg, Fe, уменьшение величин Js, Jrs, увеличение значений Jr, LOI (= органика), геохимических индексов изменения пород (CIA, PIA) (рис. 2).





**Рис. 2.** Зависимость магнитных и геохимических характеристик от размера гранулометрических фракций делювия. Серой полосой обозначен доминирующий гранулометрический размер озерных осадков

*Геохимическая характеристика осадков.* По разрезу скв. 1 наблюдаются значительные вариации содержаний элементов (рис. 3). Анализ геохимических данных указывает на детритовое, биогенное и хемогенное осадконакопление в озерном бассейне. Резкое изменение концентраций всех элементов отмечено на границе слоев 1 и 2. Слой 1 (кроме интервала 150–175 см) обогащен  $\text{SiO}_2$  и органикой (LOI). Максимальные содержания кремнезема совпадают с высоким содержанием диатомей. Детритовое осадконакопление характерно для осадков слоя 2. Вследствие разбавления детритового материала кремнеземом и органикой концентрации всех элементов в слое 1 низкие. Высокие концентрации  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и высокие значения отношения  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ , отмеченные в основании слоя 1 в интервале глубин 190–230 см, указывают на хемогенное накопление железа.



**Рис. 3.** Распределение отдельных геохимических параметров по разрезу скважины Гз-1: 1 — органогенный алеврит, 2 — слоистый алеврит, 3 — тефра

*Петрофизическая характеристика озерных осадков* (скв. 1). Петрофизические характеристики осадков крайне неоднородные (табл. 2). Верхняя часть разреза (слой 1, гл. 0–230 см) слабомагнитная с максимальными значениями парамагнитной компоненты,  $H_c$ ,  $H_{cr}$ ,  $J_{rs}/J_s$ . Повышенные величины магнитных параметров в слое 1 выявлены в интервале глубин 125–175 см. Отложения нижнего слоя характеризуются высокими значениями  $M_B$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs}$ . Магнитные частицы преимущественно псевдооднодоменные.

Таблица 2. Петрофизические характеристики отложений скважины ГЗ-1

Скважина (глубина, см)	ГЗ-1 (0–230)			ГЗ-1 (230–579)		
	Мин.	Макс.	Средне	Мин.	Макс.	Среднее
MB, $10^{-6}$ м <sup>3</sup> /кг	0.05	0.05	0.05	0.045	0.78	0.52
Js, Ам <sup>2</sup> /кг	0.00006	0.0036	0.0009	0.0007	0.096	0.055
Jrs, Ам <sup>2</sup> /кг	0.00006	0.0008	0.0057	0.0001	0.0142	0.0059
Bc, мТл	0	498.6	282.95	8.19	23.23	10.85
Bcr, мТл	38.97	107.29	60.91	31.12	70.34	36.35
Jrs/Js	0.0248	1.645	0.32	0.091	0.223	0.111
Bcr/Bc	0.092	26.389	2.32	2.683	4.158	3.37
Jp	0.71	1.07	0.95	0.23	0.95	0.40

Низкие величины MB, Js, Jrs в слое 1 обусловлены разбавлением детритового материала биогенным кремнеземом и органикой. Для исследования влияния эффекта разбавления проведен анализ геохимических и петрофизических данных из осадков интервала глубин 240–280 см, где отмечено направленное изменение магнитных величин. Установлена обратная корреляция магнитных параметров с содержанием органики (LOI) (рис. 4а, б). В то же время MB, Js, Jrs положительно коррелируют с содержанием общего кремнезема, что указывает на отсутствие биогенной компоненты SiO<sub>2</sub> в этом интервале (рис. 4г). Разбавление биогенным кремнеземом ощутимо в вышележащих осадках, где концентрации SiO<sub>2</sub> превышают 75 % (рис. 3). Железо в переходном интервале положительно коррелирует с парамагнитной компонентой (рис. 4е), а корреляция железа с магнитной восприимчивостью обратная (рис. 4д).

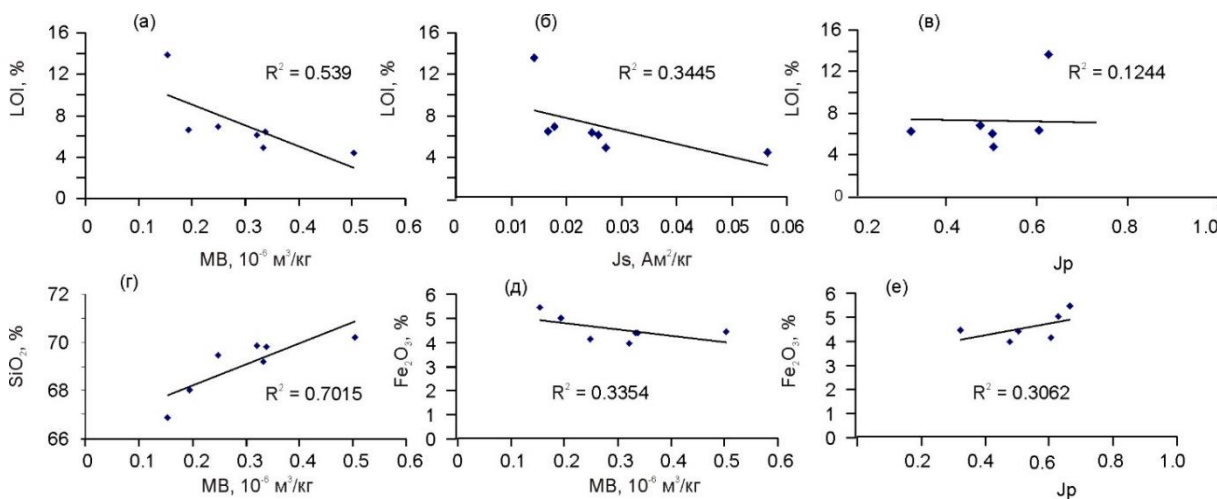
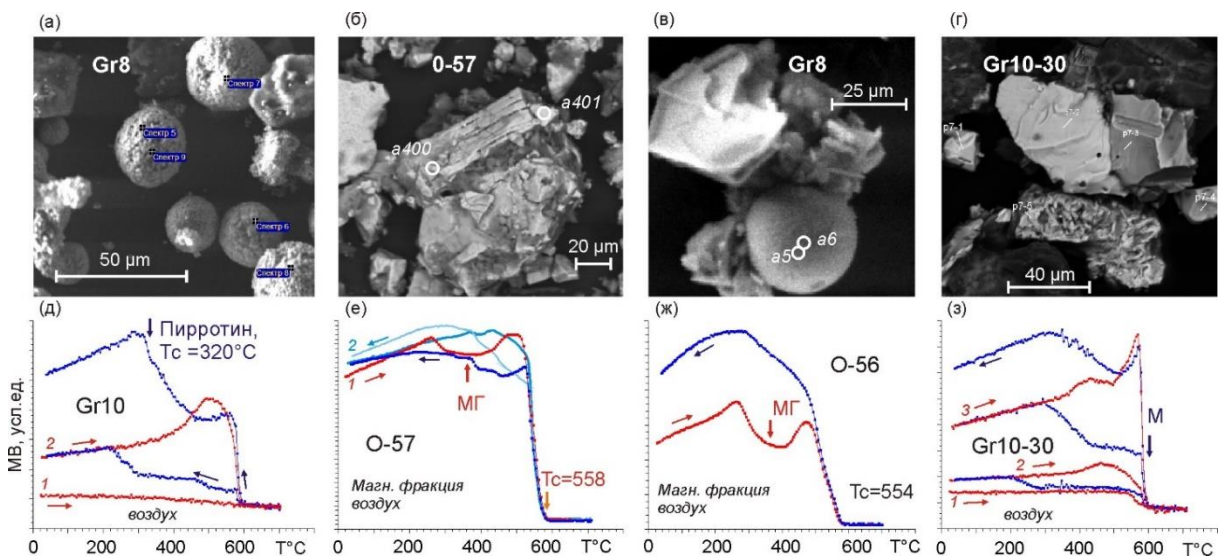


Рис. 4. Зависимость содержания органики от магнитной восприимчивости (а), намагниченности насыщения (б), парамагнитной компоненты (в), содержания кремнезема от MB (г), содержания железа от MB (д) и Jp (е)

*Магнито-минералогические данные.* Состав отсепарированных магнитных фракций из озерных осадков и делювия разнообразный, однако преобладают титаномagnetиты с различным содержанием титана — от долей процента до 25 %. Во многих зернах отмечена примесь алюминия, марганца, ванадия. Некоторые фракции включают ильмениты, а также магнитные сферулы, состоящие преимущественно из железа (рис. 5в). Сферулы более часто отмечены в магнитных фракциях из делювия. Многие зерна имеют характерную трещиноватость, свидетельствующую



о низкотемпературном окислении (маггемитизации) (рис. 5б, г) [9]. Осадки оз. Грязевого содержат фрамбоиды пирита размером до 30 мкм (рис. 5а). Температуры Кюри минералов, определенные по кривым  $(1/MB)$ , составляют от 550 до 580 °С. На кривых нагрева  $MB(T)$  некоторых образцов отмечаются перегибы в области температур 400–450 °С, которые связываются с катиондефицитным магнетитом (маггемитом) (рис. 5е, ж). Этот минерал неустойчив к нагреву, в процессе которого переходит в гематит. Температура маггемит-гематитового перехода может лежать в широком диапазоне — от 250 до 900 °С — и зависит от примесей, размера и формы зерен, степени окисления, генезиса и скорости нагрева [9, 10].



**Рис. 5.** Микрофотографии магнитных фракций (а — г) и кривые термомагнитного анализа (д — з): (а) — фрамбоиды пирита; (б, г) — титаномagnetиты; (в) — магнитная сферула; (д) — кривые ТМА осадков, включающих сульфиды железа; (е, ж, з) — титаномagnetитовые, маггемитовые (МГ) и магнетитовые (М) кривые ТМА. Цифрами курсивом показаны циклы нагрева

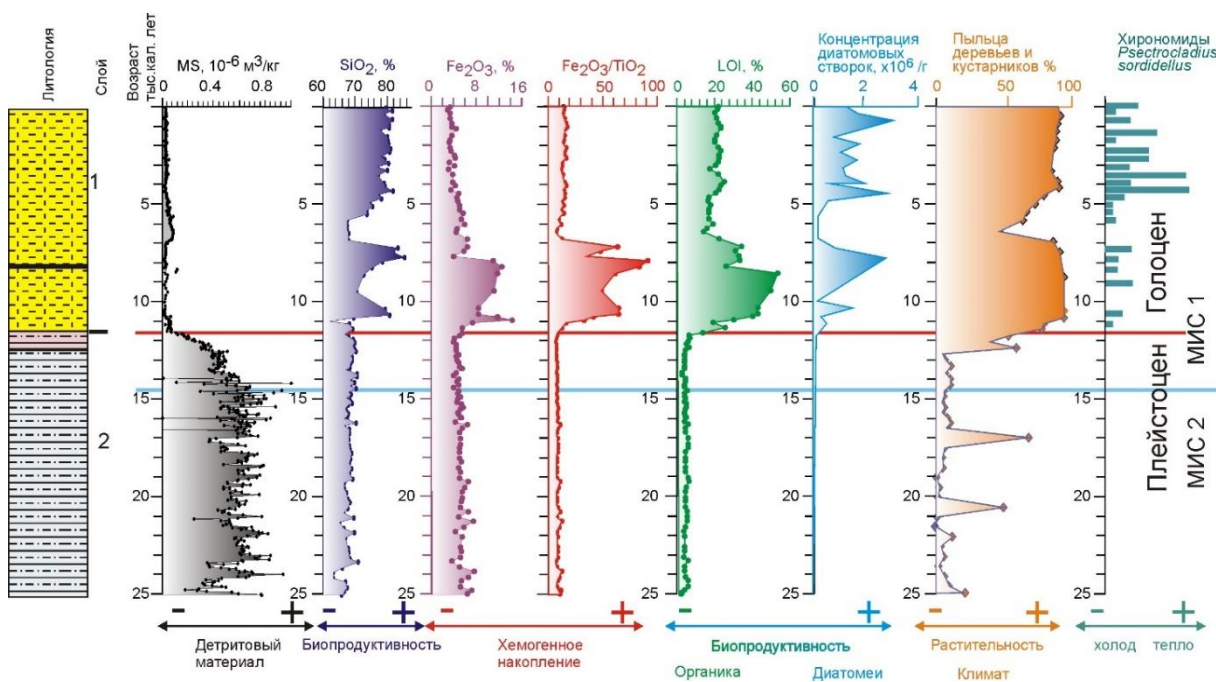
**Диатомовый анализ.** В осадках оз. Грязевого встречена богатая диатомовая флора, представленная 189 видами и внутривидовыми таксонами [7]. На основе изменения концентрации створок диатомей в осадках, соотношения представителей экологических групп и доминантов выделены три диатомовые зоны и четыре подзоны, отражающие тенденцию эволюции диатомовой флоры озера в переходный период от последнего ледникового максимума к голоцену. Практически полное отсутствие диатомей отмечено для осадков, сформировавшихся в позднем плейстоцене во время холодной МИС 2. Частые изменения в доминирующей группе ископаемых сообществ на границе плейстоцена и голоцена зафиксировали неоднократную смену **экологических условий, а увеличение видового богатства и появление планктонных видов с 11.3 тыс. лет т. н. — начало относительно устойчивого потепления.** Резкий скачок концентрации створок в осадках 4.4 тыс. лет т. н. и постоянное присутствие в доминирующей группе бентосных таксонов с крупными створками зафиксировали «теплое» событие на границе среднего / позднего голоцена. Началом становления современного таксономического разнообразия диатомовой флоры озера можно считать рубеж 2.360 тыс. лет т. н.

**Хирономиды.** Среди остатков хирономид выявлено 70 разных таксонов. Доминантами являются 17 таксонов, наибольшей встречаемостью из них отличаются *Corynocera ambigua*, *Psectrocladius septentrionalis* и *P. sordidellus*. Для интервала 251–116 см отмечены частые и резкие смены состава комплексов хирономид, предполагающие изменения окружающей среды. Доминирующим является таксон *Corynocera ambigua*. Среди остатков хирономид встречается довольно

много разных холодолюбивых таксонов (*Tanytarsus lugens*, *Paratanytarsus austriacus*, *Chironomus anthracinus*, *Sergentia coracina*, *Corynocera*, *Micropsectra*, *Hydrobaenus*).

В осадках глубиной 116–10 см в комплексах хирономид преобладают три вида *Corynocera ambigua*, а также *Psectrocladius septentrionalis* и *P. sordidellus*. Два последних таксона предпочитают условия литорали и ассоциированы с макрофитами, указывая на условия довольно мелкого озера с обильно развитой подводной растительностью. На этом этапе условия в озере стали заметно теплее по сравнению с предыдущим этапом.

**Интерпретация и выводы.** Полученные данные указывают на резкие изменения природной среды в конце плейстоцена и голоцене. Для этапа позднего плейстоцена (26.1–12.5 тыс. кал. лет т. н.) реконструированы холодные климатические условия, отсутствие или редкие диатомеи, травянистая растительность (рис. 6).



**Рис. 6.** Характерные показатели изменений условий осадконакопления и природной среды оз. Грязевое

На озере существовал устойчивый ледовый покров, только в летнее время оттаивала кромка льда вблизи берега. В озерном бассейне накапливался сильномагнитный слоистый тонкозернистый детритовый осадок. Отсутствие ветрового перемешивания препятствовало принесению грубозернистых осадков в центральные части озера. Бескислородные условия способствовали накоплению вивианита и пирита. Во время позднего дриаса (12.5–11.7 тыс. кал. лет т. н.), по кровле которого проводится граница плейстоцена и голоцена [11], климатические условия изменились в сторону потепления. В осадках этого этапа постепенно увеличилось содержание органического вещества, приводя к уменьшению величин MB, Js, Jrs. В водном бассейне увеличилось количество диатомей. В растительности окрестностей озера заметную роль стали играть древесные растения. В голоцене, после 11.7 тыс. кал. лет т. н., климатические условия изменились. В озере доминировало биогенное осадконакопление с обилием диатомей. Вследствие разбавления детритового материала биогенным кремнеземом и органикой значения скалярных магнитных характеристик осадков низкие. В раннем голоцене в озере происходило хемогенное накопление железа, содержания которого достигают 14.4 %. Холодные климатические условия установлены в интервале 5.8–7.8 тыс. кал. лет т. н. В осадках этого периода отмечены низкие содержания диатомей и низкие концентрации пыльцы деревьев и кустарников, кремнезема. Они обо-

гащены глиноземом, титаном, магнием, цирконием, рубидием и характеризуются повышенными значениями магнитных параметров (MB, Js, Jrs).

## Благодарности

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00444. Авторы выражают благодарность М. А. Морозовой за проведение палинологического анализа.

## Список литературы

1. Измайлова А. В. Озерные водные ресурсы азиатской части Российской федерации // Водные ресурсы. Т. 45. № 5. С. 453–462. 2018. DOI: 10.1134/S0321059618050097
2. Геологическая карта. Лист Р-56-XXVIII. Масштаб 1:200000 / Сост. В. Е. Литвинов, З. Ф. Литвинова, А. В. Федоров. 1-е изд. 1974.
3. Wright H. E., Mann D. H., Glaser P. H. Piston corers for pea and lake sediments // Ecology. V. 65. P. 657–659. 1984.
4. Day R., Fuller M., Schmidt V. A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. V. 13. P. 260–267. 1977. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
5. Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. V. 107. N. B3. 2002. DOI:10.1029/2001JB000486
6. Ponomareva V. V., Kyle P. R., Melekestsev I. V., Rinkleff P. G., Dirksen O. V., Sulerzhitsky L. D., Zaretkaia N. E., Rourke R. The 7600 (14C) Year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // J. Volcanology and Geothermal Research. V. 136. P. 199–222. 2004. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2004.05.013
7. Черепанова М. В., Минюк П. С., Пожидаева Д. К., Бурнатный С. С. Реакция диатомовых водорослей озера Грязевое (Магаданская область) на изменения окружающей среды Северного Приохотья в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. № 3. Вып. 55. С. 70–86. 2022. DOI: 10.31431/1816-5524-2022-3-55-70-86
8. Blaauw M., Christen J. A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gammaprocess // Bayesian Analysis. V. 6. Iss. 3. P. 457–474. 2011. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
9. Dunlop D., Özdemir Ö. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge: Cambridge University Press. 573 p. 1997.
10. De Boer C. B., Dekkers M. J. Unusual thermomagnetic behaviour of haematites: neoformation of a highly magnetic spinel phase on heating in air // Geophys. J. Int. V. 144. P. 481–494. 2001. [Doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.007](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.007)
11. Cohen K. M., Gibbard P. L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // Quaternary International. V. 500. P. 20–31. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.009>

# Наглядная статистика и изменчивость геомагнитной энергии с 1840 г.

Старченко С. В., Яковлева С. В.

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН  
(ИЗМИРАН), 108850, Россия, г. Москва, Троицк, Калужское ш., 4 e-mail: sstarchenko@mail.ru,  
e-mail: svyakov@inbox.ru

## Аннотация

Проведены наглядные статистические, вероятностные и эволюционные анализы интегральной энергии потенциального геомагнитного поля за 1840–2020 гг. Энергия, образуя практически дискретный спектр, концентрируется вблизи наиболее вероятного и одновременно медианного значения 6,85 ЭДж с относительным стандартным отклонением менее 4 %. Среднеарифметическое и среднеквадратичное значения составляют около 6.94 ЭДж. Минимальное значение энергии равно 6.6 ЭДж, и соответственно диаграмма размаха вытянута в сторону больших значений энергии с максимумом 7.7 ЭДж. Профиль кумулятивной функции энергии совпадает с профилем эволюции энергии за исключением интервала 1915–1970 гг., где энергия состоит из суммы известной в геодинаме и палеомагнетизме постоянной части и малой гармонической части. Для постоянной части характерное время составляет ~ 7.5 тыс. лет. В 1840–1915 гг. величина энергии монотонно уменьшалась с характерным временем около 700 лет, которые требуются для уменьшения величины энергии примерно в  $e$  раз. С 1970 по 2020 г. снова наблюдается режим монотонного снижения, но с меньшей скоростью, соответствующей характерному времени ~ 2 тыс. лет.

## Ключевые слова:

геомагнитная энергия, статистика, эволюция, геодинаме

## 1. Введение

Глобальные вариации наблюдаемого геомагнитного поля наиболее адекватно, на наш взгляд, описываются вариациями интегральной энергии наблюдаемой потенциальной части Главного геомагнитного поля  $E$ . Энергия эта является суммой энергий  $E_n$  стандартных мультиполей ( $a$  — радиус Земли,  $c$  — радиус ее ядра,  $g_n^m$  и  $h_n^m$  — коэффициенты Гаусса):

$$E_n = \frac{2\pi a^3}{\mu_0} \left(\frac{a}{c}\right)^{2n+1} \frac{n+1}{2n+1} \sum_{m=0}^n \left[ (g_n^m)^2 + (h_n^m)^2 \right]. \quad (1)$$

Эта формула могла быть легко получена из известной работы [1], если определить полный вклад  $n$ -гармоники во всю энергию потенциального поля (в Дж) путем интегрирования радиальной плотности энергии (известной как power spectra) по радиусу от границы ядро — мантия  $r = c$  до бесконечности (подробнее см. [2]).

Однако, фактически, мы сначала получили  $E$  самостоятельно, а лишь потом обнаружили всего две работы [3, 4], в которых полная энергия была исследована на ограниченном расстоянии (на протяжении) 80 км от поверхности Земли с 1900 по 2015 г. Далее мы используем это выражение для  $E$  в интерпретации Старченко и Яковлевой [2, 5], детально апробированной на нескольких глобальных геомагнитных моделях [6–9].

Статистические и вероятностные свойства вариаций энергии  $E$ , насколько нам известно, не были еще исследованы. Соответственно, первая задача этой работы — начать исследование этих свойств. Делать это мы будем в следующем разделе 2 на основе одной из наиболее успешных (а из находящихся в открытом доступе — самой, на наш взгляд, лучшей) геомагнитных моделей COV-OBS.x1 [8, 9], охватывающей интервал 1840–2020 гг. Этот интервал весьма невелик, если сравнивать его с основными характерными временами геодинаме, которые составляют величины

порядка тысячи лет и более [5, 10–19]. Таким образом, мы ожидали, что исследуемый интервал в 180 лет вряд ли в состоянии отображать достаточно значимые проявления вариативности гео-динамо, но одно из таких глобальных проявлений, выражающееся в почти дискретном спектре энергии, нами, похоже, было найдено.

Раздел 2 и вторая задача этой работы посвящены статистически-вероятностному анализу энергии с использованием методов анализа экспериментальных данных, или «поискового» анализа, которые впервые были введены Тьюки [20]. Эти методы до сих пор остаются весьма экзотичными для геофизики, а возможно, и для целого ряда других естественных наук. Поэтому мы поясняем их использование в разделе 2. Подобные процедуры обеспечивают наглядный обзор характера данных и, таким образом, предоставляют информацию о необычных распределениях, появлении экстремальных и даже ошибочных значений в наборе данных. Два наиболее часто используемых инструмента такого анализа — диаграмма «стебель-листья» («Stem and Leaf Plot») и диаграмма размаха («Box Plot»), см., например, учебник [21].

Заканчивают статью оценки характерных времен изменчивости энергии, обсуждение и основные результаты в разделе 3, а также выводы в разделе 4.

## 2. Статистически-вероятностный анализ энергии

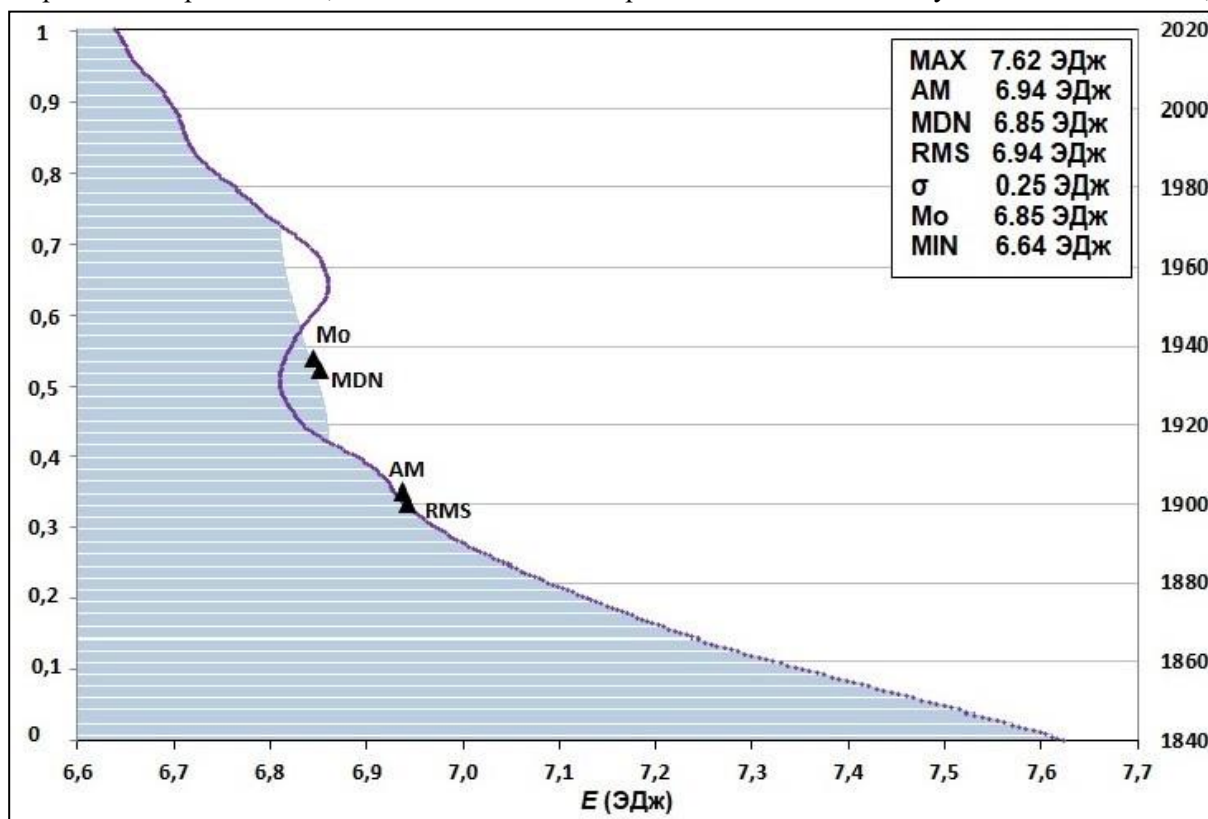
Мы использовали одну из наиболее успешных глобальных геомагнитных моделей COV-OBS.x1 [8, 9], охватывающую интервал 1840–2020 гг. (<http://www.spacecenter.dk/files/magnetic-models/COV-OBSx1>). Из коэффициентов Гаусса этой модели получена 361 полугодичная реализация (на середину полугодического интервала) для энергии  $E$ , которая является суммой всех доступных мультиполей, описываемых формулой (1). Мы расположили все значения энергии подряд от меньшего значения к большему. Это важно для определения экстремальных и медианных значений, а также для построения вероятностных распределений  $E$ . Такие отсортированные значения энергии далее будут интерпретироваться как  $E_i$ , с  $i$  от 1 до  $361 = I$ .

Результирующая кумулятивная функция распределения этих отсортированных  $E_i$  представлена на рис. 1 вместе с изначальной эволюцией энергии  $E(t)$ . Профиль кумулятивной функции на рис. 1 практически совпадает с временным профилем эволюции энергии на более чем двух третях своей протяженности. И только примерно с 1915 по 1970 г. наблюдаются существенные волнообразные отклонения формы этих профилей друг от друга. Резонно предположить, что на протяжении 1915–1970 гг. геодинамо находилось в режиме, отличающемся от монотонных режимов в остальные рассматриваемые годы. Этот «волновой» режим, вероятно, состоит из суммы постоянной части и сравнительно малой по амплитуде гармонической части с периодом около этих 55 лет. При этом темп монотонного убывания энергии заметно ослаб в более современную эпоху (1970–2020) по сравнению с эпохой в начале рассматриваемого временного ряда (1840–1915).

Отсортированные значения энергии  $E_i$  весьма существенно концентрируются у их медианного и одновременно наиболее вероятного (или модального) значения, которые поэтому практически совпадают (точнее, MDN = 6.851, Mo = 6.845 Эдж), и вблизи их наблюдается почти вертикальный профиль кумулятивной функции. От среднего по экстремумам (MAX + MIN) / 2 = 7.13 Эдж энергия  $E$  отклоняется всего на плюс-минус 7 %. Среднеквадратичное отклонение, соответственно, чрезвычайно мало:  $\sigma = 0.25$  Эдж, а среднеарифметическое и среднеквадратичное значения также практически совпадают (M = 6.938 и RMS = 6.943 Эдж).

Для более наглядного и детального статистически-вероятностного анализа в табл. 1 представлена диаграмма «стебель-листья», которую мы определили, следуя идее «Stem and Leaf Plot»,

см., например, [21]. В качестве «стебля» (крайний левый столбец) мы используем значения энергии с шагом 0.1 ЭДж для каждой строки, или «ветки». Внутри каждой такой строки возможны 10 различных реализаций, или «листьев». Они представлены соответствующими значениями,



**Рис. 1.** Кумулятивная функция распределения (гистограмма) и эволюция энергии (ромбы) в ЭДж по горизонтальной оси. Левая вертикальная ось — безразмерная величина вероятности того, что значение энергии  $E$  меньше или равно значению аргумента кумулятивной функции  $E_i$ . Правая вертикальная ось  $t$  в годах — для изначальной эволюции энергии  $E(t)$ . В правом верхнем углу приведены основные статистические параметры: MAX — максимальное значение, M — среднее арифметическое, MDN — медиана, RMS — среднее квадратичное,  $\sigma$  — среднеквадратичное отклонение, Mo — мода, или наиболее вероятное значение, MIN — минимальное значение

кратными 0.01 ЭДж, которые плюсятся к значению «стебля». Таким образом, наибольшее число реализаций (125) попадает на «ветку» со значениями энергии, находящимися в пределах диапазона 6.80–6.899. При этом получается, что наиболее часто встречающиеся значения — это 6.81 и 6.85 ЭДж, которые реализуются 34 и 23 раза соответственно. Таким образом, мы фактически имеем, вообще говоря, бимодальное распределение. Однако если усреднить значения  $E_i$  внутри соответствующей «ветки», то можно признать наиболее вероятным значением  $Mo = 6.845$  ЭДж.

Перейдем теперь к более качественным, но при этом весьма наглядным и понятным графическим анализам, которые основаны на табл. 1 и представлены на рис. 2 как гистограмма и диаграмма размаха. Под гистограммой здесь и далее подразумевается ступенчатая функция распределения вероятностей. Высота каждого столбца гистограммы (или эквивалентно — значение каждой ступеньки функции распределения) получается из соответствующей строки-«ветки» в табл. 1 посредством деления количества реализаций  $n$  или «листьев» внутри «ветки» на общее количество (361) реализаций и на фиксированную (0.1 ЭДж) ширину каждой ступеньки или столбца гистограммы. При этом очевидным образом выполняется и нормировочное условие —



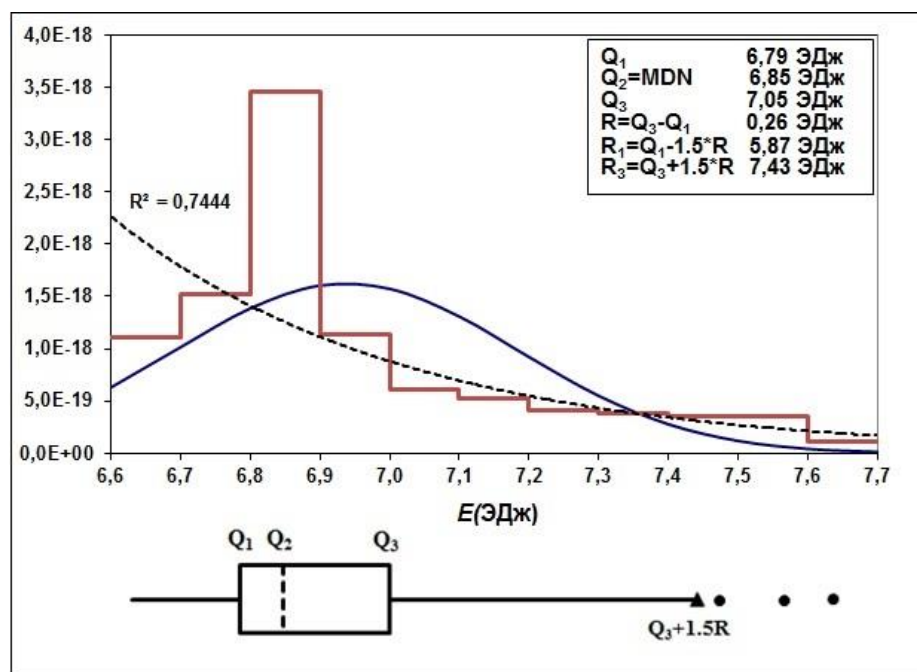
интеграл значений гистограммы по энергиям от 6.6 до 7.7 ЭДж равен 1, т. е. площади под функцией распределения.

**Таблица 1.** Диаграмма «стебель-лист» для энергии (в ЭДж)

Стебель $S$	Ветки (строки) с листьями (цифры $D \mid E = S + 0.01D$ )	n	AM
7,6+	1 1 2 2	4	7,614
7,5+	0 1 2 3 3 4 5 6 7 7 8 9 9	13	7,554
7,4+	0 1 2 2 3 4 5 6 6 7 8 9 9	13	7,453
7,3+	0 0 1 2 3 3 4 5 6 6 7 8 9 9	14	7,349
7,2+	0 0 1 2 2 3 3 4 5 5 6 7 7 8 9	15	7,246
7,1+	0 0 1 1 2 2 3 3 4 4 5 6 6 7 7 8 8 9 9	19	7,150
7,0+	0 0 1 1 1 2 2 3 3 4 4 5 5 6 6 6 7 7 8 8 9 9	22	7,049
6,9+	0 0 0 1 1 1 1 1 2 2 2 2 2 2 3 3 3 3 3 4 4 4 4 4 5 5 5 6 6 6 6 7 7 7 8 8 8 9 9 9	41	6,945
6,8+	0 0 0 0 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 3 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 4 5 6 6 6 6 6 6 6 6 6 6 7 7 7 8 8 8 9 9 9 9	125	6,837
6,7+	0 0 0 0 0 0 0 0 0 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 2 2 2 2 2 2 3 3 3 3 3 4 4 4 4 4 5 5 5 6 6 6 6 7 7 7 7 8 8 8 8 9 9 9 9	55	6,739
6,6+	3 4 4 4 4 4 4 4 5 5 5 5 5 5 5 5 5 6 6 6 6 6 7 7 7 7 7 8 8 8 8 8 9 9 9 9 9 9 9 9 9 9	40	6,668

Примечание:  $n$  — количество соответствующих реализаций,  $AM$  — среднеарифметическое значение (в ЭДж), жирным шрифтом выделена главная (**1**) мода и следующая за ней (**5**).

Для сравнения на гистограмму (рис. 2) нанесено нормальное распределение (непрерывная кривая) с тем же средним ( $M$ ) и той же дисперсией ( $\sigma$ ), что и у этой гистограммы. Также нанесено экспоненциальное распределение (штриховая кривая), которое несколько лучше (с ошибкой порядка 25 %) аппроксимирует полученное распределение. Очевидно, гладкой кривой довольно трудно аппроксимировать почти дискретное исследуемое здесь распределение энергии.



**Рис. 2.** Ступенчатая функция распределения вероятности реализаций  $E_i$ . Размерность по вертикальной оси 1/Дж. Методом наименьших квадратов построена экспоненциальная зависимость (пунктирная кривая), аппроксимирующая гистограмму с достоверностью  $R^2 = 0.7444$ . Приведена нормальная функции распределения (сплошная кривая) с тем же средним и дисперсией. Внизу — диаграмма размаха.  $Q_1, Q_2, Q_3$  — границы значений, соответствующие квартилям 25 %, 50 % и 75 % в масштабе исследуемой величины,  $R = Q_3 - Q_1$  — размах между квартилями. Численные значения этих величин приведены в правом верхнем углу рисунка

Для еще более наглядной интерпретации наших статистических результатов представим, следуя [21], диаграмму размаха (оригинальное название «Box Plot», или «ящик с усами»). Она расположена в нижней части рис. 2. Первый квартиль в масштабе исследуемой величины  $Q_1$ , или «левая грань ящика» (см. также табл. 1) задает границу 25 % первых реализаций, второй (вертикальный пунктир) равный медианной величине  $Q_2 = MDN$  — половину, а третий  $Q_3$  — 75 %. Для построения распределений вне «ящика» вычисляется размах меж квартилями  $R = Q_3 - Q_1$ , который примерно равен двум сигма ( $2\sigma$ ), или двойной дисперсии. Слева от «ящика», образованного квартилями, все значения ряда, включая минимальное, оказались как внутри внешней границы  $R_1 = Q_1 - 3R$ , так и внутри внутренней  $R_2 = Q_1 - 1.5R$ , поэтому этих границ мы не видим. Справа же фиксируется внутренняя граница  $R_3 = Q_3 + 1.5R$ , однако за пределы внешней границы  $R_4 = Q_3 + 3R$  значения не выходят, поэтому она тоже не может быть отображена. Заполненные кружочки отражают выбросы за внутреннюю границу. Прямыми линиями обозначены так называемые «усы», т. е. совокупность значений ряда, выходящих за пределы ящика, но не выходящих за пределы внутренней границы.

Главной статистической особенностью энергии  $E$  является ее чрезвычайно сильная ( $SD/RMS < 0.04$ ) концентрация вблизи практически совпадающих величин  $Mo$  и  $MDN$ . Поэтому представляется допустимым считать, что величина энергии имеет тенденцию к стабилизации вблизи некоторого выделенного уровня. Другими словами, получаем в определенном смысле почти дискретный спектр энергий, который, насколько нам известно, не был еще исследован как теоретически на упрощенных и самосогласованных моделях геодинamo, так и практически, исходя из непосредственных наблюдений и долговременных архео- и палеорекопструкций.

### 3. Характерные времена, обсуждение и результаты

Как уже отмечалось выше в описании к рис. 1, рассматриваемый временной интервал изменчивости энергии  $E(t)$  при его сравнении с отсортированными  $E_i$  разбивается на два монотонных и один «волнообразный» интервал между ними. Соответственно, представляется разумным сопоставить отсортированные значения с этими временными интервалами, чтобы оценить характерные времена геодинamo. Первый монотонный интервал начинается от 7.62 ЭДж в 1840 г. и заканчивается на 6.85 ЭДж в 1915 г. Оценим, исходя из этих величин, первое характерное время как среднее значение, деленное на производную:

$$(7.62 + 6.85) (1915 - 1840) / (7.62 - 6.85) / 2 = 704 \text{ [года]}.$$

Второй интервал, «волнообразный» для энергии  $E(t)$ , для отсортированных  $E_i$  начинается от 6.85 ЭДж в 1915 г. и заканчивается на 6.8 ЭДж в 1970 г. Соответственно, для второго характерного времени получаем:

$$(6.85 + 6.8) (1970 - 1915) / (6.85 - 6.8) / 2 = 7508 \text{ [лет]}.$$

Третье характерное время опирается на монотонный режим с 6.63 ЭДж в 2020 г. и получается из

$$(6.8 + 6.63) (2020 - 1970) / (6.8 - 6.63) / 2 = 1975 \text{ [лет]}.$$



Таким образом, получаем, что в первом временном интервале происходило монотонное понижение энергии с характерным временем около 700 лет, которые требуются для уменьшения значения энергии примерно в  $e$  раз при сохранении такого темпа (детальнее см. [5, 14]). Затем геодинамо перешло в принципиально иной немонотонный и, возможно, квазипериодический режим с аналогичным характерным временем порядка 7500 лет, что хорошо согласуется с археомагнитными и палеомагнитными исследованиями [12, 17–19]. В современную эпоху геодинамо опять перешло в режим монотонного снижения значений энергии, но в несколько раз меньшими темпами с характерным временем порядка  $2 \cdot 10^3$  лет. Отметим, что подобные «частично монотонные» режимы, насколько нам известно, еще практически не исследованы.

При этом главной статистической особенностью энергии  $E$  является ее концентрация вблизи 6.85 ЭДж со среднеквадратичным отклонением менее 4 %. Представляется допустимым считать, что величина энергии имеет тенденцию к стабилизации вблизи некоторого выделенного уровня. Другими словами, получаем в определенном смысле почти дискретный спектр энергий, который, насколько нам известно, не был еще исследован.

Проводимые в этой работе статистические исследования энергии  $E$  являются практически полностью поисковыми, поскольку они прежде всего нацелены на определение гипотетических закономерностей для преимущественно неслучайных процессов геодинамо. При этом мы осознаем, что не можем претендовать на достаточно большую точность выдвигаемых гипотез, поскольку используемый нами 180-летний ряд слишком короток по сравнению с наиболее характерными тысячелетними временами геодинамо. С другой стороны, именно используемый нами временной ряд отличается несравненно более точной датировкой и надежностью *наблюдательного* определения величин  $E$  по сравнению с достаточно долговременными археомагнитными и палеомагнитными, но все-таки лишь гипотетически *реконструируемыми*, моделями древнего поля. Поэтому представляется вполне адекватным проведенное поисковое исследование на основе короткого, но достаточно точного ряда с перспективой верификации на относительно длинных, но грубых архео/палеорядах и геодинамо-моделях, соответствующих выдвинутым нами гипотезам, которые базируются на естественном предположении об эргодичности рассматриваемых процессов.

Наше исследование соотносится с работой Bouligand et al. [16], которые, основываясь на еще более коротком, но предельно точном ряде спутниковых наблюдений, исследовали статистические свойства коэффициентов Гаусса, дополнительно привлекая соответствующим образом нормированные долговременные численные геодинамо-модели. В их исследовании было показано, что все эти коэффициенты, за исключением осевого диполя, могут быть смоделированы стационарными и дифференцируемыми стохастическими процессами, характеризующимися лишь одной временной шкалой. Аналогичное положение о неслучайном поведении осевого диполя на исторических моделях было обосновано Hulot and Le Mouél [22], в то время как до сих пор некоторые ученые продолжают считать, что все коэффициенты Гаусса являются случайными величинами, см., например, работы [8, 9, 16] и ссылки в них. Однако исследуемая в этой работе энергия  $E$  в большей степени определяется именно осевым диполем, а все остальные коэффициенты входят в  $E$  интегрально, что может дополнительно придать их вкладу неслучайный характер.

В заключение, мы согласны с тем, что точность нашего исследования невысока, но оно базируется на прямых измерениях геомагнитного поля. Поэтому его точность не хуже, а, скорее всего, и лучше точности реконструкционных, исходно гипотетических и единственно нам доступных альтернативных моделей древнего поля и динамо-модели с характерными временами более нескольких сот лет. Прояснение же и даже исходное определение подобной точности, безусловно, потребует большой отдельной работы.

#### 4. Выводы

1. Значения энергии  $E$  на интервале 1840–2020 гг. образуют практически дискретный спектр, концентрируясь у медианного и наиболее вероятного значения:  $MDN = 6.851$  и  $Mo = 6.845$  ЭДж, так что вблизи них наблюдается почти вертикальный профиль кумулятивной функции (рис. 1). От среднего по экстремумам  $(MAX + MIN) / 2 = 7.13$  ЭДж энергия  $E$  отклоняется всего на  $\pm 7\%$ . Среднеквадратичное отклонение чрезвычайно мало:  $\sigma = 0.25$  ЭДж, а среднеарифметическое и среднеквадратичное значения составляют, соответственно,  $M = 6.938$  и  $RMS = 6.943$  ЭДж.
2. Наглядный и детальный статистически-вероятностного анализ основан на диаграмме из табл. 1. Наибольшее число реализаций (125) находится в пределах 6.80–6.899. Наиболее часто встречающиеся значения — это 6.81 и 6.85 ЭДж (34 и 23 раза соответственно). Это почти бимодальное распределение, а усредненно (по значениям внутри интервала дискредитации «толщиной» 0.1 ЭДж) наиболее вероятно  $Mo = 6.845$  ЭДж.
3. Исходя из табл. 1 получена ступенчатая функция распределения вероятностей и диаграмма размаха (рис. 2). Слева от «ящика» диаграммы размаха, образованного квартилями  $Q_1 = 6.79$  ЭДж и  $Q_3 = 6.85$  ЭДж, все значения ряда, включая минимальное, оказались как внутри внешней границы  $R_1 = Q_1 - 3R = 5.87$  ЭДж (где размах  $R = Q_3 - Q_1 = 0.26$  ЭДж), так и внутри внутренней  $R_2 = Q_1 - 1.5R = 5.13$  ЭДж. Справа же фиксируется внутренняя граница  $R_3 = Q_3 + 1.5R = 7.43$  ЭДж, однако за пределы внешней границы  $R_4 = Q_3 + 3R = 7.82$  ЭДж значения не выходят.
4. Профиль кумулятивной функции (рис. 1) практически совпадает с временным профилем эволюции энергии на более чем двух третях своей протяженности. И только примерно с 1915 по 1970 г. наблюдаются волнообразные отклонения формы этих профилей друг от друга. Поэтому на протяжении 1915–1970 гг. геодинамо могло быть в режиме, отличающемся от монотонных режимов в остальные годы. Этот режим, вероятно, состоит из суммы постоянной части и малой гармонической части.
5. С 1840 по 1915 г. величина энергии монотонно уменьшалась с характерным временем около 700 лет, которые требуются для уменьшения значения энергии в примерно  $e$  раз при сохранении такого темпа. В 1915–1970 гг. геодинамо было в ином режиме с характерным временем  $\sim 7.5$  тыс. лет, что согласуется с археомагнитными и палеомагнитными исследованиями. С 1970 по 2020 г. геодинамо опять находилось в режиме монотонного снижения значений энергии, но в несколько раз меньшими темпами с характерным временем  $\sim 2$  тыс. лет.

#### Список литературы

1. Lowes F.J. Spatial power spectrum of the main geomagnetic field, and extrapolation to the core // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* V. 36. P. 717–730. 1974.
2. Старченко С. В., Яковлева С. В. Спектры энергии и мощности потенциального геомагнитного поля с 1840 г. // *Геомагнетизм и аэрономия*. Т. 59. № 2. С. 258–264. 2019.
3. Xu Wen-yao. Unusual behavior of the IGRF during the 1945–1955 period // *Earth Planets Space*. V. 52. P. 1227–1233. 2000.
4. Bayanjargal G. The total energy of geomagnetic field // *Geomech. Geophys. Geoenerg. Geo-resour.* V. 1. N 1–2. P. 29–33. 2015.
5. Старченко С. В., Яковлева С. В. Двухвековая эволюция и статистика времен вариаций энергии потенциального геомагнитного поля // *Геомагнетизм и аэрономия*. Т. 61. № 5. С. 661–671. 2021.
6. Thébault E., Finlay C. C., Beggan C. D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12<sup>th</sup> generation // *Earth Planets Space*. V. 67. P. 79–98. 2015.

7. Jackson A., Jonkers A. R. T., Walker M. R. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records // *Phil. Trans. R. Soc. Lond. V. A358*. P. 957–990. 2000.
8. Gillet N., Jault D., Finlay C. C., Olsen N. Stochastic modeling of the Earth's magnetic field: inversion for covariances over the observatory era // *Geochem. Geophys. Geosyst. V. 14. N. 4*. P. 766–786. 2013.
9. Gillet N., Barrois O., Finlay C. C. Stochastic forecasting of the geomagnetic field from the COV-OBS.x1 geomagnetic field model, and candidate models for IGRF-12 // *Earth Planets Space. V. 67. Art. N. 71*. 2015.
10. Брагинский С. И. Аналитическое описание геомагнитного поля прошлых эпох и определение спектра магнитных волн в земном ядре // *Геомагнетизм и аэрономия. Т. 14. № 3*. С. 522–529. 1974.
11. Бураков К. С., Галягин Д. К., Начасова И. Е., Решетняк М. Ю., Соколов Д. Д., Фрик П. Г. Вейвлет-анализ напряженности геомагнитного поля за последние 4000 лет // *Физика Земли. № 9*. С. 773–778. 1998.
12. Начасова И. Е., Пилипенко О. В. Археомагнитные исследования в институте Физики Земли им. О. Ю. Шмидта (исторический обзор и основные результаты) // *Физика Земли. № 2*. С. 123–136. 2019.
13. Старченко С. В. Гармонические источники главного геомагнитного поля // *Геомагнетизм и Аэрономия. Т. 51. № 3*. С. 412–418. 2011.
14. Старченко С. В., Яковлева С. В. Определение удельных временных вариаций энергии потенциального геомагнитного поля из модели IGRF // *Геомагнетизм и аэрономия. Т. 59. № 5*. С. 1–6. 2019.
15. Старченко С. В., Иванов В. В. Природа диффузии, генерации и дрейфа геомагнитного диполя с 1900 по 2010 г. // *Доклады Академии наук. Т. 448. № 1*. С. 89–91. 2013.
16. Bouligand C., Gillet N., Jault D., Schaeffer N., Fournier A., Aubert J. Frequency spectrum of the geomagnetic field harmonic coefficients from dynamo simulations // *Geophys. J. Int. V. 207. N. 2*. P. 1142–1157. 2016.
17. Morzfeld M., Buffett B. A. A comprehensive model for the kyr and Myr timescales of Earth's axial magnetic dipole field // *Nonlinear Proc. Geophys. V. 26. N. 3*. P. 123–142. 2019.
18. Panovska S., Finlay C. C., Hirt A. M. Observed periodicities and the spectrum of field variations in Holocene magnetic records // *Earth Planet. Sci. Lett. V. 379*. P. 88–94. 2013.
19. Panovska S., Constable C. G., Korte M. Extending global continuous geomagnetic field reconstructions on timescales beyond human civilization // *Geochem. Geophys. Geosyst. V. 19. N. 12*. P. 4757–4772. 2018.
20. Tukey J. W. *Exploratory Data Analysis*. Addison-Wesley Pub. Co., Reading, Massachusetts, USA. 712 p. 1977.
21. Freund R. J., Mohr D. L., Wilson W. J. *Statistical Methods*. 3d ed. Academic press (Salt Lake City, USA). 800 p. 2010.
22. Hulot G., Le Mouél J. L. A statistical approach to the Earth's main magnetic field // *Phys. Earth Planet. Inter. V. 82. N. 3–4*. P. 167–183. 1994.

## Секция SG. Сейсмология и Геодинамика

DOI: 10.53454/978598620\_56

### **Актуальность мониторинга флуктуаций скорости современных вертикальных движений земной коры на площадке размещения объекта использования атомной энергии**

Лободенко И. Ю., Фихиева Л. М.

Федеральное бюджетное учреждение «Научно-технический центр по ядерной и радиационной безопасности (ФБУ «НТЦ ЯРБ»), 107140, Россия, г. Москва, Малая Красносельская ул., 2/8, корп. 5,  
e-mail: secnrs@secnrs.ru

#### **Аннотация**

Изучение природных процессов и явлений глобального масштаба, а также оценка их связи с наблюдаемым изменением климата и повышением интенсивности метеорологических и гидрологических явлений являются весьма актуальными в мировой науке в настоящее время. С одной стороны, в настоящее время фиксируется глобальное потепление климата в виде изменения температуры, с другой стороны, это изменение может вызвать опасные процессы и явления в верхних геосферах Земли. Например, в литосфере может происходить изменение напряженно-деформированного состояния горных пород, накопление деформаций, тектонические смещения и разрывы, тектонический крип, активизация грязевого вулканизма, землетрясения. Согласно нормативным требованиям НП-064-17, анализы стойкости зданий, сооружений, систем (элементов) объектов использования атомной энергии (ОИАЭ) должны выполняться для каждого независимого внешнего воздействия и с учетом возможного его взаимообусловленного сочетания и взаимодействия с другими внешними воздействиями, принятыми в проекте. В статье рассматривается оценка непревышения, полученная по результатам обработки результатов мониторинговых наблюдений значений осадки и крена зданий и сооружений ОИАЭ вследствие взаимодействия двух природных процессов и явлений: осадки и деформации грунтов оснований зданий и сооружений и градиента скорости современных вертикальных движений земной коры (поверхности) (СВДЗК) на площадке размещения атомной станции (АС). Оценка флуктуаций значений скорости СВДЗК за период 1989–2020 гг. была выполнена в районе и на площадке размещения Кольской АС. По данным исследований отмечается замедление процесса изостатического поднятия центральной части Кольского полуострова и района размещения Кольской АС, а также отмечается, что влияние СВДЗК на стойкость зданий, сооружений, систем (элементов) Кольской АС в 2020 г. уменьшилось относительно 1989 г.

#### **Ключевые слова:**

современные движения земной коры, мониторинг, геодезический мониторинг, флуктуации скорости современных вертикальных движений земной коры

#### **Введение**

Не дай нам Бог жить в эпоху великих перемен.

*Конфуций*

В настоящее время в мировой науке активизировались научные исследования по изучению природных процессов и явлений глобального масштаба. Возросший интерес к результатам этих исследований со стороны государственных и общественных организаций и СМИ объясняется наблюдаемым изменением климата и повышением интенсивности метеорологических и гидрологических явлений в планетарном масштабе. Наблюдаемое изменение климата хорошо вписывается в цикличность процессов, происходящих в верхних геосферах Земли [1] и приведенных в табл. 1.

**Таблица 1.** Цикличность процессов, происходящих в верхних геосферах Земли (по [1] с изменениями)

№ п/п	Цикличность (длительность)	Причина	Следствия
1	Короткопериодическая (сутки)	Суточное вращение Земли вокруг своей оси	Геологические следствия действия морских приливов и отливов. Изменения температуры земной поверхности (особенно в пустынях). Цикличность биологической продуктивности и фотосинтеза, связанные со сменой дня и ночи и т. д.
2	Сезонная (сезон / год)	Периодичность обращения Земли вокруг Солнца	Времена года и связанные с ними метеорологические и гидрологические явления
3	Солнечная активность (11 лет)	Процессы, происходящие на Солнце	Магнитные бури, уровень сейсмической активности
4	Среднепериодическая (400–20 000 лет)	Изменения параметров земной орбиты, наклона и прецессии оси ее вращения	Чередования ледниковых межледниковых эпох и связанное с ним изменение уровня Мирового океана, изменения литологического состава и мощности паралических угленосных толщ, эвапоритов и других внеледниковых отложений
5	Длиннопериодическая (30–45 млн лет)	Геологические процессы, связанные с динамикой геосфер (изостазия, денудация, осадконакопление)	Прогибание земной поверхности в пределах обособленного фрагмента земной коры
6	Циклы Бертрана (150–200 млн лет)	Эндогенная активность Земли	Вариации различных форм тектонической и вообще эндогенной активности Земли отдельно для каледонского цикла, палеозоя и всего фанерозоя
7	Глобальные мегациклы (200–800 млн лет)	Эндогенный режим Земли	Распад суперконтинентов на отдельные континенты, появление вторичных океанических пространств
8	Крупномасштабная периодичность	Распределение плотности звездной материи во Вселенной	Гигантские катастрофы

Можно констатировать, что:

- высокочастотная цикличность процессов, происходящих в верхних геосферах Земли, вплоть до циклов продолжительностью в первые миллионы лет, непосредственно определяется астрономическими факторами;
- низкочастотная цикличность, длительностью от десятков до сотен миллионов лет, определяется изменением эндогенного режима Земли. Однако более чем вероятно, что эти длиннопериодические циклы обязаны своим проявлением резонансу глубинных процессов с воздействием на Землю космических факторов;
- в первой четверти XXI в. происходит среднепериодическая смена процессов в верхних геосферах Земли.

Наблюдаемое в настоящее время глобальное потепление климата в виде изменения температуры может вызвать следующие опасные процессы и явления в верхних геосферах Земли (рис. 1).



**Рис 1.** Влияние глобального потепления климата на верхние геосферы Земли

Опасные процессы и явления, происходящие в верхних геосферах Земли, учитываются в действующих нормативных документах России, регулирующих безопасность объектов использования атомной энергии (ОИАЭ) на всех стадиях жизненного цикла последних [2–4].

Нормативное обеспечение учета внешних природных воздействий на ОИАЭ в районе и на площадке размещения

Согласно требованиям п. 2.2 НП-064-17 [2], при размещении и проектировании ОИАЭ для процессов, явлений и факторов природного и техногенного происхождения устанавливается степень опасности по последствиям воздействия на ОИАЭ. Сводная таблица, содержащая степени опасности по последствиям воздействия на ОИАЭ, приведена в приложении № 3 к НП-064-17.

В проекте ОИАЭ, включая атомные станции (АС), согласно требованиям п. 2.1.5 НП-064-17, устанавливаются и обосновываются значения параметров внешних природных воздействий с оцененной вероятностью возникновения на интервале в один год  $10^{-4}$  и выше. Таким образом, в проекте ОИАЭ учитываются среднепериодические значения параметров внешних природных воздействий.

Согласно требованиям п. 3.5 НП-064-17, анализы стойкости зданий, сооружений, систем (элементов) ОИАЭ, включая АС, должны выполняться для каждого независимого внешнего воздействия и с учетом возможного его взаимообусловленного сочетания и взаимодействия с другими внешними воздействиями, принятыми в проекте. Таким образом, стойкость зданий, сооружений, систем (элементов) ОИАЭ на изменения воздействия температуры должна оцениваться с учетом взаимообусловленного сочетания и взаимодействия с другими перечисленными выше внешними воздействиями в верхних геосферах Земли. Неучет в проекте требований п. 3.5 НП-

064-17 может стать причиной аварийных ситуаций. Примером могут служить известные события на американских атомных станциях. Так, в июне 2011 г. в результате аномальных метеорологических явлений в США были подтоплены две атомные станции — АС «Форт Калхун» и АС «Купер». Проливные дожди в штатах Монтана и Северная Дакота, а также тающий снег в Скалистых горах привели к сильному паводку на реке Миссури. Вода, вышедшая из берегов реки Миссури, после разрушения оградительной дамбы высотой 2.5 метра начала поступать в турбинный комплекс станции «Форт Калхун» (рис. 2).



**Рис. 2.** Паводковые воды реки Миссури затопили территорию АС «Форт-Калхун» в штате Небраска в США (фото: <http://www.nwo.usace.army.mil/html/op-e/flood2011/govtresources2.html>)

Таким образом, впервые за весь период эксплуатации всех атомных станций мира в результате взаимодействия аномальных метеорологических явлений (ливни + интенсивное таяние снегов) были затоплены территории двух атомных станций, что свидетельствует о превышении принятых в проекте АС значений метеорологических и гидрологических параметров.

Согласно требованиям п. 3.7 НП-064-17 регулируется непревышение значений проектных основ вследствие взаимодействия двух природных процессов и явлений: современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) на площадке размещения ОИАЭ и осадки и деформации грунтов оснований зданий и сооружений (далее — ЗиС).

Оба отмеченных выше природных процесса и явления влияют на относительный крен ЗиС ОИАЭ.

Таким образом, в проекте ОИАЭ:

- с учетом физико-механических свойств грунтов оснований определяются расчетные проектные значения осадки и относительного крена фундаментов ЗиС, направление крена фундаментов не определяется;
- определяется значение градиента скорости СВДЗК и его направление; учитывается «накопительный» по времени характер наклона (крена) площадки размещения ОИАЭ вследствие градиента скорости СВДЗК на площадке;
- определяется суммарный крен фундаментов ЗиС, образованный за счет осадки и деформации грунтов оснований ЗиС ОИАЭ и наклона (крена) площадки размещения ОИАЭ вследствие СВДЗК.

В проекте АС учет указанных выше кренов происходит как сложение двух векторов на основе консервативного подхода, когда направления векторов совпадают. В проекте отмечается время, когда значение суммарного крена, определенного на основе консервативного подхода, достигнет принятых в проекте предельно допустимых нормативных значений. Ниже в качестве примера приведены процентные значения суммарного крена ЗиС АС после 60 лет эксплуатации АС относительно предельно допустимого нормативного значения крена, равного 0.001 (см. табл. 2 и 3).

**Таблица 2.** Значения суммарного крена ЗиС АС после 60 лет эксплуатации АС с учетом градиента скорости СВДЗК, равного  $10^{-5}$  и более 1/год (I степень опасности по НП-064-17)

Грунты оснований ЗиС ОИАЭ	Крен ЗиС АС относительно предельно допустимого нормативного крена 0.001 (в %)	Крен целикового блока земной коры, на котором размещена площадка АС, за 60 лет относительно предельно допустимого нормативного крена 0.001 (в %)	Суммарный крен ЗиС АС после 60 лет эксплуатации относительно предельно допустимого нормативного значения 0.001 (в %)
Скальные	0	60 и более	60 и более
Полускальные	до 60	60 и более	<b>120</b> и более
Осадочные	до 80	60 и более	<b>140</b> и более

**Таблица 3.** Значения суммарного крена ЗиС АС после 60 лет эксплуатации АС с учетом градиента скорости СВДЗК, равного от  $10^{-8}$  до  $10^{-5}$  1/год (II степень опасности по НП-064-17)

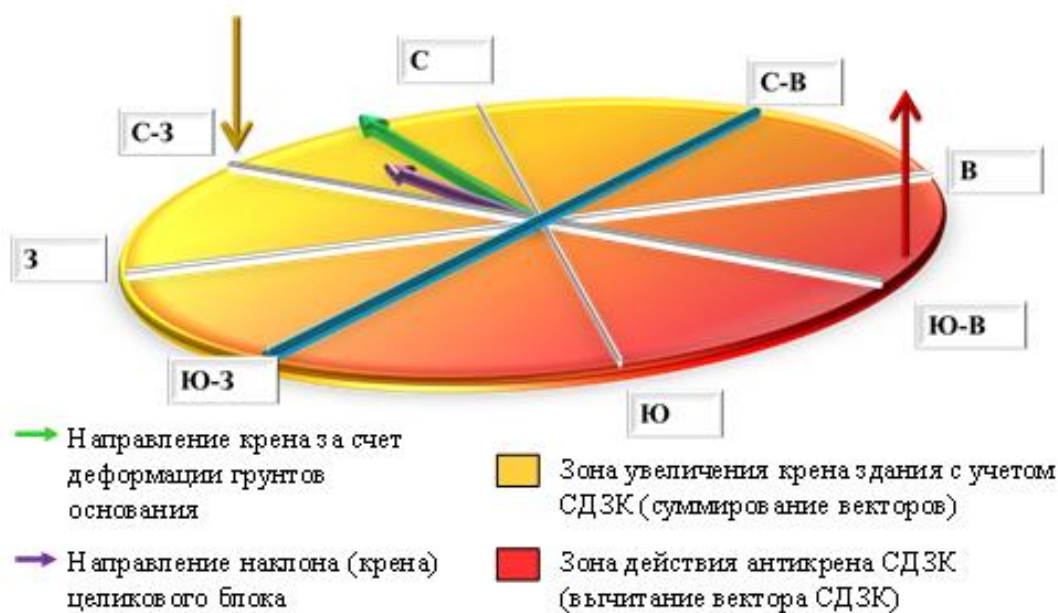
Грунты оснований ЗиС ОИАЭ	Крен ЗиС АС относительно предельно допустимого нормативного крена 0.001 (в %)	Крен целикового блока земной коры, на котором размещена площадка АС, за 60 лет относительно предельно допустимого нормативного крена 0.001 (в %)	Суммарный крен ЗиС АС после 60 лет эксплуатации относительно предельно допустимого нормативного значения 0.001 (в %)
Скальные	0	0.6–59	0.6–59
Полускальные	до 60	0.6–59	60.6– <b>119</b>
Осадочные	до 80	0.6–59	80.6– <b>139</b>

Как видно из табл. 2 и 3, за 60 лет эксплуатации АС крен целикового блока земной коры, на котором размещена площадка АС, может составлять от 0.6 % до более 60 % относительно предельно допустимого нормативного крена 0.001 в зависимости от значений градиента скорости СВДЗК на площадке. Соответственно, суммарный крен ЗиС АС после 60 лет эксплуатации может составлять более 140 % предельно допустимого нормативного значения, равного 0.001. Поэтому важно в проекте отмечать время, когда значение суммарного крена, определенного на основе консервативного подхода, достигнет предельно допустимых нормативных значений. На время достижения суммарного крена ЗиС АС предельно допустимых значений в проекте АС предусматриваются и обосновываются технические средства и организационные мероприятия, предназначенные для обеспечения стойкости систем и элементов АС, важных для безопасности.

На стадии ввода в эксплуатацию после установки оборудования и тем самым достижения 100 % проектной нагрузки на фундаменты ЗиС по результатам геодезического мониторинга определяются фактические значения и направления осадки и кренов за счет деформации грунтов оснований, оценивается непревышение проектных расчетных и предельно допустимых значений.



Для каждого ЗиС ОИАЭ уточняется значение и направление фактического суммарного крена с учетом градиента скорости СВДЗК на площадке и оценивается не превышение фактическим суммарным креном расчетных проектных и предельно допустимых нормативных значений крена (НП-064-17, требование п. 3.7). Максимальный фактический суммарный крен здания или сооружения ОИАЭ образуется при одинаковых направлениях наклона (крена) площадки размещения ОИАЭ за счет СВДЗК и крена фундамента здания или сооружения за счет неравномерной осадки грунтов основания (рис. 3) [5]. И наоборот, если направления составляющих суммарного крена противоположны, то наклон (крен) площадки размещения ОИАЭ за счет СВДЗК компенсирует крен ЗиС АС, возникший вследствие неравномерной осадки грунтов основания. Другими словами, в этом случае наклон (крен) площадки размещения ОИАЭ за счет СВДЗК действует как антикрен.



**Рис. 3.** Совместный учет СВДЗК и деформаций грунтов оснований при оценке общего крена ЗиС ОИАЭ [5]

Следует отметить, что точность определения направления градиента скорости СВДЗК на площадке размещения ОИАЭ (точность определения направления наклона (крена) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ) является определяющим при анализе и учете воздействия СВДЗК на ЗиС ОИАЭ.

### Мониторинг флуктуаций скорости СВДЗК на площадке размещения ОИАЭ

В действующих федеральных нормах и правилах в области использования атомной энергии (раздел VI НП-032-19, раздел 6 НП-064-17, глава 2 НП-006-16) регламентируется проведение мониторинга СВДЗК. Методология мониторинга СВДЗК основана на использовании сетей опорных реперов (глубинных и грунтовых), всегда испытывающих воздействие множества факторов, таких как климатические, геологические, гидрогеологические и др., которые, в свою очередь, влияют на устойчивость репера. Поэтому весьма важно при использовании результатов геодезических наблюдений при обосновании безопасности достоверно выделять геодинамическую составляющую движений. В свою очередь, эта составляющая может быть вызвана как эндогенными, так и экзогенными и инженерно-геологическими процессами. Соответственно, необходимо однозначно определить причины СВДЗК, т. к. в случае с эндогенными источниками мы

имеем дело с активными тектоническими структурами, а в остальных случаях нет. Тем не менее в любом случае должно быть оценено то воздействие, которое могут оказывать современные геодинамические процессы на безопасную эксплуатацию ОИАЭ.

В ФБУ «НТЦ ЯРБ» разработана методика оценки СВДЗК на площадке АС по данным наблюдений в режиме мониторинга изменений высотных отметок геодезических реперов, установленных на площадке АС [5]. Согласно методике, оценивается устойчивость геодезических реперов от внешних явлений и факторов природного происхождения на основе данных метеорологического, гидрологического и гидрогеологического мониторингов на площадке размещения АС. Устойчивость геодезических реперов от внешних природных явлений и факторов и техногенных воздействий на площадке АС обеспечивает достаточную точность определения градиента скорости СВДЗК для оценки наклона (крена) целикового блока, на котором размещена площадка АС. Равнозначная точность определения наклона (крена) целикового блока, на котором размещена площадка АС, за счет воздействия СВДЗК и точности определения относительного крена фундаментов ЗиС, образованного за счет сжимаемости грунтов оснований, позволяет, в соответствии с требованиями п. 3.7 НП-064-17, оценить непревышение проектных пределов суммарного крена зданий и сооружений АС с учетом СВДЗК. Методика опробована специалистами ФБУ «НТЦ ЯРБ» совместно с Кольским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» на площадке размещения Кольской АЭС.

По данным геодинамического мониторинга в районе и на площадке размещения Кольской АС за период 1989–2020 гг. оценены флуктуации значений скорости СВДЗК [5]. В 1989 г., по данным Государственного управления геодезии и картографии АН СССР, значения скорости СВДЗК в районе и на площадке размещения Кольской АС составляли  $+2$  —  $+6$  мм/год. В 2020 г. скорости СВДЗК в районе и на площадке размещения Кольской АС характеризуются значениями близкими к нулю — минус 0.0072 мм/год (рис. 4).

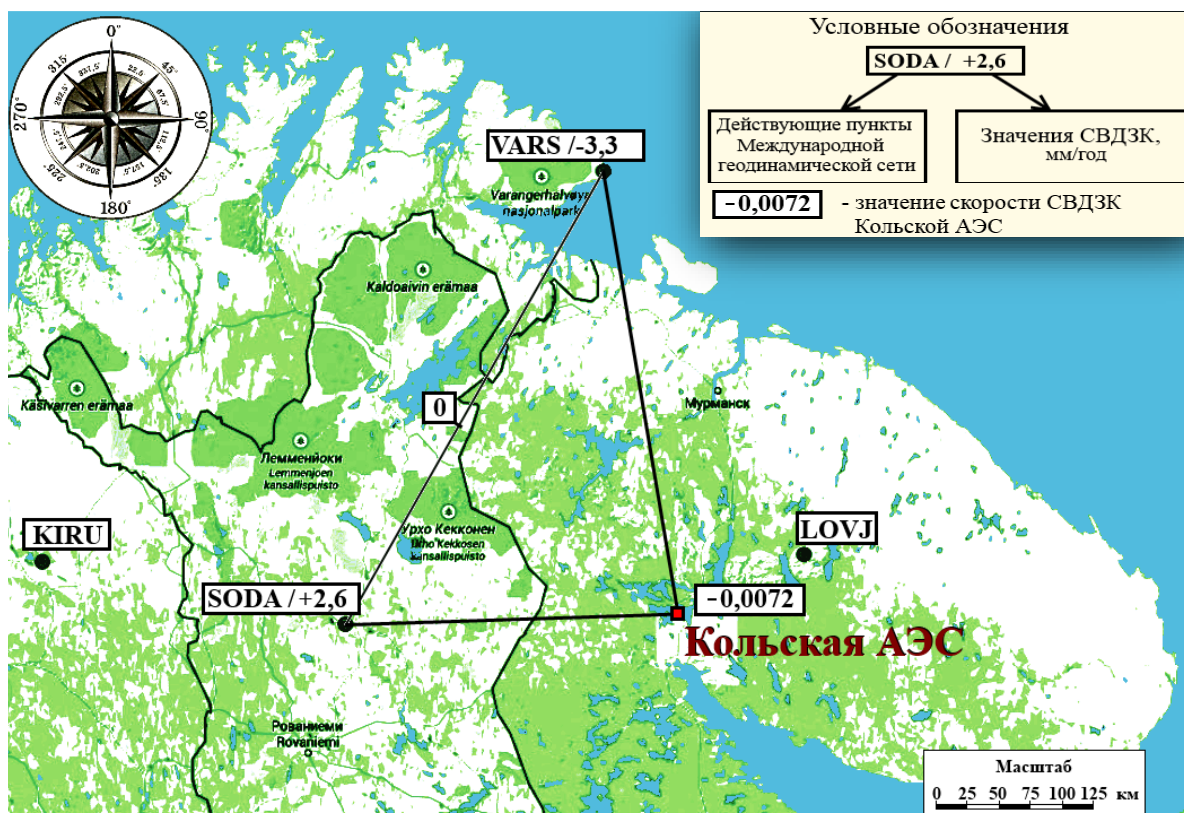


Рис. 4. Скорости современных движений земной коры в районе и на площадке Кольской АС по данным спутниковой геодезии и мониторинговым наблюдениям

Таким образом, на основании данных, полученных как при высокоточных геодезических мониторинговых наблюдениях, так и по результатам спутниковых измерений на действующих пунктах международной геодинамической сети, полученных за период 1989–2020 гг., отмечается замедление процесса изостатического поднятия центральной части Кольского полуострова и района размещения Кольской АС. Тем самым влияние СВДЗК на стойкость зданий, сооружений, систем (элементов) Кольской АС в 2020 г. уменьшилось относительно 1989 г.

## Выводы

Значение наклона (крена) целикового блока земной коры, на котором размещен ОИАЭ, является накопительным. В настоящее время для целого ряда АС России время эксплуатации уже составляет 50 и более лет. Тем самым проблема учета влияния СВДЗК на площадке на осадку и крен ЗиС является актуальной.

СВДЗК могут приводить к наклону (крену) целикового блока земной коры, на котором размещена АС, и вносить дополнительный вклад в крен ЗиС, возникший вследствие неравномерной осадки и деформаций грунтов оснований. Крен целикового блока земной коры за счет СВДЗК может усугублять суммарный крен, если направление кренов совпадает, или, наоборот, компенсировать, если направления составляющих суммарного крена противоположны.

В ФБУ «НТЦ ЯРБ» разработана методика оценки СВДЗК на площадке ОИАЭ по данным наблюдений изменений высотных отметок геодезических реперов, установленных на площадке ОИАЭ и входящих в систему геодезического мониторинга осадки и кренов ЗиС. Согласно методике, равнозначная точность определения наклона (крена) целикового блока земной коры, на котором размещена площадка ОИАЭ, за счет воздействия СВДЗК и точность определения крена фундаментов ЗиС, образованного за счет сжимаемости грунтов оснований, позволяет, в соответствии с требованиями п. 3.7 НП-064-17, оценить непревышение проектных пределов суммарного крена ЗиС ОИАЭ с учетом СВДЗК.

Мониторинг и оценка флуктуаций скорости СВДЗК на площадках размещения ОИАЭ имеет актуальное значение в связи с отмеченными выше изменениями климата в глобальном масштабе.

## Список литературы

1. Атлас временных вариаций природных процессов. Порядок и хаос в литосфере и других сферах. М.: ОИФЗ РАН. 176 с. 1994.
2. Федеральные нормы и правила в области использования атомной энергии. Учет внешних воздействий природного и техногенного происхождения на объекты использования атомной энергии (НП-064-17), утверждены приказом Ростехнадзора N 514 от 30.11.2017.
3. Федеральные нормы и правила в области использования атомной энергии «Площадка атомной станции. Требования безопасности» (НП-032-19), утверждены приказом Ростехнадзора N 287 от 19.07.2019.
4. Федеральные нормы и правила в области использования атомной энергии «Требования к содержанию отчета по обоснованию безопасности блока атомной станции с реактором типа ВВЭР» (НП-006-16), утверждены приказом Ростехнадзора N 53 от 13.02.2017.
5. Лободенко И. Ю., Фихиева Л. М., Назина П. А. и др. Методика оценки СВДЗК на площадке размещения ОИАЭ. «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Тезисы XVI Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А. А. Маловичко. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 134 с. 2022.

## Об эффекте депрессии геомагнитных шумов перед землетрясением 14.04.2016 (M6.2) на Камчатке

Мартинес-Беденко В. А.<sup>(1)</sup>, Пилипенко В. А.<sup>(1)</sup>, Касимова В. А.<sup>(2)</sup>, Шиокава К.<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Институт физики Земли РАН, 123242, г. Москва, Б. Грузинская ул., 10, стр. 1,  
e-mail: lega\_m0@mail.ru, pilipenko\_va@mail.ru

<sup>(2)</sup> Камчатский филиал Единой геофизической службы РАН,  
683006, г. Петропавловск-Камчатский, Бульвар Пийпа, д.9, e-mail: vika@emsd.ru

<sup>(3)</sup> Нагойский университет, 464-8601, Япония, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya, e-mail: shiokawa@nagoya-u.jp

### Аннотация

Среди электромагнитных методов краткосрочного прогноза землетрясений активно развивается подход, в основе которого лежит явление депрессии ультранизкочастотных (УНЧ) магнитных полей в диапазоне 0.01–0.1 Гц за несколько дней до землетрясения. Для проверки надежности этого метода мы воспользовались данными сети индукционных магнитометров PWING на Дальнем Востоке для землетрясения с  $M = 6.2$  14.04.2016 г. Сеть станций включает 2 пункта, близких к эпицентру землетрясений ( $\sim 200$  км), и 2 удаленных пункта (900–1700 км). Интегральная спектральная мощность ночных магнитных шумов в диапазоне 0.01–0.8 Гц действительно резко уменьшилась за несколько дней до землетрясения, однако ее вариации происходили в значительной степени одновременно на близких и дальних станциях. Таким образом, для данного землетрясения депрессию геомагнитных шумов нельзя считать его локальным краткосрочным предвестником. В данном событии депрессия УНЧ-шумов обусловлена очень низкой глобальной геомагнитной активностью, как показывают планетарные индексы  $AE$  и  $Kp$ . В импульсной компоненте геомагнитных вариаций выделить предвестниковое поведение не удалось.

### Ключевые слова:

прогноз землетрясений, сейсмoeлектромагнитные явления, УНЧ-пульсации, магнитные импульсы

### Введение

Одной из «вечных» проблем современной геофизики остается вопрос о возможности краткосрочного прогноза землетрясений. Стало очевидно, что помимо традиционных сейсмических методов необходимо исследовать аномалии других геофизических явлений на заключительной фазе подготовки сейсмического события: уровень грунтовых вод, выход газов, акустические шумы, метеопараметры и даже параметры ионосферы. Особое внимание уделяется поиску аномальных электромагнитных явлений. Большая часть исследований по поиску электромагнитных предвестников была нацелена на обнаружение излучения, вызываемого механоэлектромагнитными преобразователями в земной коре — разделением зарядов при трещинообразовании, нестационарным течением поровых флюидов, индукционным эффектом акустических шумов и др. Обнаружено усиление ультранизкочастотных (УНЧ) геомагнитных шумов и импульсов за несколько часов / дней до землетрясения [1–4]. Поляризация этих излучений дает возможность даже лоцировать место предстоящего землетрясения [5]. Хотя попытки выделения геомагнитного УНЧ-предвестника не всегда увенчались успехом [6, 7].

При этом неожиданно было обнаружено обратное явление — депрессия интенсивности УНЧ-шумов геомагнитного поля в полосе частот 0,01–0,1 Гц за несколько дней до землетрясения [8–10]. Это новое интересное явление можно было бы применить для краткосрочного предсказания землетрясений [11, 12]. Причиной УНЧ-депрессии может быть повышение уровня турбулентности ионосферы перед землетрясением, приводящее к дополнительному поглощению магнитосферных шумов при прохождении через ионосферу [13–15]. Дополнительная турбулизация ионосферы может быть вызвана воздействием акустико-гравитационных волн, возбуждаемых нестационарным выходом газов.

Если эффект геомагнитной депрессии действительно связан с процессами подготовки конкретного сейсмического события, то такой эффект должен отсутствовать на удаленных от эпицентра обсерваториях. Для проверки этого предположения мы воспользовались данными сети индукционных магнитометров PWING на Дальнем Востоке. Для проверки мы выбрали землетрясение 14 апреля 2016 г. с  $M = 6.2$  на Камчатке, ранее описанное в литературе [16].

### Данные и методы анализа

Характерной особенностью Камчатского региона является высокая сейсмическая и вулканическая активность и низкий уровень техногенных помех. Большая часть эпицентров землетрясений Дальневосточного региона расположена между Курило-Камчатским желобом и вдоль Курильских и Командорских островов.

Анализ основывался на данных магнитометра обсерватории Карымшина (KRM). Дополнительно мы использовали данные сети станций проекта PWING (Study of Dynamical Variation of Particles and Waves in the Inner Magnetosphere Using Ground-Based Network Observations) [17]. Обсерватория и все станции оборудованы индукционными магнитометрами с частотой регистрации 64 Гц, однако чувствительность на станциях разная. Частотная характеристика аппаратуры линейная ( $\sim \text{dB/dt}$ ), но на частотах  $\sim 1\text{--}5$  Гц образуется подобие плато. На частотах  $> 5$  Гц чувствительность резается системой фильтров для ослабления шумановского резонанса с основной частотой  $\sim 8$  Гц.

Поскольку абсолютные значения геомагнитных возмущений в данном рассмотрении не так важны, полагаем, что на каждой станции геомагнитные вариации измеряются в условных единицах. Географические координаты станций и расстояния до эпицентров землетрясений даны в табл. 1. Вертикальная компонента ( $Z$ ) данных магнитометров зашумлена и поэтому не анализируется. Рассматриваются только горизонтальные компоненты: север — юг ( $X$ ) и восток — запад ( $Y$ ). Магнитосферные колебания и шумы в наибольшей степени проявляются в  $X$ -компоненте, поэтому преимущественно приводится только менее зашумленная  $Y$ -компонента. На рис. 1 дана карта Дальневосточного региона, на которой показаны положение станций и эпицентра рассматриваемого землетрясения 14 апреля 2016 г.

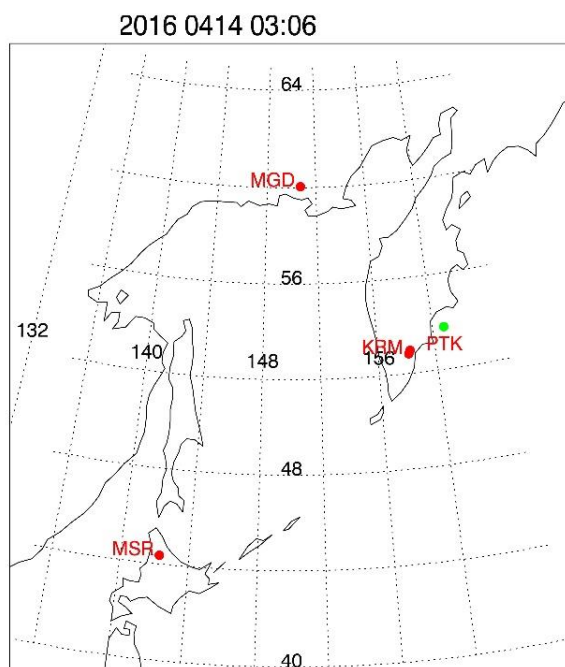
**Таблица 1.** Индукционные магнитометры на Дальнем Востоке

Станция	Код	Широта ( $N$ ) (в градусах)	Долгота ( $E$ ) (в градусах)	$R$ до эпицентра (в км)
Karymshina	KRM	52.83	158.13	207
Paratunka	PTK	52.97	158.25	192
Magadan	MGD	60.05	150.73	930
Moshiri	MSR	44.37	142.27	1706

### Расчет мощности УНЧ-шумов

Магнитосферные излучения с частотами порядка долей Гц наблюдаются на средних широтах преимущественно в дневные и утренние часы. Поэтому мы рассматривали только ночные периоды, в интервале  $\pm 3$  часа от местной полуночи. В эти часы также минимально влияние промышленных помех. На графиках местная полночь отмечена вертикальной синей пунктирной линией. Момент землетрясения пришелся на дневные часы, поэтому на графиках он не отмечен.





**Рис. 1.** Карта Дальневосточного региона, на которой показаны положение магнитных станций (красные точки) и эпицентра рассматриваемого землетрясения (зеленая точка)

Для визуального контроля интенсивности шумов строились магнитограммы, отфильтрованные в полосе 0.01–0.8 Гц. Чтобы убедиться, что к нам не проникают длительные магнитосферные сигналы, построены сонограммы за те же дни. Судя по сонограммам, магнитосферные излучения типа Pc1-2 или Pi1 в рассматриваемый период не наблюдались. Однако на сонограммах всех станций постоянно присутствует шум на частоте около 1 Гц, обусловленный частотной характеристикой системы. Поэтому в дальнейшем анализировался частотный интервал 0.01–0.8 Гц.

Далее, в скользящем 1-часовом окне рассчитывалась интегральная мощность УНЧ-вариаций  $W$  в заданной полосе частот 0.01–0.8 Гц. В отличие от [16], мы не применяли отбеливания спектра, т. е. умножения спектральной плотности на частоту,  $W(f)*f$ .

### Расчет числа импульсов

Для выделения импульсной составляющей геомагнитных вариаций мы применили алгоритм автоматической регистрации импульсов. Для каждой ночи подсчитано среднечасовое число импульсов  $N$  по  $Y$ -компоненте с помощью алгоритма STA-LTA (short term average — long term average) [18]. Этот алгоритм обнаруживает кратковременные вариации во временном ряде, которые резко отклоняются от поведения в среднем:

$$S(t) = \frac{STA}{LTA} \quad STA = \sum_{k=-nS}^{k=nS} x^2(t+k), \quad LTA = \frac{1}{(2n+1)} \sum_{k=-nL}^{k=nL} x^2(t+k).$$

Здесь  $nS, nL$  — полуширина STA- и LTA-фильтров, при этом  $nS \ll nL$ . При стационарном уровне шумов  $S(t) \sim 1$ . Импульсы считаются обнаруженными, когда функция  $S(t)$  превышает заданный порог  $S_0$  (было выбрано значение  $S_0 = 3.0$ ).

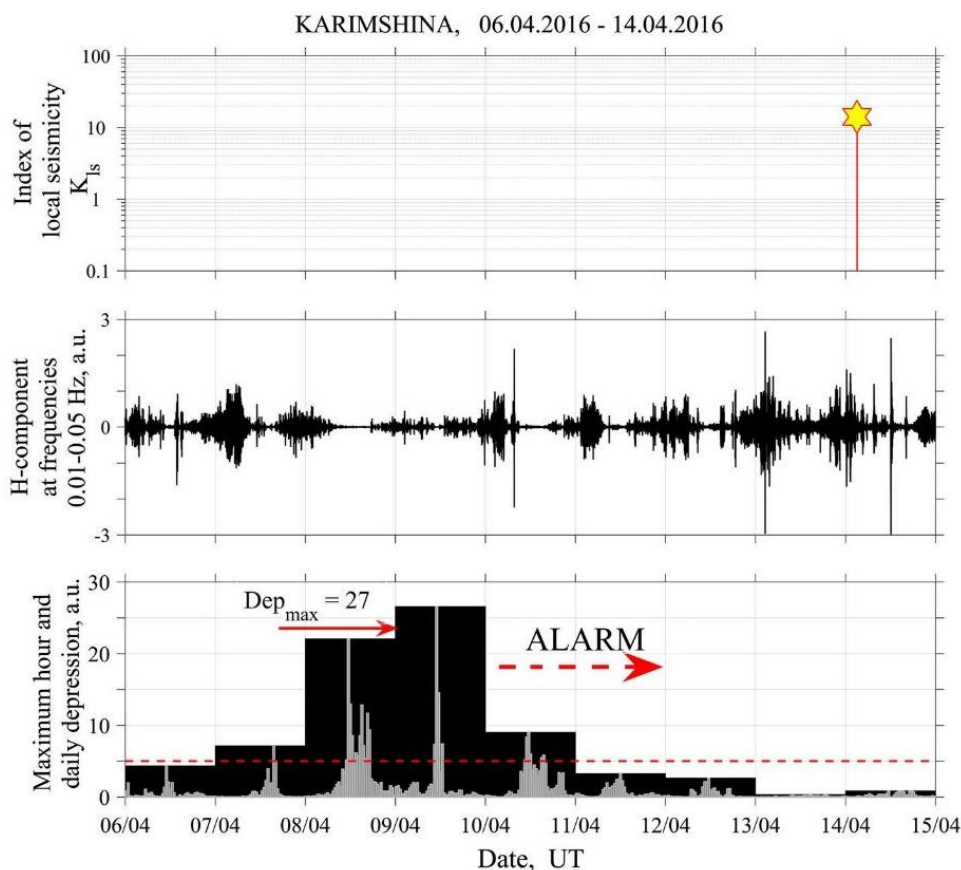
### Грозовая активность

Для информации о грозовой активности мы использовали данные мировой системы регистрации молний World Wide Lightning Location Network (WWLLN) (<http://wwlln.net>). Эта система

контролирует появление ОНЧ (1–24 кГц) атмосфериков от грозových разрядов в планетарном масштабе с помощью антенн на 28 станциях. Эта методика обеспечивает регистрацию молний с временной погрешностью  $< 30$  мсек и с погрешностью определения места разряда  $\sim 15$  км. Хотя система регистрирует не более  $\sim 5$ –10 % от полного числа молний, но обнаруживает не менее 90 % грозových центров, в зависимости от плотности регистрирующих станций в изучаемом регионе. Для каждой станции расстояние до молнии рассчитывалось по формуле для расстояния между двумя точками на сфере по дуге большого круга, и если оно оказывалось больше порогового ( $R_0 = 1000$  км), то эта молния игнорировалась.

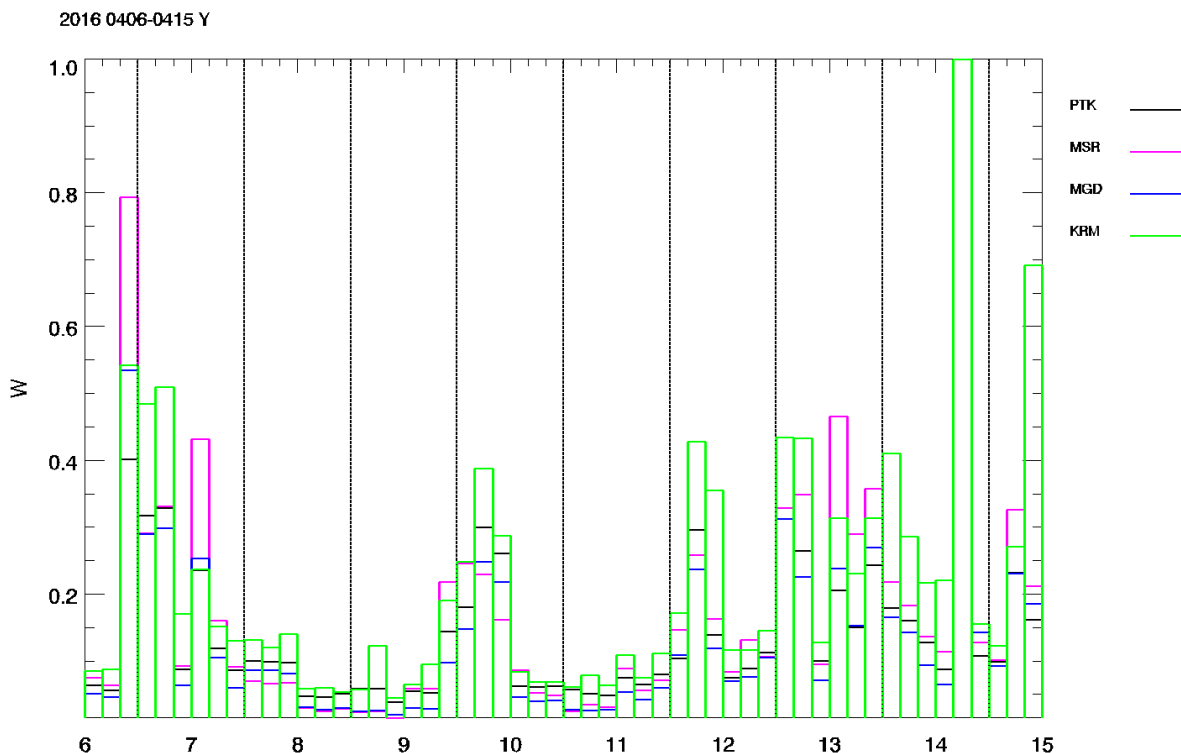
### Землетрясение 14 апреля 2016 г.

Неглубокое землетрясение с  $M = 6.2$  и глубиной  $H = 32$  км произошло 14 апреля 2016 г. в 03:06 UT (LT  $\sim 12$ ) в 164 км от Петропавловска-Камчатского с эпицентром с координатами  $53.77^\circ\text{N}$ ,  $160.80^\circ\text{E}$ . Момент землетрясения виден на рис. 2 по всплеску индекса локальной сейсмичности  $K_s$ , введенному в [8]. В период с 6 апреля по 14 апреля 2016 г. обнаружены аномалии в поведении УНЧ-шумов — замирание интенсивности шумов в ночные часы за несколько дней перед землетрясением [16]. Для выделения аномалий использован параметр  $\Delta S$ , представляющий собой обратное значение спектральной плотности  $W$  горизонтальной компоненты, рассчитанное по 3-часовым интервалам (рис. 2). Из сопоставления характера изменения параметра  $\Delta S$  с временем в очаге для землетрясения следует, что наибольшая величина депрессии имела место за 4 дня до землетрясения. Наиболее отчетливо это поведение наблюдалось по  $Y$ -компоненте.



**Рис. 2.** Вариации параметров УНЧ-шумов в ночные часы за несколько дней перед землетрясением 14 апреля 2016 г. из работы [16]: индекс локальной сейсмичности  $K_s$  (верхняя панель), отфильтрованная магнитограмма в полосе 0.01–0.05 Гц (средняя панель) и параметр депрессии  $\Delta S$  (нижняя панель)

По аналогичной схеме мы рассчитали вариации спектральной мощности  $W$  в полосе 0.01–0.8 Гц для горизонтальной компоненты  $Y$  в ночные часы. Чтобы увидеть общие тенденции для всех станций, результаты расчетов сведены вместе на рис. 3. Поскольку аппаратура на каждой станции имеет свою чувствительность, то временной ход  $W(t)$  на каждой станции нормирован отдельно на максимальное значение в течение всего интервала. На станции KRM наиболее явно депрессия наблюдалась в ночь с 8 на 9 апреля и с 10 на 11 апреля (рис. 3). Станция РТК расположена в 20 км от KRM, поэтому на ней наблюдалась почти тождественная картина.



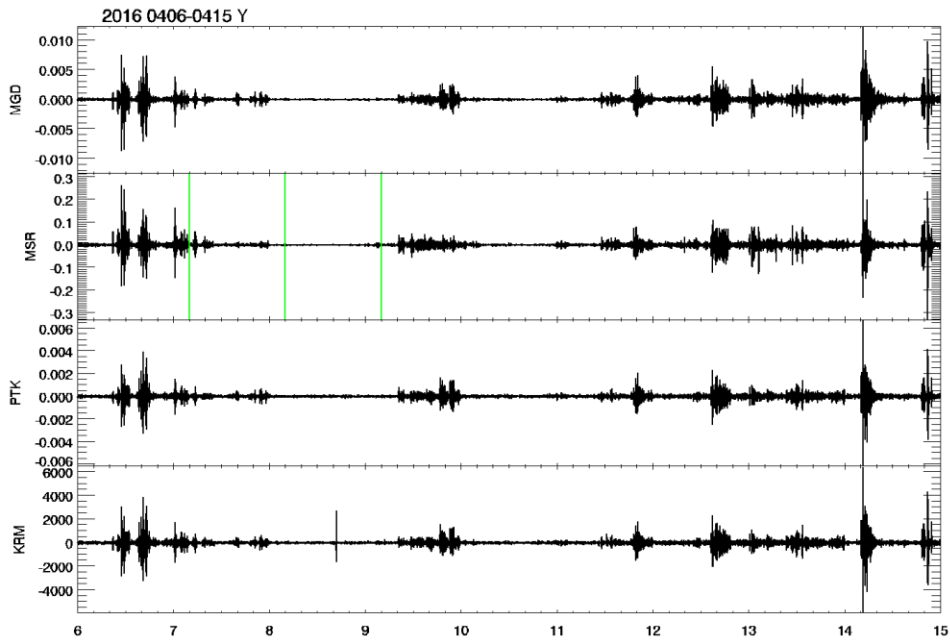
**Рис. 3.** Нормированные вариации интегральной спектральной мощности  $W$  в ночные часы в период 6–14 апреля 2016 г. (каждая станция дана своим цветом). Вертикальные линии указывают местную полночь

Временной ход  $W$  совпадает с вариациями  $\Delta S$  из [16], показанными на рис. 2. Отчетливо проявляется замирание интенсивности УНЧ-вариаций 8–9 апреля и 10–11 апреля. Но если эффект геомагнитной депрессии действительно связан с сейсмическими процессами подготовки землетрясения, то такой же эффект должен отсутствовать на удаленных от эпицентра обсерваториях. По той же методике были проанализированы данные станций MSR и MGD, удаленных от РТК на 1514 км и 915 км соответственно. Сравнение вариаций  $W$  на разных станциях показывает, что замирание интенсивности шумов наблюдается не только на близких к эпицентру станциях, но и на удаленных на ~ 900 км и ~ 1700 км (рис. 3).

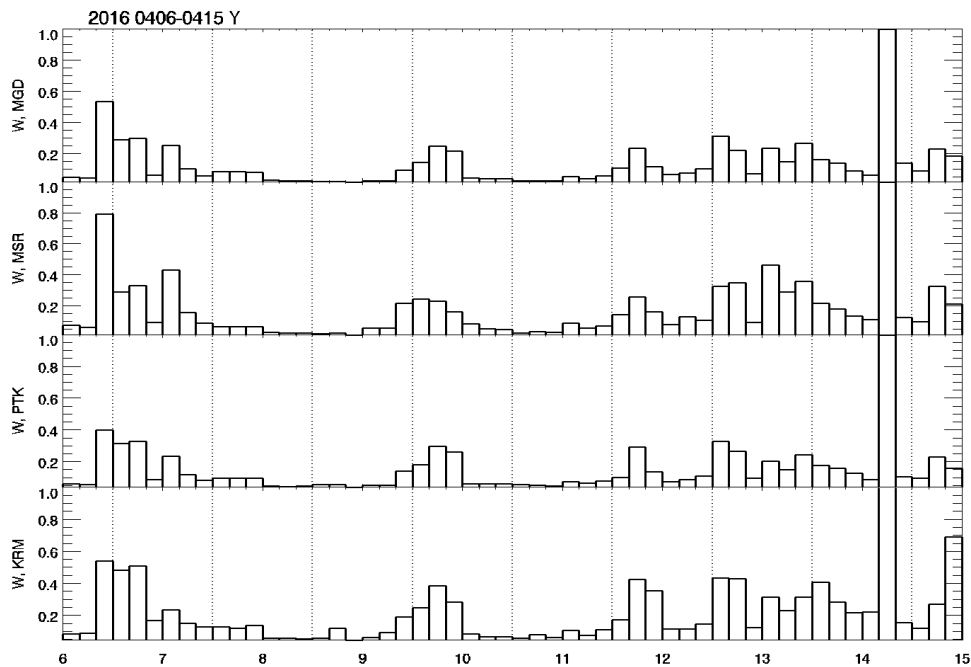
Ниже более детально рассмотрены магнитограммы и вариации параметров геомагнитных вариаций для всех 4 станций. Отфильтрованные магнитограммы всех станций (рис. 4) показывают, что как усиления, так и замирания интенсивности геомагнитных вариаций происходили практически синхронно на всех станциях.

Вариации интегральной спектральной мощности, как усиления, так и депрессии, также происходили синхронно как на близких, так и на удаленных станциях (рис. 5). Резкий всплеск  $W$  за несколько часов до землетрясения 14 апреля наблюдался на всех станциях.





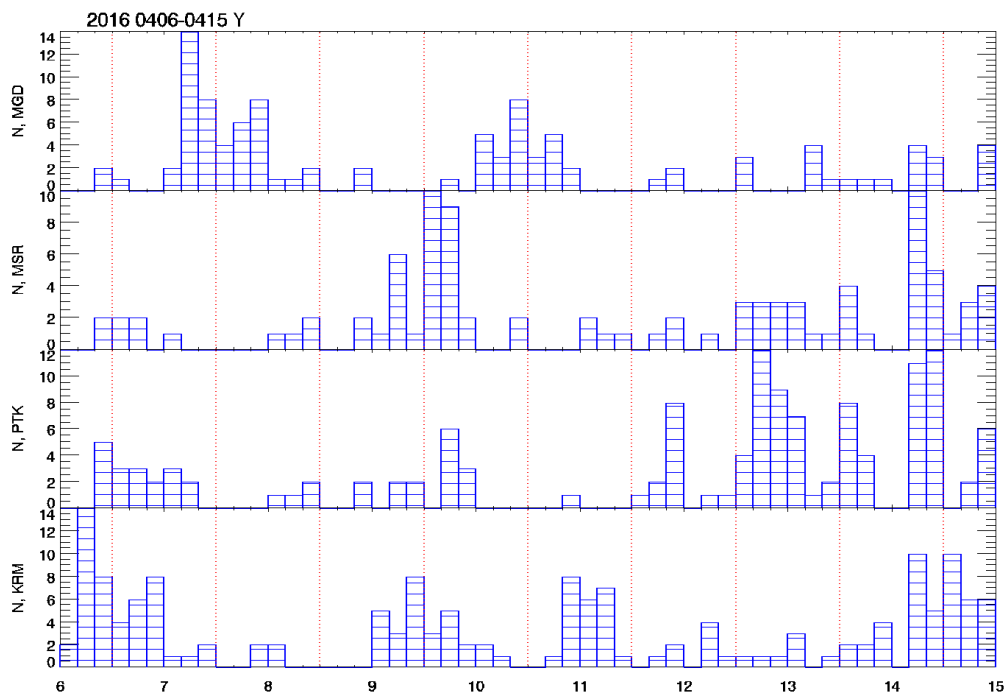
**Рис. 4.** Магнитограммы  $Y$ -компоненты вариаций геомагнитного поля, зарегистрированных индукционными магнитометрами на станциях сети, отфильтрованные в полосе 0.01–0.8 Гц. Зеленой вертикальной чертой показаны моменты грозовых разрядов по данным базы данных WWLLN



**Рис. 5.** Нормированные вариации мощности  $W$  в полосе 0.01–0.5 Гц в ночные часы

Таким образом, депрессия интенсивности шумов наблюдается не только на близких к эпицентру станциях, но и на удаленных свыше  $\sim 1000$  км. Таким образом, замирание оказывается общим магнитосферным процессом, по-видимому, не связанным с сейсмической активностью. Либо надо допустить, что предвестник является региональным и проявляется на удалениях более 1000 км от эпицентра. Влияние грозовой активности, согласно базе данных WWLLN, несущественно, за весь период было зарегистрировано только 3 молниевых разряда (рис. 4) в окрестности MSR.

В поведении импульсной составляющей геомагнитных вариаций (рис. 6) отчетливых закономерностей не видно. Даже на близких станциях KRM и PTK число импульсов  $N$  иногда значительно различается, что, возможно, обусловлено локальными помехами.



**Рис. 6.** Вариации среднечасового числа импульсов  $N$  по алгоритму STA-LTA в период с 06.04 до 14.04 2016 г.

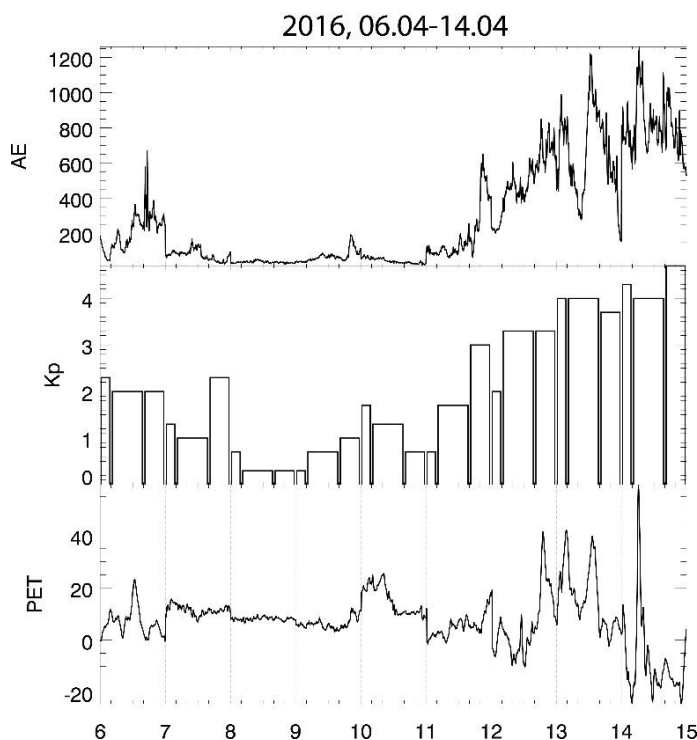
Причина глобальной депрессии УНЧ-шумов отчетливо видна из рис. 7, на котором показаны планетарные геомагнитные индексы  $AE$  и  $Kp$ , характеризующие возмущенность геомагнитного поля на авроральных и средних широтах соответственно. В периоды 8–9 апреля и 10–11 апреля планетарная магнитная обстановка была исключительно спокойной. Даже на авроральных широтах  $AE$ -индекс упал до значений около нескольких десятков нТл. Только после 11 апреля геомагнитная возмущенность начала возрастать — это видно как из поведения  $AE$ - и  $Kp$ -индексов, так и из магнитограммы станции Петропавловск (PET).

## Обсуждение и заключение

Среди возможных сейсмоэлектромагнитных явлений особое внимание получил эффект возникновения депрессии УНЧ электромагнитных шумов за несколько дней до сильного близкого землетрясения [19]. Этот эффект наблюдался перед многими сейсмическими событиями и представляется перспективным для построения системы электромагнитного прогноза землетрясений. Однако все имеющиеся сообщения описывают наблюдение эффекта депрессии только на одной станции. Интуитивно представляется, что аномалии в вариациях электромагнитных шумов должны наблюдаться только на станции, близкой к эпицентру, а на удаленных станциях этот эффект должен отсутствовать. Мы попытались проверить это предположение, используя не только основную станцию KRM, на которой эффект был обнаружен перед землетрясением 14 апреля 2016 г. [16], но и сеть станций с подобной аппаратурой на Дальнем Востоке. Если близкие станции KRM и PTK были удалены от эпицентра примерно на 200 км, то остальные станции находились значительно дальше: MSR — на 1700 км, и MGD — на расстояниях свыше 900 км (табл. 1). Сопоставление вариаций интегральной спектральной мощности магнитных шумов на

разных станциях показало, что эти вариации происходят в значительной степени синхронно. В том числе депрессия интенсивности ночных магнитных шумов, которая ранее рассматривалась как оперативный (за несколько дней) предвестник землетрясения, происходила одновременно на близких и дальних станциях. Таким образом, для данного землетрясения замирание шумов нельзя считать его локальным краткосрочным предвестником.

Разумеется, нелокальный характер депрессии УНЧ-шумов в данном событии не перечеркивает полностью наличие эффекта депрессии, вызванного модификацией ионосферы на заключительной стадии подготовки землетрясения. Однако для дополнительной верификации всех зарегистрированных эффектов депрессии требуется проведение дополнительного анализа с использованием региональной сети однотипных магнитометров.



**Рис. 7.** Вариации планетарных индексов AE (верхняя панель) и  $Kp$  (средняя панель) в период 6–14 апреля 2016 г. 3-часовой индекс  $Kp$  не полностью помещается в интервал  $\pm 3$  от местной полуночи. Нижняя панель показывает вариации геомагнитного поля ( $X$ -компонента), зарегистрированного на станции Петропавловск (PET)

Из общефизических соображений следует, что эффективность механоэлектромагнитных преобразователей должна расти с частотой, но при этом будет расти и поглощение в проводящей земной коре. Поэтому оптимальный частотный диапазон для поиска прогнозных явлений пока так и не определен — велись попытки выделить его в диапазоне 0.01–0.1 Гц [15], 1–30 Гц [19], на частоте ионосферного альвеновского резонатора (0.1–1 Гц) [20] и на частоте шумановского резонанса [21]. При этом целесообразно следить не только за интегральными характеристиками электромагнитных шумов, но и использовать «тонкие» характеристики временных рядов — параметр фрактальности и самосогласованной критичности [22–25], амплитудно-фазовые градиенты между близкими станциями [26], поляризационную структуру [27–28]. Должны быть усовершенствованы методы выделения импульсной составляющей геомагнитных вариаций [29]. Целесообразно внедрить алгоритмы разделения локальных местных импульсных помех и синфазных импульсов на двух разнесенных станциях, которые обусловлены либо грозовыми разрядами [30], либо начавшимся разрушением горной породы [31].

Естественно, что один изолированный метод не может дать надежного полноценного прогноза. Было бы целесообразно расширить изучение физических основ сейсмоэлектромагнитных явлений, используя совместный анализ данных других наблюдений на Камчатском геодинاميческом полигоне: динамики подземных вод, интенсивности газовых эманаций, электротеллурических сигналов, СДВ-просвечивания волновода Земля — ионосфера, дистанционного зондирования ионосферы и приземной атмосферы со спутников, регистрации высокочастотных акустических и сейсмических шумов.

## Благодарности

Благодарим коллектив Камчатского филиала Единой геофизической службы РАН за предоставление данных магнитных полей и сейсмичности. В работе частично использованы данные, полученные на уникальной научной установке «Комплекс непрерывного сейсмического мониторинга РФ, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436>), развернутой при поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания № 075-00576-21.

## Финансирование

Работа поддержана грантом РНФ 22-17-00125 «Физический анализ сейсмоэлектромагнитных явлений на Камчатском геодинاميческом полигоне: модернизация системы наблюдений и теоретическое моделирование».

## Список литературы

1. Fraser-Smith A. C., Bernardi A., McGill P. R., Ladd M. E., Helliwell R. A., Villard O. G. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms7.1 Loma Prieta earthquake // *Geophys. Res. Lett.* V. 17. P. 1465–1468. 1990.
2. Hattori K. ULF Geomagnetic changes associated with large earthquakes // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences.* V. 15. N 3. P. 329–360. 2004.
3. Bleier T., Dunson C., Maniscalco M., Bryant N., Bamberg R., Freund F. Investigation of ULF magnetic pulsations, air conductivity changes, and infra-red signatures associated with the 30 October Alum Rock M5.4 earthquake // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* V. 9. P. 585–603. 2009. doi:10.5194/nhess-9-585-2009
4. Ohta K., Izutsu J., Schekotov A., Hayakawa M. The ULF/ELF electromagnetic radiation before the 11 March 2011 Japanese earthquake // *Radio Sci.* V. 48. P. 589–596. 2013. doi:10.1002/rds.20064
5. Schekotov A. Y., Molchanov O. A., Hayakawa M., Fedorov E. N., Chebrov V. N., Sinitsin V. I., Gordeev E. E., Andreevsky S. E., Belyaev G. G., Yagova N. V., Gladishev V. A., Baransky L. N. About possibility to locate an EQ epicenter using parameters of ELF/ULF preseismic emission // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* V. 8. P. 1237–1242. 2008.
6. Thomas J. N., Love J. J., Johnston M. J. On the reported magnetic precursor of the 1989 Loma Prieta earthquake // *Phys. Earth Planet. Inter.* V. 173. P. 207–215. 2009. doi:10.1016/j.pepi.2008.11.014
7. Masci F., Thomas J. N. Are there new findings in the search for ULF magnetic precursors to earthquakes? // *J. Geophys. Res. Space Phys.* V. 120. P. 10289–10304. 2015. doi:10.1002/2015JA021336
8. Schekotov A., Molchanov O., Hattori K., Fedorov E., Gladyshev V., Belyaev G., Chebrov V., Sinitsin V., Gordeev E., Hayakawa M. Seismo-ionospheric depression of the ULF geomagnetic fluctuations at Kamchatka and Japan // *Phys. Chem. Earth.* V. 31. P. 313–318. 2006.
9. Schekotov A., Fedorov E., Hobara Y., Hayakawa M. ULF magnetic field depression as a possible precursor to the 2011/3.11 Japan earthquake // *J. Atm. Electricity.* V. 33. N. 1. P. 41–51. 2013.
10. Hayakawa M., Schekotov A., Fedorov E., Hobara Y. On the Ultra-Low-Frequency magnetic field depression for three huge oceanic earthquakes in Japan and in the Kurile Islands // *Earth Sci. Res.* V. 2. P. 33–42. 2013.
11. Li Q., Schekotov A., Asano T., Hayakawa M. On the anomalies in ULF magnetic field variations prior to the 2008 Sichuan earthquake // *Open Journal of Earthquake Research.* V. 4. P. 55–64. 2015. doi:10.4236/ojer.2015.4. 2005
12. Schekotov A., Hayakawa M. ULF/ELF electromagnetic phenomena for short-term earthquake prediction. LAP LAMBERT Academic Publishing. 102 p. 2017.

13. Molchanov O. A., Schekotov A. Yu., Fedorov E. N., Belyaev G. G., Solovieva M. S., Hayakawa M. Preseismic ULF effect and possible interpretation // *Annals of Geophysics*. V. 47. P. 119–131. 2004.
14. Sorokin V. M., Fedorov E. N., Schekotov A. Yu., Molchanov O. A., Hayakawa M. Depression of ULF geomagnetic pulsation related to ionospheric irregularities // *Annals of Geophysics*. V. 47. P. 191–198. 2004.
15. Schekotov A. Y., Molchanov O. A., Hayakawa M., Fedorov E. N., Chebrov V. N., Sinitsin V. I., Gordeev E. E., Belyaev G. G., Yagova N. V. ULF/ELF magnetic field variations from atmosphere induced by seismicity // *Radio Sci.* V. 42. Art. N. RS6S90. 2007. doi:10.1029/2005RS003441
16. Schekotov A., Chebrov D., Hayakawa M., Belyaev G., Berseneva N. Short-term earthquake prediction in Kamchatka using low-frequency magnetic fields // *Nat. Hazards*. V. 100. P. 735–755. 2020. doi:10.1007/s11069-019-03839-2
17. Shiokawa K. et al. Ground-based instruments of the PWING project to investigate dynamics of the inner magnetosphere at subauroral latitudes as a part of the ERG-ground coordinated observation network // *Earth Planets Space*. 2017. V. 69. Art N. 160. doi:10.1186/s40623-017-0745-9
18. Kappler K. N., Schneider D. D., MacLean L. S., Bleier T. E., Lemon J. J. An algorithmic framework for investigating the temporal relationship of magnetic field pulses and earthquakes applied to California // *Computers and Geosciences*. V. 133. Art. N. 104317. 2019. doi:10.1016/j.cageo.2019.104317
19. Hayakawa M., Schekotov A., Molchanov O., Hobara Y. Estimation of the efficiency of combined characteristics of ULF-ELF fields as a precursor to earthquakes based on the observations in February–March 2007 in Moshiri // *J. Atm. Electricity*. V. 32. N. 1. P. 35–40. 2012.
20. Grimalsky V., Kotsarenko A., Pulnits S., Koshevaya S., Perez-Enriquez R. On the modulation of intensity of Alfvén resonances before earthquakes: Observations and model // *J. Atm. Solar-Terrestrial Phys.* V. 72. P. 1–6. 2010.
21. Hayakawa M., Ohta K., Nickolaenko A. P., Ando Y. Anomalous effect in Schumann resonance phenomena observed in Japan, possibly associated with the Chi-chi earthquake in Taiwan // *Annales Geophysicae*. V. 23. P. 1335–1346. 2005.
22. Contoyiannis Y., Potirakis S. M., Eftaxias K., Hayakawa M., Schekotov A. Intermittent criticality revealed in ULF magnetic fields prior to the 11 March 2011 Tohoku earthquake ( $M_w=9$ ) // *Physica A*. V. 452. P. 19–28. 2016. doi:10.1016/j.physa.2016.01.065
23. Potirakis S. M., Hayakawa M., Schekotov A. Fractal analysis of the ground-recorded ULF magnetic fields prior to the 11 March 2011 Tohoku earthquake ( $M_w = 9$ ): discriminating possible earthquake precursors from space-sourced disturbances // *Nat. Hazards*. V. 85. P. 59–86. 2017. doi:10.1007/s11069-016-2558-8
24. Potirakis S. M., Contoyiannis Y., Schekotov A., Asano T., Hayakawa M. Analysis of the ultra-low frequency magnetic field fluctuations prior to the 2016 Kumamoto (Japan) earthquakes in terms of the method of critical fluctuations // *Physica A*. V. 514. P. 563–572. 2019. doi:10.1016/j.physa.2018.09.070
25. Hayakawa M., Schekotov A., Potirakis S., Eftaxias K. Criticality features in ULF magnetic fields prior to the 2011 Tohoku earthquake // *Proc. Jpn. Acad., Ser. B*. V. 91. P. 25–30. 2015. doi:10.2183/pjab.91.25
26. Kopytenko Y. A., Ismaguilov V. S., Hattori K., Hayakawa M. Determination of hearth position of a forthcoming strong EQ using gradients and phase velocities of ULF geomagnetic disturbances // *Phys. Chem. Earth*. V. 31. P. 292–298. 2006.
27. Hayakawa M., Kawate R., Molchanov O. A., Yumoto K. Results of Ultra-Low-Frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1993 // *Geophys. Res. Lett.* V. 23. P. 241–244. 1996.
28. Yao X., Wang W., Teng Y. Detection of geomagnetic signals as precursors to some earthquakes in China // *Appl. Sci.* V. 12. Art. N. 1680. 2022. <https://doi.org/10.3390/app12031680>
29. Малышков Ю. П., Джумабаев К. Б. Прогнозирование землетрясений по параметрам естественного импульсного электромагнитного поля Земли // *Вулканология и сейсмология*. № 1. С. 97–103. 1987.
30. Мартинес-Беденко В. А., Пилипенко В. А., Шиокава К., Касимова В. А. Поиск импульсных УНЧ электромагнитных предвестников землетрясений // *Геофизические исследования*. Т. 23. № 3. В печати. 2022.
31. Bleier T., Dunson C., Alvarez C., Freund F., Dahlgren R. Correlation of pre-earthquake electromagnetic signals with laboratory and field rock experiments // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* V. 10. P. 1965–1975. 2010. doi:10.5194/nhess-10-1965-2010

## Обновленные материалы по фокальным механизмам землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET

Сычева Н. А.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН),  
123242, г. Москва, Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, e-mail: ivtran@mail.ru

### Аннотация

Представлен анализ механизмов очагов землетрясений (каталог фокальных механизмов, 1770 событий), которые произошли за 1994–2021 гг. на территории Северного Тянь-Шаня. Механизмы получены по данным сети KNET (Kyrgyz NETwork) на основе данных о полярности вступлений продольных сейсмических волн. Определены статистические характеристики каталога. Построены карты фокальных механизмов для следующих выборок: все события, события, для которых механизм определен по 9–10 знакам, и события, расположенные на разных глубинах (0–5 км, 5–10 км, 10–15 км и более 15 км). Для этих же выборок определены количественные характеристики по типу подвижки. Построены диаграммы азимутов главных осей напряжений и графики зависимости числа событий от угла погружения для вышеуказанных выборок. Проведено сравнение количественных характеристик по типу подвижек для двух областей внутриконтинентальных орогенов — для Северного Тянь-Шаня и для Алтае-Саянской области.

### Ключевые слова:

землетрясение, очаг, фокальный механизм, главные оси напряжений, взброс, сброс, полярность продольных волн

### Введение

Понимание процесса разрыва в источнике очага землетрясения является очень важным для сейсмолога, поскольку содержит информацию о природе динамических процессов, происходящих в Земле (взаимодействии тектонических плит, полях деформаций и напряжений в зоне коллизии и т. д.). Согласно существующим представлениям, в очаге землетрясения происходит смещение одного блока относительно другого по плоскости разрыва [1]. Силовой эквивалент такого источника представляют в виде двойной пары сил и называют двойным диполем.

Расчет фокальных механизмов очагов на Научной станции РАН (НС РАН) был начат в 2001 г. в связи с проведением научно-исследовательских работ по теме «Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая» под руководством С. Л. Юнги. Тема исследования предполагает использование данных GPS-измерений и фокальных механизмов. Если GPS-измерения позволяют оценить уровень поверхностных деформаций, то фокальные механизмы несут информацию о напряженно-деформированном состоянии на глубинах, недоступных для непосредственного изучения.

Подавляющий объем накопленной в современной сейсмологии экспериментальной информации по механизмам очагов землетрясений получен на основе данных о полярности вступлений продольных сейсмических волн. И в настоящее время, в условиях оснащенности все большего числа сейсмических станций цифровой аппаратурой, этот метод продолжает оставаться важнейшим. Источником данных при расчете фокальных механизмов является сейсмологическая сеть KNET (эксплуатируется Научной станцией РАН) [2]. Одним из условий надежного определения фокального механизма по данным о полярности первых вступлений продольных волн является полное окружение эпицентра пунктами наблюдений. В условиях сети KNET для получения надежных решений могут рассматриваться только те землетрясения, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети (42.0–43.0° с. ш. и 73.75–76.0° в. д.), представляющей собой небольшую область 100 × 300 км. Однако эта территория представляет собой научный интерес как зона сочленения Тянь-Шанского орогена и Казахской платформы.

Изучение фокальных механизмов очагов Северного Тянь-Шаня проводилось по мере накопления данных, и результаты исследований изложены в следующих работах [2–8].

Целью данного исследования является расчет фокальных механизмов за 2020–2021 гг., добавление полученных решений к уже накопленным данным и анализ полного каталога фокальных механизмов очагов.

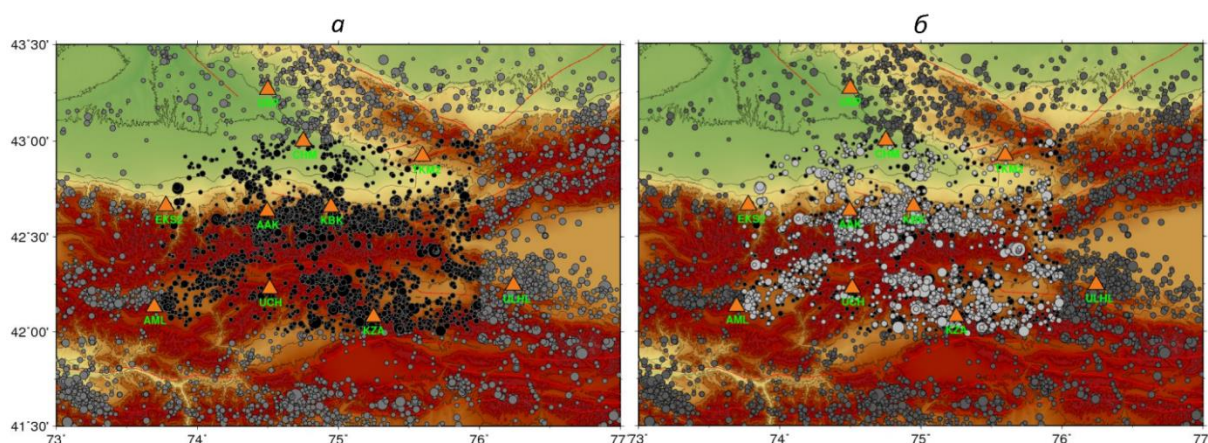
### Исходные данные и методика

При интерпретации картины первых вступлений рассматривается двухдипольный сейсмический источник по А. В. Введенской [9]. Для расчета фокальных механизмов используется программа FPFIT [10, 11], которая находит решения для пары плоскостей разрыва (исходная модель), наилучшим образом удовлетворяющие данному множеству зарегистрированных значений первых вступлений  $P$ -волн от землетрясений. Входными данными программы FPFIT являются *arc*-файл (файл архива фаз) и файл управления FPFIT.INP, позволяющий настраивать алгоритм расчета, например минимальное количество зарегистрированных фаз (OBS, observation — наблюдение). По умолчанию FPFIT позволяет получать решения фокальных механизмов при  $OBS \geq 5$ . При условии регистрации сейсмического события всеми станциями сети KNET (10 станций) максимальное значение  $OBS = 10$ . Для получения более надежных решений минимальное значение этого параметра установлено  $OBS = 7$ . В качестве выходных данных программа формирует файл, который содержит параметры плоскостей разрыва в пространстве: углы простирания, падения и скольжения.

### Результаты

В работе получены фокальные механизмы очагов 146 землетрясений, которые произошли за 2020–2021 гг. Данные добавлены в каталог фокальных механизмов, который в итоге содержит 1770 землетрясений. Карты эпицентрального расположения сейсмических событий из каталога землетрясений по данным сети KNET, которые произошли с 1996 по 2021 гг., представлены на рис. 1. Черным цветом на рис. 1а выделены те из них, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (3237 событий). Светло-серым цветом на рис. 1б отмечены события, для которых получены механизмы очагов (1770 событий). Отсутствие данных по механизмам для остальных землетрясений связано либо с трудностью определения знака прихода  $P$ -волны на некоторых станциях, либо событие зарегистрировано недостаточным количеством станций. Число событий с рассчитанными механизмами составляет около 55 % от общего числа событий, отмеченных черным цветом на рис. 1а. Полученные решения могут быть использованы для оценки напряженно-деформированного состояния территории, ограниченной координатами краевых станций сети.

Как было отмечено выше, тип очага определяется положением главных осей напряжений, которые характеризуются углом простирания (*azimuth*, относительно направления на север) и углом погружения (*plunge*, относительно горизонтальной плоскости). Для того чтобы построить карту фокальных механизмов с визуализацией типа механизма по цвету и определить количественное соотношение событий по типу, был использован следующий подход. По определению, к взбросам относятся события, ось сжатия ( $P$ -ось) которых субгоризонтальна, при этом ось растяжения ( $T$ -ось) субвертикальна, и наоборот, сбросами являются события, ось растяжения которых субгоризонтальна, а ось сжатия субвертикальна. Для выделения типа механизма использованы значения углов погружения главных осей напряжений ( $Ppl$  и  $Trpl$ ). Критерии отбора и количественные характеристики землетрясений по типу подвижки представлены в таблице. Количественные характеристики представлены для различных выборок событий, включая выборки по глубине, а также для сравнения приведены данные по Алтаю и Саянам.



**Рис. 1.** Эпицентры землетрясений по данным сети KNET (серый цвет) и землетрясений в области, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (черный цвет): *а* — все события (3237); *б* — события, для которых получены фокальные механизмы (светло-серый цвет) (1770)

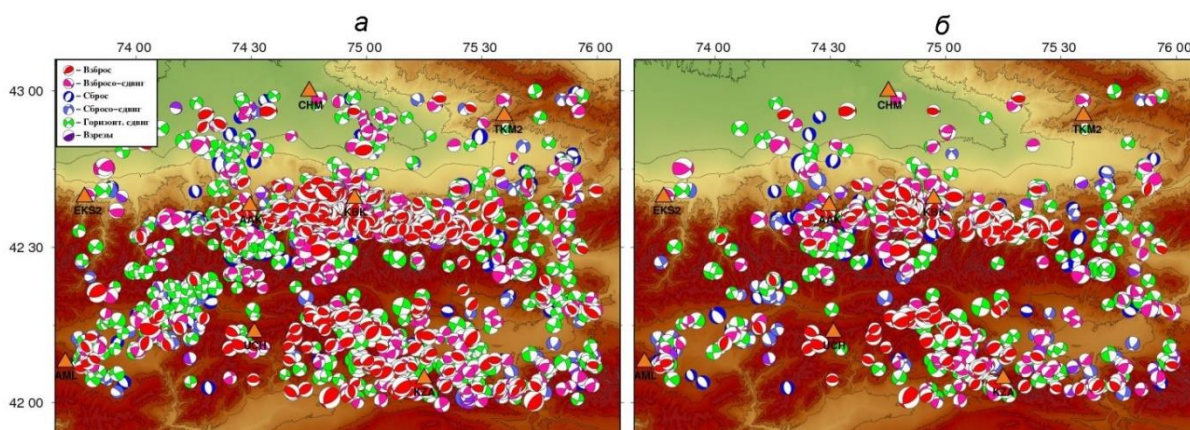
**Таблица.** Критерии отбора по типу механизма и количественные характеристики

	Тип механизма											
	Взбросы		Сбросы		Сдвиги (гор.)		Взбросо-сдвиги		Сбросо-сдвиги		Взрезы	
Угол погружения оси $P$	$Ppl < 30^\circ$		$Ppl > 60$		$Ppl < 30^\circ$		$Ppl < 30^\circ$		$30 \leq Ppl \leq 60$		$30 \leq Ppl \leq 60$	
Угол погружения оси $T$	$Tpl > 60^\circ$		$Tpl < 30^\circ$		$Tpl < 30^\circ$		$30 \leq Tpl \leq 60$		$Tpl < 30^\circ$		$30 \leq Tpl \leq 60$	
Количество	$N$	%	$N$	%	$N$	%	$N$	%	$N$	%	$N$	%
Все события (1770)	361	20.3	146	8.2	648	36.6	345	19.4	181	10.2	89	5.0
События с $OBS \geq 9$ (717)	155	21.6	60	8.3	233	32.5	159	22.1	69	9.6	41	5.7
0–5 км (87 событий)	8	9.1	12	13.7	25	28.7	16	18.3	16	18.3	10	11.4
5–10 км (596 событий)	95	15.9	86	14.4	213	35.7	94	15.7	73	12.2	35	5.8
10–15 км (589 событий)	137	23.2	26	4.4	221	37.5	132	22.4	50	8.4	23	3.9
Более 15 км (498 событий)	121	23.3	22	4.2	189	36.4	103	19.8	42	8.6	21	4.0
Алтай и Саяны (592 событий)	109	18.4	87	14.7	121	20.4	122	20.6	124	20.9	27	4.6

На рис. 2а представлено положение станций сети KNET и фокальные механизмы (1770 событий). Цвет механизма указывает на его тип, обозначение которого представлено в легенде к рисунку. Наблюдается разнообразие механизмов очагов, среди которых встречаются взбросы, взбросо-сдвиги, горизонтальные сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги. Небольшая часть событий отнесена к взрезам (разрыв с близзвертикальным смещением крыльев). На рис. 2б представлены механизмы, рассчитанные по 9–10 знакам. Количество таких событий составляет около 40 % от общего числа. Эти решения можно считать более надежными.

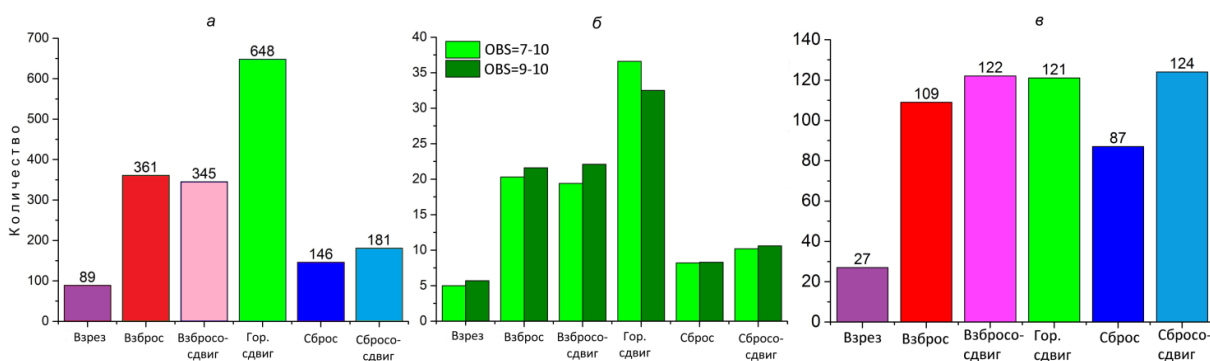
Количественное распределение землетрясений по типу механизма представлено на рис. 3а. В процентном отношении взбросы и взбросо-сдвиги составляют 39.7 %, горизонтальные сдвиги (смещение по простиранию) — 36.6 %, взрезы (смещение по падению) — 5 %, сбросы и сбросо-сдвиги — 18.4 %.





**Рис 2.** Фокальные механизмы очагов землетрясений: *а* — для всех землетрясений каталога (1770 событий); *б* — для землетрясений, по которым решение получено по количеству знаков прихода *P*-волны  $\geq 9$  (717 событий, 40.5 %)

На рис. 3б представлено процентное соотношение по типу механизма для двух выборок. В первую выборку вошли все события, во вторую события, для которых фокальные механизмы были получены по количеству знаков прихода *P*-волны  $OBS \geq 9$  (см. ниже рис. 4г). Среднее значение энергетического класса по первой выборке составляет  $K = 7.96$ , для второй —  $K = 8.42$ , что означает, что во вторую выборку вошли более сильные землетрясения и они зарегистрированы большим количеством станций. Для этих землетрясений увеличилось количество взбросов и взбросо-сдвигов и уменьшилось количество горизонтальных сдвигов (рис. 3б). На рис. 3в для сравнения также приведены данные по Алтаю и Саянам, так как обе горные системы относятся к внутриконтинентальному орогену. Для Алтая и Саян ~ 39 % событий составляют взбросы и взбросо-сдвиги, ~ 20 % — горизонтальные сдвиги, 5 % — взрезы, сбросы и сбросо-сдвиги в сумме составляют ~ 36 % от общего числа событий. На Тянь-Шане в процентном отношении события сбросового типа происходят реже, а горизонтальные сдвиги чаще, чем на Алтае и Саянах. Необходимо отметить, что Северный Тянь-Шань представлен более слабыми событиями, а Алтай и Саяны — событиями с магнитудой  $M \geq 3$ .

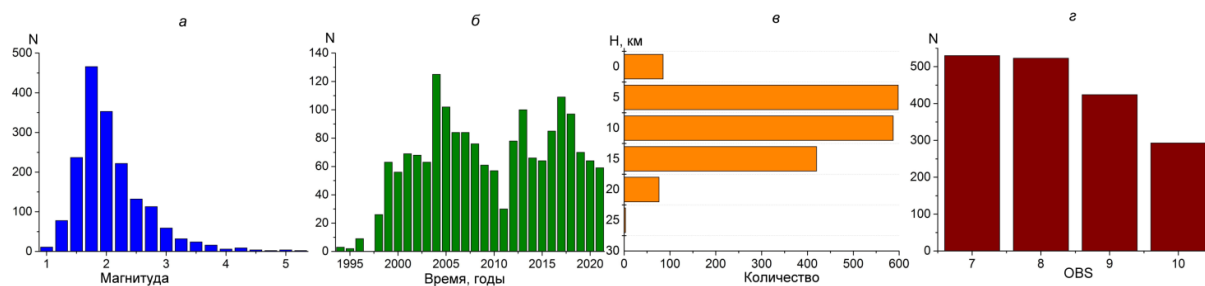


**Рис. 3.** Количественное распределение землетрясений по типу механизма очага: *а* — для всех событий (Северный Тянь-Шань); *б* — процентное соотношение по типу механизма для всех событий (светло-зеленый) и для землетрясений с  $OBS \geq 9$  (темно-зеленый); *в* — события территории Алтая и Саян (592 события)

Согласно [12], для всего региона Северного Тянь-Шаня в целом характерно большое разнообразие механизмов очагов землетрясений, однако преобладающими являются три разновидности механизмов. Взбросовый механизм: ось сжатия горизонтальна и ориентирована в северо-

восточном направлении, а ось растяжения субвертикальна, при равновероятных плоскостях разрывов, простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлении. Сбросо-сдвиговый механизм: ось растяжения субгоризонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось сжатия круто наклонена на юго-восток, при равновероятных плоскостях разрывов, ориентированных так же, как и в первом случае. Сдвиговый механизм: обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения — в северо-восточном. При этом плоскости равновероятных разрывов ориентированы так же, как и в очагах первых двух. Обобщенный же механизм очагов землетрясений по Северному Тянь-Шаню, указывающий на наиболее общие особенности современного регионального поля напряжений, характеризуется тем, что ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения субвертикальна при взбросовых движениях в очаге. При этом плоскости равновероятных разрывов также ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлении.

Основную часть каталога фокальных механизмов составляют слабые события:  $M = 1.6–2.5$  ( $K = 7–8.5$ , см. рис. 4а). Значительная часть землетрясений расположена в сейсмогенерирующем слое 5–15 км (рис. 4в). Основную часть каталога составляют сейсмические события, произошедшие с 1999 по 2021 г. (рис. 4б). С 1994 по 1998 г. решения получены для 40 землетрясений. По 9–10 знакам определены 40.5 % механизмов (рис. 4г). В работе [13] отмечено, что подавляющее большинство очагов землетрясений Тянь-Шаньского региона распространяется до глубин 15 км, реже встречаются очаги с глубиной 16–20 км и еще реже 25 км. Очаги с глубиной до 30 км наблюдаются очень редко, т. е. землетрясения Тянь-Шаня являются коровыми, и их очаги располагаются в верхней части земной коры, а точнее, в домезозойском основании.



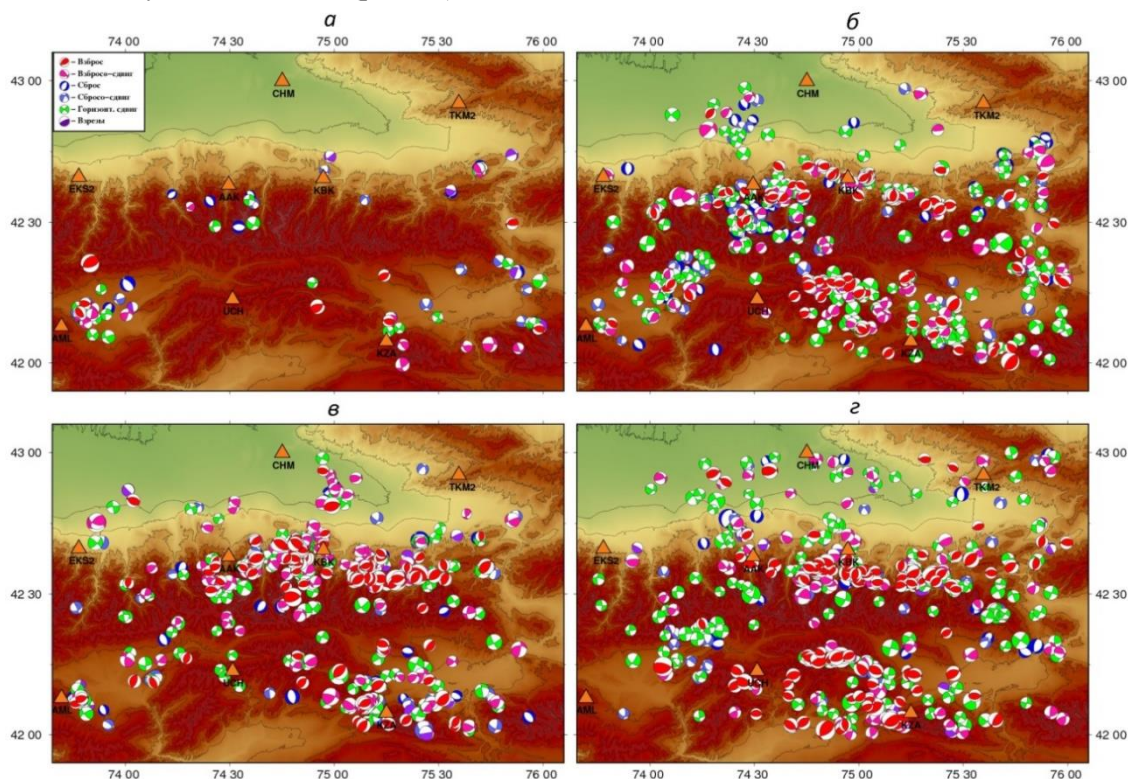
**Рис. 4.** Количественное распределение землетрясений в зависимости от: *а* — магнитуды; *б* — времени; *в* — глубины и *г* — количества знаков наблюдений

На рис. 5 представлены распределения фокальных механизмов землетрясений на глубинах: 0–5 (87 событий), 5–10 (506 событий), 10–15 (506 событий) и более 15 км (498 событий). Цвет механизма обозначает его тип согласно легенде к рис. 5а. Численное соотношение количества событий в зависимости от глубины составляет соответственно 87, 596, 589 и 498, или ~ 5 %, ~ 33.6 %, ~ 33.2 % и ~ 27.6 % от общего числа землетрясений. В сейсмоактивном слое 5–15 км расположено более половины (~ 70 %) рассматриваемых событий.

Приповерхностный слой земной коры (0–5 км) не является сейсмически активным (рис. 5а), или такая конфигурация приповерхностной сейсмичности может быть связана с артефактами вычислительного процесса. Отдельные землетрясения, отмеченные на карте, произошли в Суусамырской впадине, в центральной части Киргизского хребта (74.5° в. д.), в горах Кызарт, вдоль Иссык-Атинского разлома, и группа землетрясений обрамляет Кочкорскую впадину.

Сейсмоактивный слой (5–10 км) характеризуется четким рисунком зон сейсмической активности и компактным расположением землетрясений. В сейсмический процесс вовлечены Чуйская, Суусамырская и Кочкорская впадины, а также центральная и восточная часть предгорий Киргизского хребта, горы Сандык, Карамойнок, Кызарт. На уровне меридиана 74.50° в. д. собы-

тия расположены не только в предгорьях Киргизского хребта, но и покрывают Киргизский хребет до его южного склона (рис. 5б). Область сейсмичности следующего слоя (более 15 км) территориально практически совпадает с предыдущим слоем, однако носит более размытый характер и землетрясения расположены менее плотно. На этой глубине дополнительно отмечаются землетрясения в районе гор Жетижол (северо-восточная часть карты) и расширяется зона сейсмичности в Чуйской впадине (рис. 5в).



**Рис. 5.** Фокальные механизмы очагов на разных глубинах: *а* — 0–5 км; *б* — 5–10 км; *в* — 10–15 км и *г* — более 15 км

*Взбросы и сбросы.* Критерий отбора землетрясений взбросового и сбросового типа указан в таблице. Количество событий в каталоге, удовлетворяющих критерию землетрясения взбросового типа, соответствует 361, что составляет ~ 20.3 % от общего числа событий (см. табл.). Число событий, удовлетворяющих критерию землетрясения сбросового типа, — 146, что составляет 8.2 % от общего числа событий (см. табл.). Совместная карта взбросов и сбросов (рис. 6) позволяет оценить соотношение положений указанных событий на исследуемой территории.

Расположение событий взбросового типа (рис. 6, красный цвет) сконцентрировано в трех зонах, расположенных субширотно: в южной части Чуйской впадины до ее соединения с Чу-Илийскими горами, вдоль северного склона центральной и восточной части Киргизского хребта и южнее Киргизского хребта от Суусамыркой до Кочкорской впадины через горы Сандык, Карамойнок и Кызарт. События сбросового типа (рис. 6, синий цвет) большей частью являются единичными, и их концентрация отмечается только в центральной части Киргизского хребта на уровне меридиана 74.5° в.ид., несколько событий расположены в районе Суусамырской и Чуйской впадин и вдоль северного склона восточной части Киргизского хребта до Чу-Илийских гор. Численно сбросы преобладают в западной части рассматриваемой территории. Интерес вызывает область концентрации сбросов южнее станции ААК и в юго-восточной части Чуйской впадины. В первом случае зона проявления событий и сбросового, и взбросового типа частично перекрываются, во втором выделяются в отдельную область.



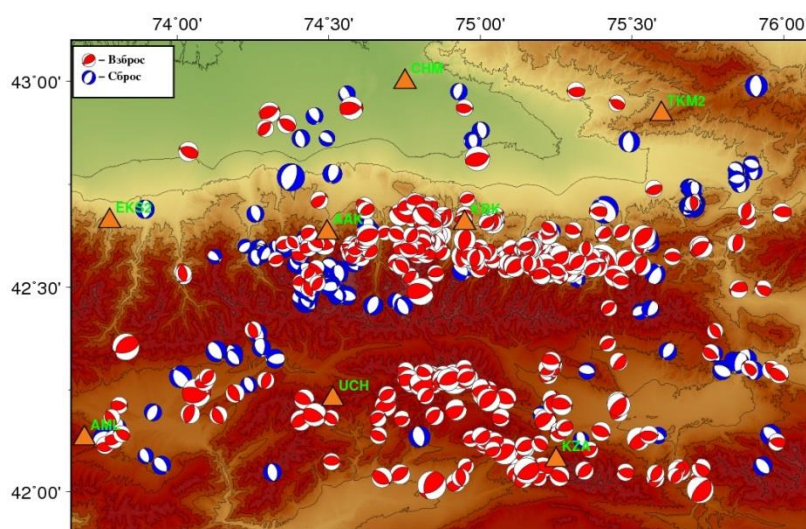


Рис. 6. Фокальные механизмы взбросового (красный цвет) и сбросового (синий цвет) типа

*Оси сжатия и растяжения.* Статистические характеристики осей главных напряжений позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. С этой целью были построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения, а также зависимости числа землетрясений от угла погружения. При построении значения углов простирания усреднялись с шагом 5 градусов, а значения углов погружения — с шагом 10 градусов (рис. 7А). Согласно полученным результатам, направление осей сжатия меняется от север-северо-западного до север-северо-восточного (разброс ограничен сектором 330°–10°). Для осей растяжения направление осей меняется от северо-восточного до юго-восточного (разброс ограничен сектором 60°–110°). Это хорошо согласуется с ранее опубликованными результатами [12, 14, 15]. Субгоризонтальное положение (до 30°) имеют 75 % осей сжатия и 53 % осей растяжения.

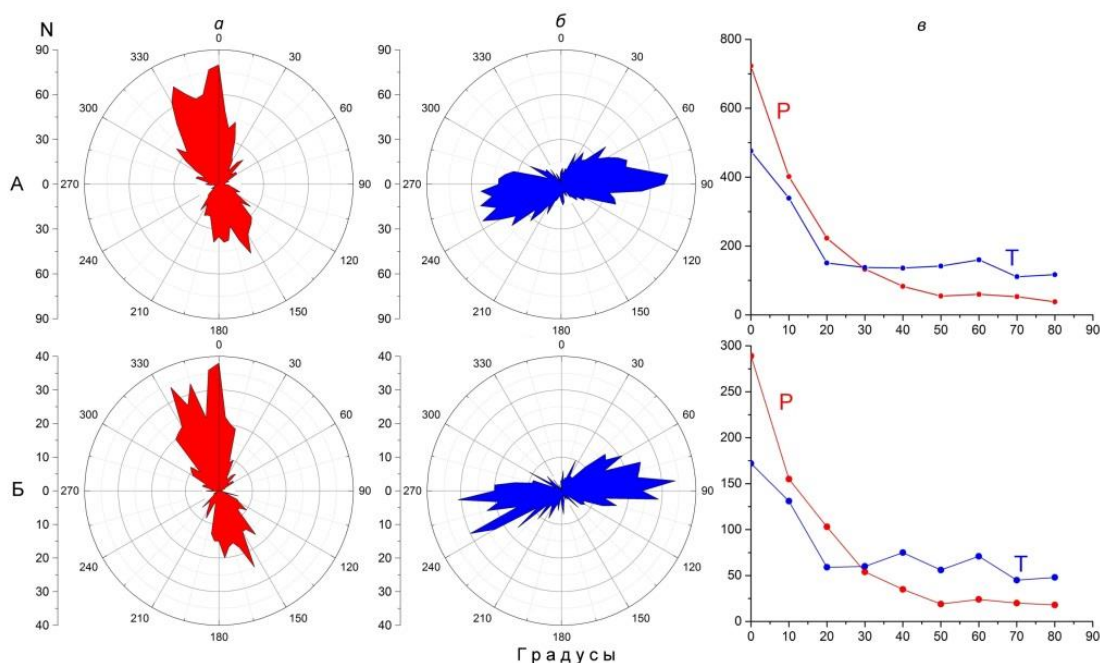
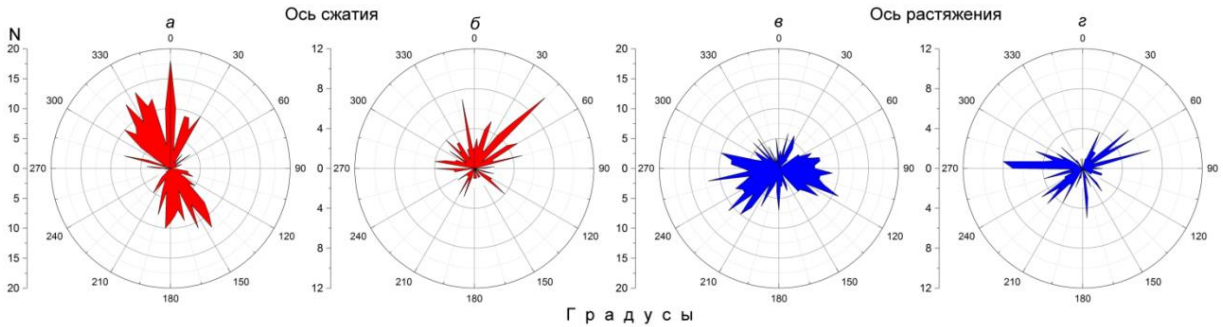


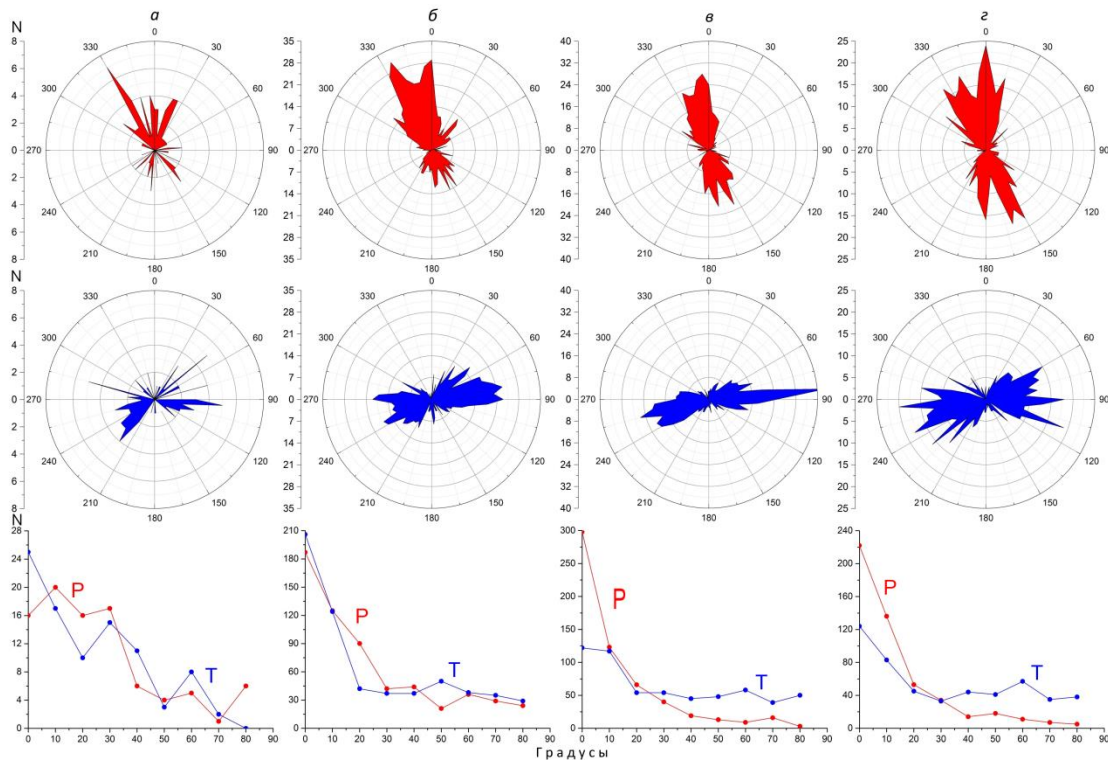
Рис. 7. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (а), растяжения (б) и зависимость числа землетрясений от угла погружения главных осей напряжений (в): А — для всех событий; Б — для событий с OBS = 9–10.

На рис. 76 представлены диаграммы распределения азимутов и графики угла наклона в зависимости от количества главных осей напряжений для выборки фокальных механизмов, определенных по 9–10 станциям (знакам). Для этих землетрясений наиболее ярко выражено северное и северо-западное направление оси сжатия и более широкий разброс направлений оси растяжения.



**Рис. 8.** Диаграммы распределения азимутов осей сжатия для взбросов (а), сбросов (б) и растяжения для взбросов (в) и сбросов (г)

На рис. 8 представлены диаграммы направления  $P$ - и  $T$ -осей для механизмов взбросового и сбросового типа.  $P$ -оси для взбросовых типов имеют три направления: север-северо-западное, северное и север-северо-восточное,  $T$ -оси большей частью ориентированы субширотно.  $P$ -оси для механизмов сбросового типа имеют множество направлений, наиболее представительным является северо-восточное направление, а для  $T$ -осей наиболее представительным является западное направление.



**Рис. 9.** Диаграммы распределения азимутов осей сжатия ( $P$ ) (верхний ряд), растяжения ( $T$ ) (средний ряд) и зависимость числа землетрясений от угла погружения главных осей напряжений (нижний ряд) на различных глубинах: 0–5 км (87 событий); 5–10 км (596 событий); 10–15 км (589 событий); более 15 км (498 событий)

В работе [16] отмечено, что, обладая различными реологическими свойствами, слои земной коры Тянь-Шаня по-разному реагируют на испытываемое ими тектоническое сжатие. Соответственно, было логично исследовать изменение азимутов главных осей в зависимости от глубины расположения очагов сейсмических событий.

На рис. 9 представлены диаграммы распределения осей сжатия и растяжения, построенные для различных глубин слоев: 0–5 км, 5–10 км, 10–15 км и более 15 км. Согласно рис. 9, направление оси сжатия на всех рассматриваемых глубинах меняется в секторе  $330^{\circ}$ – $10^{\circ}$ , однако максимальное пиковое значение числа событий с глубиной смещается от  $330^{\circ}$  (северо-западное направление) к  $360^{\circ}$  (северное). Направление осей растяжения для всех глубин меняется от северо-восточного до юго-восточного. По количественному и процентному соотношению числа событий в зависимости от глубины (см. табл.) прослеживается увеличение числа взбросов и уменьшение числа сбросов с глубиной.

## Выводы

1. Полученный банк данных о фокальных механизмах очагов землетрясений, произошедших на территории Северного Тянь-Шаня, можно считать представительным и применять к нему методы оценки напряженно-деформированного состояния.
2. Статистический анализ фокальных механизмов показал, что в рассматриваемом регионе формируются в основном очаги, относящиеся по характеру происходящих в них подвижек к трем типам: взбросы, взбросо-сдвиги и горизонтальные сдвиги. Сбросовые и сбросо-сдвиговые события происходят реже и имеют случайную пространственную локализацию.
3. Для рассматриваемых событий преобладающим направлением азимутов осей сжатия является северо-северо-западное, а для осей растяжения — востоко-северо-восточное.

## Источники финансирования

Работа проведена в рамках выполнения государственного задания ИФЗ РАН.

## Список литературы

1. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 190 с. 1972.
2. Сычева Н. А., Богомолов Л. М., Кузиков С. И. Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере KNET, Северный Тянь-Шань). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 358 с. 2020.
3. Сычева Н. А., Аладьев А. В., Мухамадиева В. А., Юнга С. Л. Исследование фокальных механизмов очагов и сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 108–112. 2003.
4. Сычева Н. А. Использование информационно вычислительных технологий в изучении фокальных механизмов очагов по данным сети KNET // Вестник КРСУ. Т. 4. № 8. С. 22–27. 2004.
5. Сычева Н. А., Юнга С. Л., Богомолов Л. М., Мухамадиева В. А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. № 11. С. 62–78. 2005.
6. Сычева Н. А., Сычев В. Н. Фокальные механизмы очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET // Вестник Кыргызско-Российского Славянского университета. Т. 15. № 3. С. 139–143. 2015.
7. Сычева Н. А., Мансуров А. Н. Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных // Геодинамика и Тектонофизика. Т. 8. № 4. С. 809–825. 2017.
8. Сычева Н. А. Обновленные оценки интенсивности сейсмотектонических деформаций и весовой функции для расчета СТД Бишкекского геодинамического полигона // Вестник Кыргызско-Российского славянского университета. Т. 17. № 1. С. 206–211. 2017.

9. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 134 с.
10. Snoke J. A., Munsey J. W., Teague A. C., Bollinger G. A. A program for focal mechanism determination by combined use of Polarity and SV-P amplitude ratio data // Earthquake Notes. V. 55. N 3. P. 15. 1984.
11. Reasenberг P. A., Oppenheimer D. FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions. US Geological Survey Open-File Report 85-739. 109 p. 1985.
12. Крестников В. Н., Шишкин Е. И., Штанге Д. В., Юнга С. Л. Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 3. С. 13-30. ISSN 0002-3377. 1987.
13. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 246 с. 1983.
14. Юнга С. Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука, 191 с. 1990.
15. Курскеев А. К., Белослюдцев О. М., Жданович А. Р. и др. Сейсмологическая опасность орогенов Казахстана. Алматы: Эверо, 294 с. 2004.
16. Юдахин Ф. Н., Беленович Т. Я. Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений // Изв. АН Кирг. ССР. Физ.-тех. и матем. науки. 1989. № 1. С. 101-108. 1989.

## Некоторые характеристики сейсмичности Алтая и Саян

Сычева Н. А.<sup>(1)</sup>, Сычев В. Н.<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН),  
123242, Россия, г. Москва, Б. Грузинская ул., 10, стр. 1, email: nelya@ifz.ru

<sup>(2)</sup> Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН),  
693022, Россия, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б

### Аннотация

Рассмотрены некоторые характеристики сводного каталога землетрясений и сейсмического процесса для территории Алтая и Саян. Сводный каталог получен и сформирован из различных источников и содержит параметры более 20 000 землетрясений, произошедших с 1920 по 2022 г. Определены статистические характеристики каталога по энергетическому классу, времени и по глубине. Для оценки распределения землетрясений по глубине выполнены вертикальные разрезы: север-юг, запад-восток. Определена представительная выборка каталога. Построено распределение количества землетрясений, интенсивности сеймотектонической деформации (СТД) и параметра сейсмогенных разрывов. Выделены зоны сейсмической активности и максимальных интенсивных деформаций земной коры. Для описания функции распределения землетрясений по энергии использовался закон Гутенберга–Рихтера, а также положения неэкстенсивной статистической физики.

### Ключевые слова:

землетрясение, представительная выборка, интенсивность сеймотектонической деформации, параметр Тсаллиса  $q$ , неэкстенсивная статистическая физика

### Введение

Алтай и Саяны являются составной частью горной системы Центральной Азии. На современном этапе эти территории характеризуются высоким сейсмическим потенциалом и расположены в пределах области с возможными 8-балльными землетрясениями. Современная сейсмичность характеризуется большим количеством слабых и умеренных толчков с интенсивностью 3–6 баллов. По уровню сейсмической активности эта территория неоднородна. Исследованию сейсмичности Алтае-Саянской области посвящены работы [1–7 и др.], где представлены результаты как по анализу отдельных землетрясений и их афтершоков, фоновой сейсмичности, так и затрагиваются вопросы развития сейсмологической сети наблюдений.

Целью данной работы является сбор сейсмических данных (современных и исторических) по территории Алтая и Саян и исследование некоторых характеристик сейсмичности.

В данной работе собраны сейсмологические данные по исследуемой территории из отечественных и зарубежных источников и получены первые предварительные результаты, которые позволили оценить некоторые характеристики сейсмического процесса. Полученные данные в дальнейшем позволят перейти к более детальным исследованиям территории Алтая и Саян.

### Исходные данные

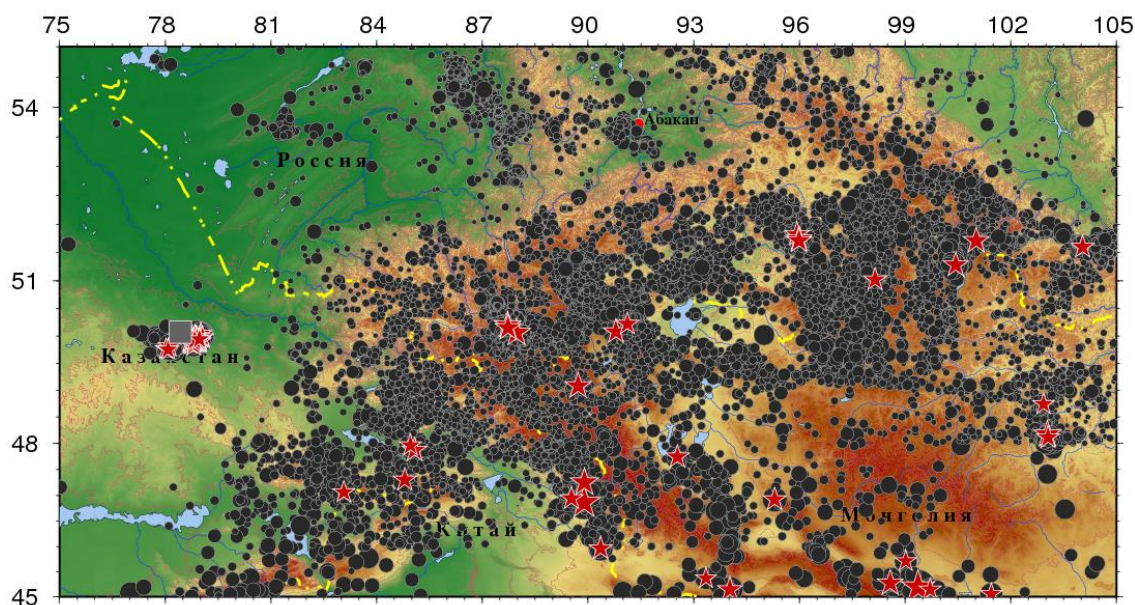
Для территории Алтая и Саян (область, ограниченная координатами 45–55° с. ш. и 75–105° в. д.) собран сводный каталог землетрясений из различных источников:

- 1) Сайт Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН) (<http://www.ceme.gsras.ru/new/catalog/>), *Алтай и Саяны*;
- 2) FTP-сервер ФИЦ ЕГС РАН ([http://www.ceme.gsras.ru/ftp/Teleseismic\\_Catalog/](http://www.ceme.gsras.ru/ftp/Teleseismic_Catalog/));
- 3) International Seismological Center (ISC, <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/search/catalogue/>);



- 4) U.S. Geological Survey (USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>);
- 5) European Mediterranean Seismological Centre (EMSC, <https://www.emsc-csem.org/#2>);
- 6) Статья [8] из сборника научных трудов «Сейсмичность Алтае-Саянской области»;
- 7) Сайт ФИЦ ЕГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru/new/catalog/>), Прибайкалье, Забайкалье.

Региональная сейсмичность Алтая и Саян регистрируется пунктами наблюдений сейсмологической сети Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра Единой геофизической службы РАН, и основную часть каталога составляют землетрясения, определенные этим филиалом. Максимальное количество землетрясений из иностранных источников по Алтаю и Саянам содержится в каталоге U.S. Geological Survey (USGS). При поиске и исключении дублирующих событий сравнивались такие параметры, как время землетрясения и эпицентрального положение. К ним были отнесены землетрясения, для которых разница по времени не превышала значения 80 сек., а по координатам  $1.2^\circ$ . При формировании итогового каталога за основу были выбраны землетрясения из первого источника (ФИЦ ЕГС РАН). Каждый последующий источник сравнивался с первым, и из второго источника исключались дублирующие землетрясения. Собранный каталог землетрясений включает 22 075 событий, которые произошли на исследуемой территории с 1920 по 2022 г. Положение землетрясений из итогового каталога представлено на рис. 1, звездочками обозначено положение эпицентров землетрясений с магнитудой  $M \geq 6$ .



**Рис. 1.** Эпицентрального положение землетрясений (22 075 событий), которые произошли с 1920 по 2022 г. на исследуемой территории. Звездочками отмечены землетрясения с  $M \geq 6$ . Серым квадратом отмечено положение Семипалатинского ядерного полигона

## Методика

Методика расчета *интенсивности сейсмотектонических деформаций (СТД)* представлена во многих работах, однако для понимания интенсивности СТД приведем основные выражения и преобразования. Тензор скорости сейсмотектонической деформации  $\langle \varepsilon_{ij} \rangle$  [9] определяется суммой тензоров сейсмических моментов, нормированных на время, объем и модуль сдвига:

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)}, \quad (1)$$

где  $\mu$  — модуль сдвига;  $V$  — элементарный объем;  $T$  — период исследования;  $M_0^{(\alpha)}$  — сейсмический момент землетрясения с номером  $(\alpha)$  ( $\alpha = 1, 2, \dots, N$ );  $m_{ij}$  — компоненты тензора механизма очага.

Используя предположение о подобии СТД на разных масштабных уровнях (подобии подвижек на реальных определениях механизма очагов землетрясений в широком диапазоне энергий, проверка проведена в ряде работ, и, как известно, найдено подтверждение наличия подобия [10]), это выражение можно преобразовать к виду

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \cdot \sum_{\alpha=1}^N m_{ij}^{\alpha} = I_{\Sigma} \cdot \frac{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)} \cdot m_{ij}^{(\alpha)}}{\sum_{\alpha=1}^N w^{(\alpha)}}, \quad (2)$$

где  $w^{(\alpha)}$  — вес отдельного события, определяемый из весовой функции  $w$ , и  $I_{\Sigma}$  определяется выражением

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{\mu VT} \sum_{\alpha=1}^N M_0^{(\alpha)} \quad (3)$$

и принимается за интенсивность сеймотектонической деформации [11].

Параметр *концентрации сейсмогенных разрывов*  $K_{\text{CP}}$  имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме  $V_0$  за время  $\Delta T$ , к их средней длине [12, 13]:

$$K_{\text{CP}} = \eta^{-1/3} / l_{\text{CP}}, \quad (4)$$

где  $\eta = N/V_0$  — объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям;  $l_{\text{CP}} = \frac{1}{N} \sum_j l_j$  — средняя длина разрыва по ансамблю трещин;  $N$  — общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов  $[K_{\min}, K_{\max}]$ , произошедших в элементарном сейсмоактивном объеме  $V_0$  за время  $\Delta T$ ;  $l_j$  — длина единичного сейсмогенного разрыва, которая оценивается по формуле:

$$\lg l_j = aK_j + c, \quad (5)$$

где  $K_j$  — энергетический класс (или магнитуда) землетрясения. В разных сейсмоактивных регионах коэффициенты  $a$  и  $c$  могут иметь различное значение. Из опыта использования  $K_{\text{CP}}$  в ряде сейсмоактивных регионов мира следует, что наиболее удачный выбор значений коэффициентов [14]:  $a = 0.244$ ,  $c = -2.266$ . В случае использования магнитуды вместо энергетического класса в выражении (5) вместо  $K_j$  можно подставить  $M$ , но при этом коэффициенты изменятся на следующие значения:  $a = 0.440$ ,  $c = -1.289$ .

В основе концепции *неэкстенсивной статистической физики* лежит понятие энтропии Тсаллиса  $S_q$  [15], являющейся обобщением энтропии Больцмана–Гиббса и часто используемой для описания сложных динамических систем, которые демонстрируют эффекты памяти, масштабную инвариантность, фрактальность и дальнедействующие корреляции:

$$S_q = k \frac{1}{q-1} \left( 1 - \sum_{i=1}^N p_i^q \right); \quad \sum_{i=1}^N p_i = 1 \quad (6)$$

где  $p_i$  — вероятность того, что система находится в  $i$ -состоянии,  $N$  — число состояний системы,  $k$  — некоторая положительная константа, которая определяет единицу измерения энтропии и в физических формулах служит для связки размерностей, как, например, постоянная Больцмана,  $q$  — параметр Тсаллиса, характеризующий степень неэкстенсивности. Статистика Больцмана соответствует пределу  $q \rightarrow 1$ :

$$S = -k \sum_{i=1}^N p_i \ln p_i, \quad (7)$$

где  $k$  — постоянная Больцмана ( $k = 1.38 \cdot 10^{-23}$  Дж/К),  $N$  — число возможных состояний системы.

Случай  $q < 1$  соответствует пределу по энергиям. Соотношение  $q > 1$  указывает на наличие дальних корреляций и памяти в неравновесной системе, когда аддитивность нарушается, а сам параметр Тсаллиса  $q$  может служить мерой отступления от аддитивности или мерой неэкстенсивности. Основанная на этих принципах неэкстенсивная статистическая физика активно применяется в различных областях знаний (см. библи.: [16]).

Рассматривая частотно-магнитудное распределение сейсмичности, авторы в работе [17] предложили модель механизма генерации землетрясений (Fragment-Asperity Interaction Model for Earthquakes), учитывающую взаимодействие двух плоскостей разломов и фрагментов, заполняющих пространство между ними, где фрагменты образуются в результате локального разрушения материала, образующего плоскости разломов. Предполагается, что это взаимодействие модулирует запуск землетрясения. Используя подходы неэкстенсивной статистической физики, авторы продемонстрировали влияние распределения фрагментов по размерам на распределение энергии землетрясений и ввели функцию распределения землетрясений по энергиям, которая, как частный случай, сводится к закону Гутенберга–Рихтера.

В работе [18], учитывая связь энергии землетрясения с магнитудой, получили следующее аналитическое выражение, описывающее обобщенный закон Гутенберга–Рихтера, которое связывает нормированное кумулятивное число землетрясений с магнитудой  $M$ , превышающей пороговое значение  $M_{th}$ , с параметром Тсаллиса  $q$ :

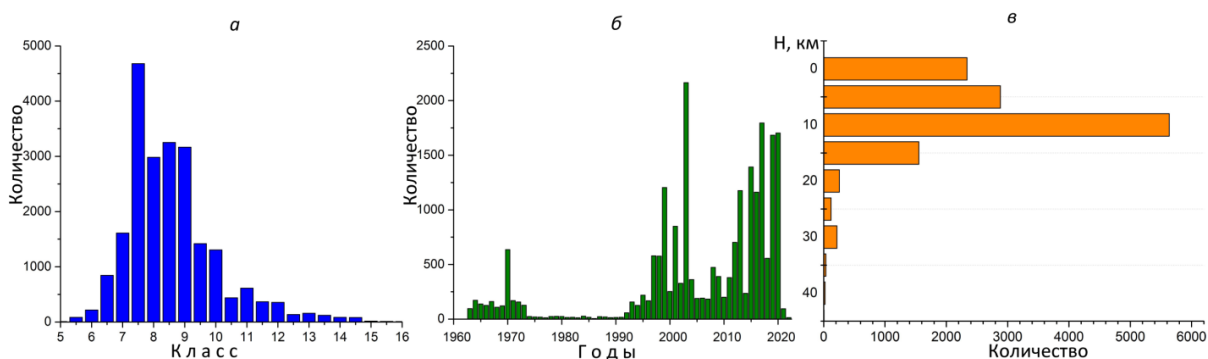
$$\log\left(\frac{N(M > M_{th})}{N}\right) = \left(\frac{2-q}{1-q}\right) \log\left[1 - \left(\frac{1-q}{2-q}\right) \left(\frac{10^{M_{th}}}{a^{2/3}}\right)\right], \quad (8)$$

где  $N(M > M_{th})$  — количество землетрясений с энергией больше порогового значения  $M_{th}$ , и  $M \sim \log(E)$ ,  $E$  — энергия землетрясения,  $N$  — полное количество землетрясений,  $a$  — константа пропорциональности между энергией землетрясения  $E$  и размером фрагмента блоков  $r^3$  между разломами и имеет размерность объемной плотности энергии [18–21].

По мнению многих авторов, значение параметра  $q$  можно использовать как меру стабильности активной тектонической зоны [18, 20–26]. Резкое увеличение параметра  $q$  указывает на усиление взаимодействия между разломными блоками и их фрагментами и связано с отклонением их от равновесного состояния [21].

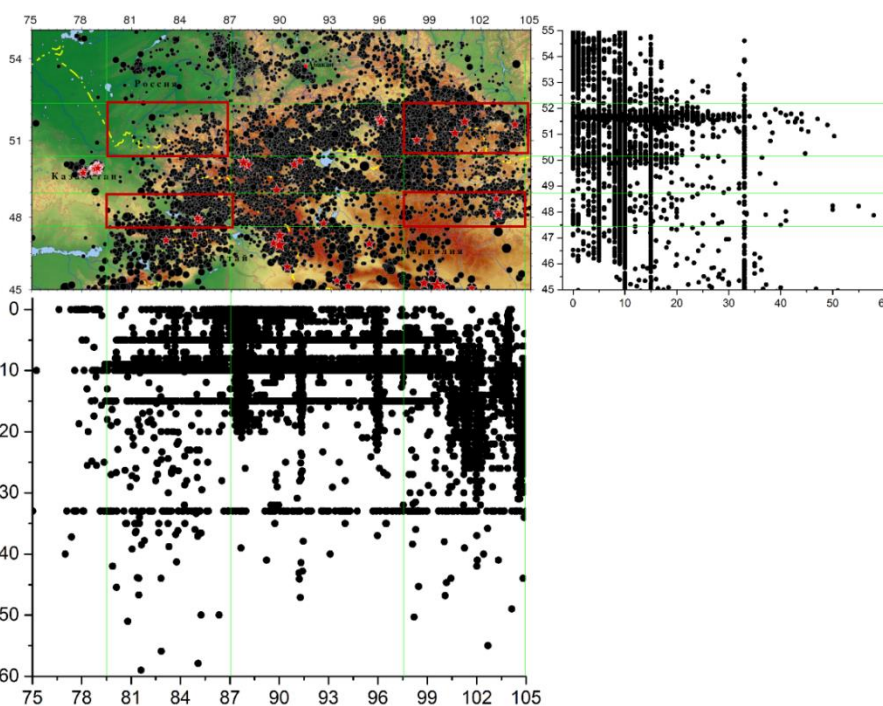
## Результаты

Согласно *статистическим характеристикам*, представленным на рис. 2, основную часть каталога составляют землетрясения с  $7.6 \leq K \leq 9.4$  ( $2 \leq M \leq 3$ ) (рис. 2а). События во времени распределены неравномерно, наиболее сейсмически активными являются периоды: 2003, 2013–2020 гг., исключая 2014 и 2018 гг. (рис. 2б). Период с 1920 по 1959 г. не отражен на графике из-за малого количества данных. Основная часть событий произошла до глубины 30 км, значительная часть из которых до глубины 15 км (рис. 2в). 64 события имеют глубину от 33 до 81 км. Распределение землетрясений по глубине построено на основе 13 116 событий.



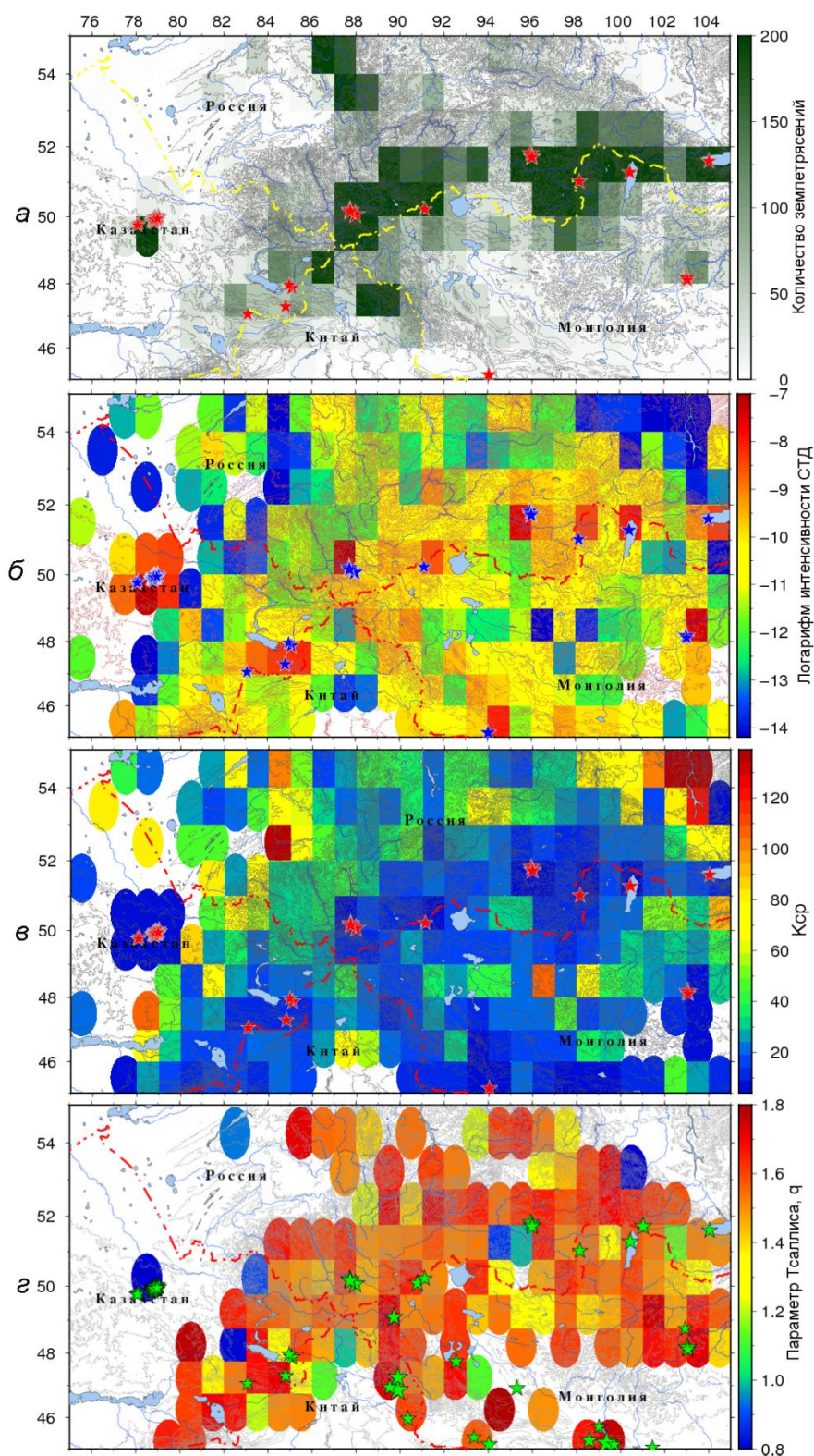
**Рис. 2.** Количественное распределение землетрясений: *а* — по энергетическому классу; *б* — по времени; *в* — по глубине

Наиболее детальное глубинное распределение землетрясений представлено на вертикальных разрезах, выполненных в двух направлениях: запад-восток и север-юг (рис. 3). В исследуемом регионе землетрясения происходят на глубине 0–40 км. Значительная часть землетрясений расположена на глубинах, кратных пяти: 0, 5, 10, 15. Вероятно, это связано с трудностями определения глубины землетрясения и округлением ее до значения, кратного 5, или связано с применением при обработке региональных годографов, построенных для определенных глубин. Группа землетрясений имеет глубину 33 км, что может быть связано с применением годографа Джеффриса–Буллена [27]. Модель Джеффриса–Буллена является одной из наиболее ранних современных моделей Земли и имеет отметку границы Мохоровичича  $h = 33$  км. Наиболее глубокие события происходят в областях, ограниченных координатами прямоугольников, отмеченных на карте красным цветом. Для более точного ответа необходимо построить дополнительные разрезы.



**Рис. 3.** Эпицентральное расположение землетрясений и вертикальные разрезы: справа — разрез ориентирован в направлении север-юг — 45–55° с. ш.; снизу — запад-восток 75–105° в. д.





**Рис. 4.** Распределение на исследуемой территории параметра: *а* — количества землетрясений; *б* — логарифма интенсивности STD; *в* — параметр концентрации сейсмогенных разрывов КСР; *г* — параметр Тсаллиса  $q$ . Звездочками обозначены землетрясения с  $M \geq 6$

Представительная часть каталога землетрясений определена для сейсмических событий без добавления источника № 6–7 из списка выше. Для корректного определения представительной

части каталога землетрясений был привлечен подход, описанный в работе [28], который предполагает предварительное удаление афтершоков из каталога. Для выделения афтершоковых зависимостей была использована программа В.Б. Смирнова, алгоритм которой реализует метод локального отношения интенсивностей (ЛОИ), разработанный Г.М. Молчаном и О.Е. Дмитриевой [29]. Для определения представительной выборки на основе подхода, предложенного в работе [28], из каталога были удалены афтершоки. Поиск афтершоков происходил для событий с  $K \geq 12$  ( $M \geq 4.4$ ). По результатам построения распределения Гутенберга–Рихтера представительная часть каталога начинается с событий с  $M \geq 2$  ( $K \sim 7.6$ ), что позволяет проводить анализ сейсмических данных, начиная с событий указанного класса. В дальнейших исследованиях рассматривалась только представительная часть каталога.

*Некоторые характеристики сейсмичности Алтая и Саян.* Расчет количественного распределения землетрясений, логарифма интенсивности СТД, параметра концентрации сейсмогенных разрывов и параметра Тсаллиса  $q$  проводился в ячейках размером  $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ , при этом рассматривалась только представительная часть каталога за период с 1960 по 2022 г. (18 674 события). Результаты построений представлены на рис. 4.

Количественное распределение позволяет оценить плотность сейсмических событий по территории. Максимальное количество землетрясений (1953 событий) произошло в ячейке с центром  $50^\circ$  с. ш. и  $87^\circ$  в. д. (область Чуйского землетрясения, 2003 г.). При построении карты количественного распределения землетрясений для большей информативности были заданы границы изменения количества 0–200. В ячейках, отмеченных темно-зеленым цветом, произошло более 200 землетрясений (рис. 4а). Задание реальных границ 0–1953 привело бы к отображению только одной зоны — области Чуйского землетрясения. На эту же карту вынесены землетрясения с  $M \geq 6$ . Их положение в большинстве случаев совпадает с темно-зеленым фоном, за исключением крупных землетрясений в южной части, где отсутствуют данные по слабой сейсмичности.

На рис. 4б представлено распределение логарифма интенсивности деформации. Высокий уровень деформации земной коры ( $10^{-7}$  год $^{-1}$ ) отмечается в областях, где произошли крупные сейсмические события: Горный Алтай, Восточные Саяны, Тува, Зайсанская долина, Гобийский Алтай.

Распределение параметра концентрации сейсмогенных разрывов представлено на рис. 4в. Низкий уровень параметра  $K_{\text{СР}}$  наблюдается на территории Восточного Казахстана, Западных Саян, Алтая и Восточных Саян, Монгольского Алтая и Гобийского Алтая.

На рис. 4г представлено площадное распределение параметра Тсаллиса  $q$  для каждой рассматриваемой ячейки пространства для территории Алтая и Саян. Отмечается неоднородность исследуемого параметра. Минимальное значение этого параметра на исследуемой территории составляет  $q = 0.8$ , максимальное  $q = 1.8$ . Для основной части областей, где произошли сильные землетрясения, значение  $q \geq 1.6$ , что может означать, что в этих областях сохраняется нестабильное состояние, активный сейсмический процесс продолжается, а сейсмогенерирующие зоны еще не вернулись в состояние относительного равновесия. Примечательной является область в Восточной части Казахстана, где в районе Семипалатинского полигона произошли ядерные взрывы, эта область характеризуется низким значением параметра Тсаллиса  $q$ . Это может означать, что между этими сильными событиями (ядерными взрывами) отсутствует какая-либо взаимная корреляция, или, иначе говоря, землетрясения, вызванные подземными ядерными взрывами, никак не связаны между собой.

## Выводы

1. Из различных отечественных и зарубежных источников собран сводный каталог землетрясений по территории Алтая и Саян (область, ограниченная координатами  $45\text{--}55^\circ$  с. ш. и  $75\text{--}$

- 105° в. д.), который включает в себя более 20 000 сейсмических событий, которые произошли в период 1920–2022 гг.
2. Определен представительный класс сводного каталога, который включает события, начиная с  $K \sim 7.6$  ( $M \geq 2$ ).
  3. Для представительной части каталога построены распределения различных параметров, характеризующих сейсмический процесс на исследуемой территории, которые указывают, что Алтае-Саянская складчатая область, являющаяся составной частью горной системы Центральной Азии, сейсмически активна и требует дальнейших более детальных исследований.

## Источники финансирования

Работа проведена в рамках выполнения государственного задания ИФЗ РАН и ИМГиГ ДВО РАН.

## Список литературы

1. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В. и др. Сейсмологические исследования на территории Алтае-Саянской горной области // Российский сейсмологический журнал. Т. 3. № 2. С. 20–51. 2021. DOI: 10.35540/2686-7907.2021.2.02
2. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В. Сейсмоструктура активизированной объемной структуры разломов: результаты исследования строения верхнекоровой очаговой области континентального Чуйского землетрясения  $M_S=7.3$ , произошедшего 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае (Россия) // Геотектоника. № 2. С. 94–104. 2021б. DOI: 10.31857/S0016853X21010045
3. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В., Шевкунова Е. В., Подкорытова В. Г., Корабельщиков Д. Г., Чурашев С. А. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России. Алтай и Саяны // Землетрясения России в 2016 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, с. 32–38. 2017.
4. Еманов А. Ф., Лескова Е. В., Еманов А. А., Радзиминович Я. Б., Гилева Н. А., Артемова А. И. Белин-Бий-Хемское землетрясение 16 августа 2008 г. с  $K_P=15$ ,  $M_w=5.7$ ,  $I_0=7$  (Республика Тыва) // Землетрясения Северной Евразии, 2008 год. Обнинск: ГС РАН, с. 378–385. 2014.
5. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Лескова Е. В., Селезнев В. С., Фатеев А. В. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г.,  $M_L=6.7$  и 26.02.2012 г.,  $M_L=6.8$  и их афтершоки // Доклады Академии наук. Т. 456. № 2. С. 223–226. 2014. DOI: 10.7868/S0869565214140187
6. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Лескова Е. В., Фатеев А. В., Подкорытова В. Г. Тувинские землетрясения 27.12.2011 ( $M_L=6.7$ ) и 26.02.2012 ( $M_L=6.8$ ), геомеханическая модель развития взаимосвязанной активизации // Геофизические методы исследования земной коры: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика Н. Н. Пузырева. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. С. 138–141. 2014б.
7. Еманов А. Ф., Еманов А. А., Лескова Е. В., Колесников Ю. И., Янкайтис В. В., Филина А. Г. Урэг-Нурское землетрясение 15.05.1970 г.,  $M_s = 7.0$  (Монгольский Алтай) афтершоковый процесс и особенности современной сейсмичности эпицентральной области // Геология и геофизика. Т. 53. № 10. С. 1417–1429. 2012.
8. Филина А. Г. Каталог землетрясений Алтае-Саянской области с  $K \geq 9$  за 1963–1973 гг. // Сборник научных трудов. Сейсмичность Алтае-Саянской области. Под ред. В.Н. Гайского. Изд-во: ИГГ СО РАН, с. 99–161. 1975.
9. Юнга С. Л. Методы и результаты изучения сейсмостектонических деформаций. М.: Наука, 191 с. 1990.
10. Юнга С. Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки: отчет о НИР. Обнинск, 41 с. 2002.
11. Лукк А. А., Юнга С. Л. Сейсмостектоническая деформация Гармского района // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 10. С. 24–43. 1979.
12. Соболев Г. А., Завьялов А. Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Доклады АН СССР. Т. 252. № 1. С. 69–71. 1980.



13. Завьялов А. Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 254 с. 2006.
14. Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, с. 9–27. 1976.
15. Tsallis C. Possible generalization of Boltzmann-Gibbs statistics. J. Statistical Phys. V. 52. N 1–2. P. 479–487. 1988. <https://doi.org/10.1007/bf01016429>
16. Group of Statistical Physics // Nonextensive Statistical Mechanics and Thermodynamics [Электронный ресурс]. URL: <http://tsallis.cat.cbpf.br/biblio.htm>. Дата обращения: 02.11.2022.
17. Sotolongo-Costa O., Posadas A. Fragment-Asperity Interaction Model for Earthquakes // Phys. Rev. Lett. V. 92. Art. N. 048501. 2004. DOI: 10.1103/PhysRevLett.92.048501
18. Telesca L., Chen C. C. Nonextensive analysis of crustal seismicity in Taiwan // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. V. 10. P. 1293–1297. 2010. doi: 10.5194/nhess-10-1293-2010
19. Silva R., Franca G. S., Vilar C. S., Alcanis J. S. Nonextensive models for earthquakes // Phys. Rev. E. V. 73. Art. N. 026102. 2006. doi: 10.1103/PhysRevE.73.026102
20. Vallianatos F., Michas G., Papadakis G. Non-extensive and natural time analysis of seismicity before the Mw6.4, October 12, 2013 earthquake in the South West segment of the Hellenic Arc // Physica A. V. 414. N 15. P. 163–173. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.physa.2014.07.038>
21. Complexity of Seismic Time Series: Measurement and Application / Ed. by Chelidze T., Vallianatos F., Telesca L. Amsterdam, Netherlands: Elsevier, 548 p. 2018. [www.elsevier.com/books/complexity-of-seismic-time-series/chelidze/978-0-12-813138-1](http://www.elsevier.com/books/complexity-of-seismic-time-series/chelidze/978-0-12-813138-1)
22. Matcharashvili T., Chelidze T., Javakhishvili Z. et al. Non-extensive statistical analysis of seismicity in the area of Javakheti, Georgia // Computers & Geosciences. V. 37. P. 1627–1632. 2011.
23. Papadakis G. A Non-Extensive Statistical Physics Analysis of Seismic Sequences: Application to the Geodynamic System of the Hellenic Subduction Zone, PhD Thesis. University College London. 2016.
24. Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P. A nonextensive statistical physics analysis of the 1995 Kobe, Japan earthquake // Pure Appl. Geophys. V. 172. P. 1923–1931. 2015.
25. Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P. Non-extensive statistical physics applied to heat flow and the earthquake frequency-magnitude distribution in Greece // Physica A. V. 456. P. 135–144. 2016.
26. Сычев В. Н., Сычева Н. А. Неэкстенсивный анализ афтершоков умеренных землетрясений Тянь-Шаня и Северного Памира // Вулканология и сейсмология. №. 1. С. 65-79. 2021.
27. Jeffreys H., Bullen K.E. Seismological Tables. London: British Association for the Advancement of Science, 1940.
28. Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 270 с. 2003.
29. Молчан Г. М., Дмитриева О. Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. Вып. 24. М.: Наука, с. 19–50. 1991.

## Секция STP. Солнечно-земная физика

DOI: 10.53454/978598620\_93

### Влияние солнечного протонного события 23 января 2012 г. на распространение радиосигналов в ОНЧ-диапазоне в полярных широтах

Ахметов О. И.<sup>(1)</sup>, Мингалев И. В.<sup>(1)</sup>, Мингалев О. В.<sup>(1,2)</sup>,  
Белаховский В. Б.<sup>(1)</sup>, Суворова З. В.<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Полярный геофизический институт (ПГИ), 184209, Россия, г. Апатиты, Академгородок, 26а,  
e-mail: akhmetov@pgia.ru

<sup>(2)</sup> Мурманский арктический государственный университет (МАГУ),  
183038, Россия, г. Мурманск, ул. Капитана Егорова, 15

#### Аннотация

Методами вычислительного эксперимента исследованы амплитудные и фазовые характеристики сигналов ОНЧ антропогенного происхождения во время события SPE (Solar Particle Event) 23 января 2012 г. Источник сигналов — модельный вариант задания пакета сигналов системы дальней навигации РСДН-20 (11 905, 12 679, 14 881 Гц). Для данного события проведено 4 вычислительных эксперимента: два для спокойных условий 22 января в 03:00 и в 11:00 UTC, два в возмущенных условиях 23 января в то же время. Концентрация электронов определялась по данным радара некогерентного рассеяния VHF EISCAT, расположенного в городе Тромсё, Норвегия. Частоты столкновений в вычислительных экспериментах рассчитывались с использованием модели NRLMSISE, а геомагнитное поле задавалось при помощи модели геомагнитного поля Земли IGRF.

#### Ключевые слова:

распространение ОНЧ волн, численное моделирование, ионосфера, SPE

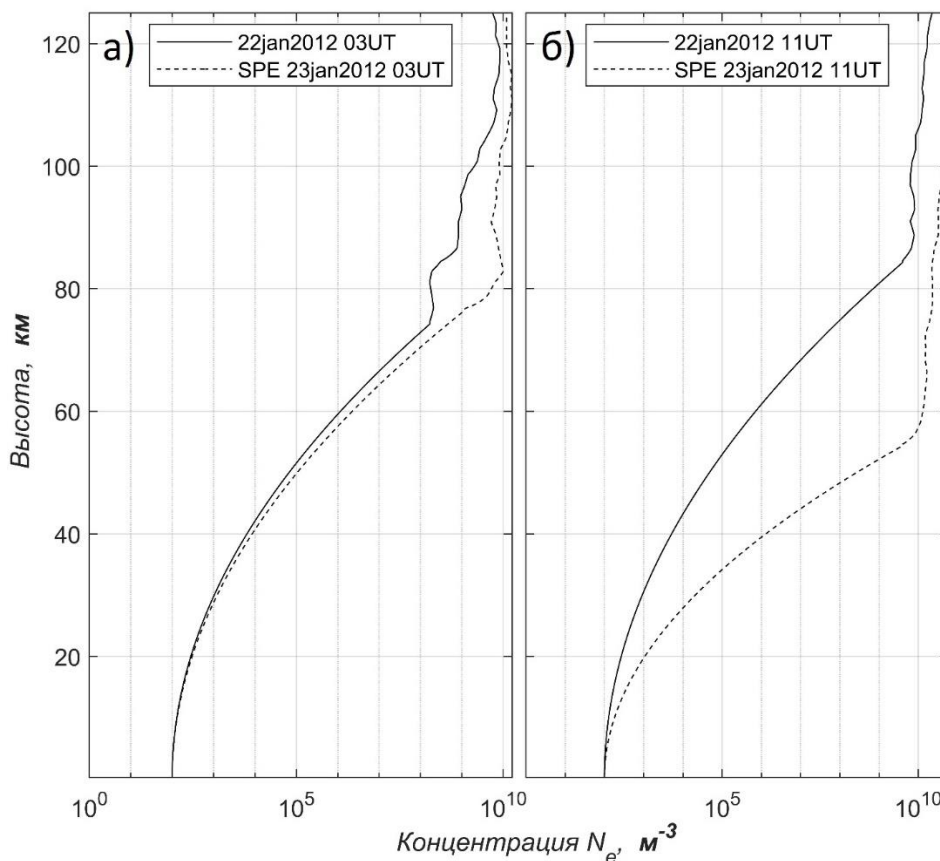
#### Введение

Солнечное протонное событие (SPE) представляет собой явление, которое возникает, когда частицы, испускаемые Солнцем, в основном протоны, ускоряются в атмосфере Солнца во время солнечной вспышки или в межпланетном пространстве на ударной волне коронального выброса массы. Протоны солнечных космических лучей (СКЛ) наиболее свободно проникают в полярные области Земли из-за конфигурации магнитного поля Земли. СКЛ вызывают повышенную ионизацию в нижней области ионосферы, D-области (около 50–80 км). Эта область особенно важна для радиосвязи в диапазоне ОНЧ, поскольку именно в этой области происходит отражение и основная часть поглощения энергии радиосигнала.

Протонное событие 23 января 2012 г. началось, по данным спутников GOES, 23 января 2012 г. в 05.30 UT и достигло максимума в 15.30 UT. Причиной этого события являлась солнечная вспышка класса M8/2B с координатами N28W36 в 03.59 UT. Поток протонов составлял  $6310 \text{ p (cm}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{стер)}^{-1}$  по данным спутников GOES для частиц с энергией  $> 10 \text{ МэВ}$ . [1]. Заметного возрастания счета на сети наземных нейтронных моторов не зафиксировано, поэтому данное событие не относится к GLE (Ground Level Enhancement) классу.

Основная задача исследования — изучить влияние изменений профиля концентрации электронов в высокоширотной области ионосферы, вызванное вторжением высокоэнергетических солнечных протонов, на амплитудные и фазовые характеристики сигналов на некоторых частотах диапазона ОНЧ. В данной работе представлены результаты численных экспериментов для относительно слабого протонного события, когда поток энергичных частиц в основном был по-

глощен в атмосфере и не достиг поверхности Земли. Были исследованы амплитудные и фазовые характеристики сигналов ОНЧ антропогенного происхождения во время события SPE 23 января 2012 г. Источник сигналов представлял собой модельный вариант задания пакета сигналов на частотах системы дальней навигации РСДН-20 (11 905, 12 679, 14 881 Гц). Для события SPE 23 января 2012 г. проведено 4 вычислительных эксперимента: два для спокойных условий 22 января и два для возмущенных условий 23 января, в 03:00 и в 11:00 UTC (05.30 и 13.30 MLT) соответственно.



**Рис. 1.** Высотные профили электронной концентрации для спокойных условий 22 января 2012 г. (сплошной линией) и условий SPE 23 января 2012 г. (прерывистой линией) в панелях а) 03 UT и б) 11 UT

### Данные, модельная среда, модельная область и модельный источник сигнала РСДН-20

Исходные профили электронной концентрации для исследуемых в работе событий были получены с использованием данных радара некогерентного рассеяния VHF EISCAT, расположенного вблизи г. Тромсё (Норвегия), для верхней части модельной области (более 70–80 км). Для нижней части модельной области профили экстраполировались степенной функцией к значению  $10^2 \text{ м}^{-3}$  у поверхности Земли. Данные радара подвергались предварительно небольшому сглаживанию методом скользящего среднего. Высотные профили для всех четырех вычислительных экспериментов представлены на рис. 1. Типом линии показаны спокойные и возмущенные условия, а на панелях а) и б) представлены профили для 03 UT и 11 UT соответственно (05.30 и 13.30 MLT). Частоты столкновений рассчитывались с использованием модели нейтральной атмосферы NRLMSISE [2]. Геомагнитное поле задавалось моделью International Geomagnetic Reference Field 13-й генерации (IGRF13) [3]. Проводимость литосферы взята из работы [4]. Данные радара и

моделей, используемые в вычислительных экспериментах, соответствовали точке с географическими координатами [69°35' N, 19°14' E] (Тромсё, Норвегия).

Область моделирования представляла собой параллелепипед со сторонами  $256 \times 1000$  км по горизонту, 125 км по высоте в атмосфере и ионосфере и 25 км в глубину в литосфере. Модельная сетка — прямоугольная с шагами между узлами 500 м по горизонтали во всей области, 250 м по вертикали над поверхностью Земли и 125 м по вертикали в литосфере.

Используемая в работе численная схема интегрирования дает отражения от границ области моделирования менее 1 % при угле падения 45° к границе в случае использования простых условий свободного ухода волны (обнуление входящего в область потока энергии). Несмотря на низкие отражения в случае использования простых условий свободного ухода волны, для всех боковых поверхностей дополнительно использовались поглощающие слои PML с профилем потерь Беренгера [5]. Это полностью предотвратило нефизическое накопление энергии внутри области моделирования.

Для моделирования сигнала РСДН-20, пришедшего от удаленного источника, использовалась излучающая плоскость внутри области моделирования, смещенная к одной из боковых граней. Плоскость источника располагалась на расстоянии 64 км от боковой вертикальной границы области моделирования, ширина плоскости составляла 128 км, высота от поверхности Земли до 60 км. Каждый узел плоскости представлял собой магнитный источник, сигнал которого представлял собой сумму синусоид на частотах системы RSDN-20, а именно 11 905, 12 679, 14 881 Гц. Данный сигнал не полностью соответствовал последовательности, используемой в системе РСДН-20 [6], для сокращения времени, необходимого для моделирования, модельный сигнальный пакет сформирован с последовательным перекрытием частот, а время передачи было значительно сокращено.

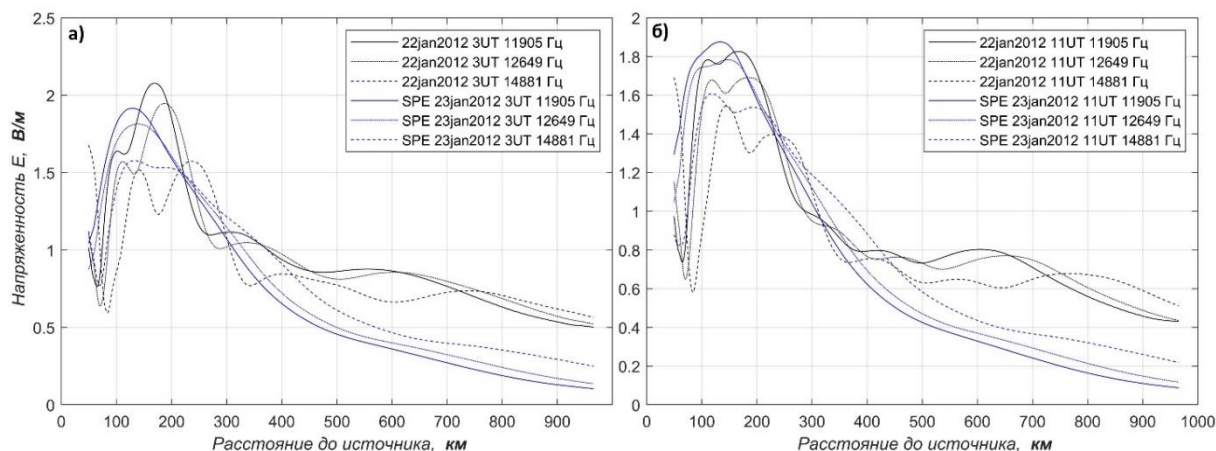
## Модель распространения электромагнитных волн

В работе использовалась схема численного интегрирования уравнений Максвелла по времени, разработанная в ПГИ [7]. Особенности схемы являются: разделение по пространственным направлениям и физическим процессам, использование несмещенных сеток для электрической и магнитной компонент электромагнитного поля, в отличие от широкоизвестного алгоритма FDTD [8]. Разделение по пространственным направлениям позволяет иметь разный оптимальный шаг по времени для каждого пространственного направления. Разделение по физическим процессам позволяет учитывать такие процессы, которые не связаны с пространственным распределением полей аналитически во время выполнения одного шага по времени. К таким процессам в случае распространения радиоволн в замагниченной столкновительной холодной плазме относятся затухание и поворот векторного поля напряженности электрической компоненты электромагнитного поля. Использование аналитического решения для части схемы интегрирования уравнений Максвелла снижает потери точности, вызванные численными аппроксимациями производных.

Схема прошла успешную апробацию на известных аналитических решениях для однородных сред с разной проводимостью и двухслойных сред (диэлектрик-проводник) [9]. Модель распространения электромагнитных волн на основе разработанной в ПГИ численной схемы интегрирования уравнений Максвелла хорошо повторяет наблюдаемые в электромагнитных сигналах явления ионосферной природы, обусловленные возмущением магнитного поля Земли [10]. Модель неоднократно применялась ранее для решения задач распространения радиоволн различных диапазонов [11–12].

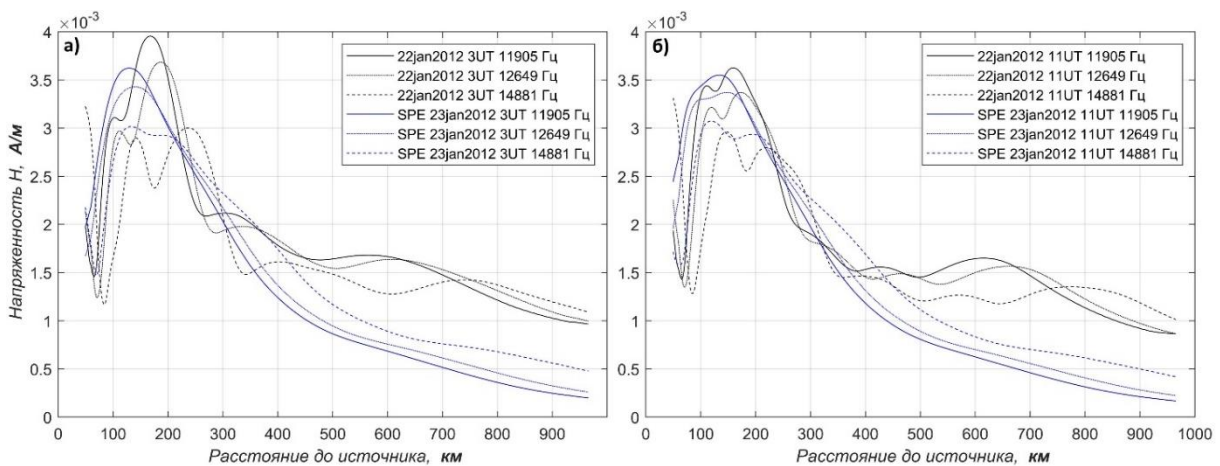
## Результаты вычислительных экспериментов и обсуждение

На рис. 2 представлены графики амплитуды электрической компоненты сигналов в зависимости от расстояния до источника для вычислительных экспериментов: 22 января 2022 г. (черным) и 23 января 2022 г. (синим) в 03 UT и 11 UT (05.30 и 13.30 MLT). Во всех анализируемых случаях наблюдалось заметное снижение амплитуды сигналов в возмущенных условиях. Аналогичное поведение демонстрирует и магнитная компонента сигнала РСДН-20, рис. 3. На рисунках в панелях а) и б) представлены профили для 03 UT и 11 UT соответственно. Типом линии указаны частоты, а синим цветом — возмущенные условия SPE. Такое поведение хорошо согласуется с ранее известными результатами эмпирических исследований сигналов в диапазоне ОНЧ [13–14]. Необходимо отметить, что, несмотря на применение пространственно-распределенного источника, полностью избавиться от эффекта ближней зоны не удалось, и результаты моделирования ближе 500 км от источника использовать для анализа характера распространения ОНЧ-сигналов от удаленных источников не представляется целесообразным. При анализе амплитуды сигналов на дальнем краю области моделирования (800–900 км от источника) очевидна частотная зависимость влияния SPE на амплитуды сигналов. Сигналы на более высокой частоте затухают заметно слабее. Также необходимо отметить, что влияние SPE в ночное время оказалось несколько сильнее, чем в дневное время, несмотря на более значительные изменения вида профиля электронной концентрации в целом в дневное время, рис. 1. Вероятно, это связано с локальным более значительным высоким градиентом электронной концентрации в области отражения ( $\sim 80$  км), влияние которого оказалось более значимым, чем общее более высокое значение электронной концентрации днем. Амплитуды сигналов системы РСДН-20, зарегистрированные на сети высокоширотных обсерваторий, могут использоваться как дополнительный маркер состояния высокоширотной ионосферы. С точки зрения использования системы навигации РСДН-20 для позиционирования во время слабых SPE-событий в области высоких широт вероятно заметное снижение дальности ее работы при значительном удалении от базовых станций по сравнению со спокойными условиями.



**Рис. 2.** Амплитуды электрической компоненты сигналов в зависимости от расстояния до источника 22 января 2022 г. (черной линией) и SPE 23 января 2022 г. (синей линией). Типом линии показаны частоты: 11 905 Гц — сплошная, 12 649 Гц — мелкий пунктир, 14 881 Гц — прерывистая линия. В панелях а) 03 UT и б) 11 UT

Анализ фазовых характеристик сигналов в спокойных и возмущенных условиях не выявил значительных изменений фаз сигналов в возмущенных условиях. Можно констатировать, что слабые протонные события не окажут заметного влияния на точность позиционирования при использовании системы РСДН-20.



**Рис. 3.** Амплитуды магнитной компоненты сигналов в зависимости от расстояния до источника 22 января 2012 г. (черной линией) и SPE 23 января 2012 г. (синей линией). Типом линии показаны частоты: 11 905 Гц — сплошная, 12 649 Гц — мелкий пунктир, 14 881 Гц — прерывистая линия. В панелях а) 03 UT и б) 11 UT

## Выводы

В результате анализа результатов вычислительных экспериментов в условиях SPE и сравнения их с результатами в спокойных условиях выявлены:

Обратная частотная зависимость затухания ОНЧ-сигналов, соответствующих частотам РСДН-20, в условиях SPE.

Более высокое влияние SPE на затухание сигналов РСДН-20 в ночных условиях.

Отсутствие заметных фазовых искажений во время SPE-события.

Амплитуды сигналов системы РСДН-20, зарегистрированные на сети высокоширотных обсерваторий, могут использоваться как дополнительный маркер состояния высокоширотной ионосферы. С точки зрения использования системы навигации РСДН-20 для позиционирования во время слабых SPE-событий в области высоких широт вероятно заметное снижение дальности ее работы при значительном удалении от базовых станций по сравнению со спокойными условиями, без снижения точности позиционирования в областях уверенного приема сигналов базовых станций.

## Благодарности

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 18-77-10018), <https://rscf.ru/project/18-77-10018/> (Ахметов О.И., Белаховский В.Б.).

## Список литературы

1. Makhmutov V. S., Bazilevskaya G. A., Stozhkov Y. I., Raulin J.-P. et al. Solar proton event on January 23, 2012 / 33RD international cosmic ray conference. Rio de Janeiro. P. 1440. 2013.
2. Picone J. M., Hedin A. E., Drob D. P., Aikin A. C., NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // J. Geophys. Res. V. 107. N. A12. Art. N. 1468. 2002. <https://doi.org/10.1029/2002JA009430>
3. Alken P., Thébaud E., Beggan C. D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. V. 73. Art. N. 49. 2021. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
4. Korja T., Engels M., Zhamaletdinov A. A. et al. Crustal conductivity in Fennoscandia—a compilation of a database on crustal conductance in the fennoscandian shield // Earth Planets Space. V. 54. N. 5. P. 535–558. 2002. <https://doi.org/10.1186/BF03353044>

5. Berenger J.-P. A perfectly matched layer for the absorption of electromagnetic waves // J. Computational Phys. V. 114. N 2. P. 185–200. 1994. <https://doi.org/10.1006/JCPH.1994.1159>
6. Jacobsen T. The Russian VLF navaid system alpha, RSDN-20. Halden. Norway. <http://www.vlf.it/alpha-trond/alpha.htm>. 2022. Дата обращения: 01.11.2022.
7. Мингалев И. В., Мингалев О. В., Ахметов О. И., Суворова З. В. Явная схема расщепления для уравнений Максвелла // Математическое моделирование. Т. 30. № 12. С. 17–38. 2018.
8. Yee K. Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's equations in isotropic media. // IEEE Transactions on Antennas and Propagation, V. 14. P. 302–307. 1966. <https://doi.org/10.1109/TAP.1966.1138693>
9. Ахметов О. И., Мингалев В. С., Мингалев И. В., Мингалев О. В. Решение задачи Коши для трехмерного телеграфного уравнения и точные решения уравнений Максвелла в однородном изотропном проводнике с заданным источником внешнего тока // Журнал вычислительной математики и математической физики. Т. 58. № 4. С. 618–625. 2018. <https://doi.org/10.7868/S0044466918040129>
10. Ахметов О. И., Мингалев И. В., Мингалев О. В. и др. Тестирование численной схемы интегрирования уравнений Максвелла для широкополосных сигналов на задаче распространения электромагнитных волн от ионосферного источника // Труды кольского научного центра РАН. Т. 8. С 193–198. 2019. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5252.2019.10.8>
11. Ахметов О. И., Мингалев И. В., Мингалев О. В. и др. Определение характеристик ИНЧ-волн, наиболее сильно реагирующих на незначительные изменения электронной плотности ионосферы в области высоких широт // Солнечно-земная физика. Т. 5. № 4. С. 99–109. 2019. <https://doi.org/10.12737/szf-54201911>
12. Ахметов О. И., Мингалев И. В., Мингалев О. В. и др. Распространение электромагнитных волн в области высоких широт при различном состоянии ионосферы на частотах системы точного времени бета // Изв. РАН. Серия физическая. Т. 85. № 3. С. 315–320. 2021. <https://doi.org/10.31857/S0367676521020034>
13. Cummer S. A., Bell T. F., Inan U. S., Chenette D. L. VLF remote sensing of high-energy auroral particle precipitation // J. Geophys. Res. V. 102. N. A4. P. 7477–7484. 1997. <https://doi.org/10.1029/96JA03721>
14. Maurya A. K., Venkatesham K., Kumar S., Singh R., Tiwari P., Singh A. K. Effects of St. Patrick's Day geomagnetic storm of March 2015 and of June 2015 on low-equatorial D region ionosphere // J. Geophys. Res.: Space Physics. V. 123. P. 6836–6850. 2018. <https://doi.org/10.1029/2018JA025536>



## Анализ аномалий поля общего содержания озона с помощью множеств Якоби

Артамонова И. В.<sup>(1)</sup>, Алексеев В. В.<sup>(2)</sup>, Макаренко Н. Г.<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Главная астрономическая обсерватория РАН (ГАО), 196140, Россия, г. Санкт-Петербург, Пулковское шоссе, 65, e-mail: artirin@yandex.ru, ng-makar@mail.ru

<sup>(2)</sup> Ярославский государственный университет им. П. Г. Демидова (ЯрГУ им. П. Г. Демидова), 150003, Россия, г. Ярославль, Советская ул., 14/2, e-mail: thekindbeetle@gmail.com

### Аннотация

Аномалии поля общего содержания озона (ОСО) и их связь с полем температуры анализируются с помощью множества Якоби. Для двух полей в одной области оно образовано линиями градиента первого поля, ортогонально пересекающими линии уровня второго поля. Геометрия связи полей определяется степенью коллинеарности их градиентов в особых точках на кривых уровня. Эту величину удобно оценить периметром и кривизной линий, образующих множество Якоби. В статье эта техника используется для сравнения пар геофизических полей: (а) ОСО и приземная температура и (б) ОСО и температура стратосферы на изобарическом уровне 30 гПа. Анализ продлан для аномалий поля ОСО в январе-феврале 2016 и феврале 2018 гг. В обоих случаях численные характеристики множества Якоби подтвердили связь аномалий в топологии ОСО с вариациями температурных полей.

### Ключевые слова:

общее содержание озона, поле температуры, градиентные меры, множества Якоби

### Введение

Для многих прикладных задач геофизики необходима оценка взаимной связи между 2D-полями. Примерами могут служить пары: температура и соленость водоема; геопотенциал и концентрация озона; облачность и NDVI-индекс. Каким образом можно получить численную оценку этой связи и ее пространственное распределение? Меры сходства и различия, применяемые для сравнения изображений [1, 2], неплохо оценивают эффекты фильтрации одного и того же поля, но практически непригодны для сравнения различных полей. Наиболее общей метрикой для изображений является расстояние Вассерштейна [3], которое известно еще как транспортное или экскаваторное расстояние [4]. Оно определяется как минимальная работа по переносу «массы», заданной фотометрической топографией пикселей одного изображения, в «ямы» инвертированного рельефа второго изображения. Таким образом, решается транспортная задача Монжа–Канторовича [5]. Однако это расстояние является интегральной оценкой сходства матричного представления двух полей. Для физиков более естественны конструкции, построенные на градиентных моделях поля, дискретные варианты которых известны как комплексы Морса–Смейла [6, 7]. Эти модели и были положены в основу метода для сравнения полей [8–10].

В общем случае рассматривается набор скалярных полей, заданных на общем компактном носителе в одной системе координат. Такие наборы называют мультиполем (multifield); его не следует путать с компонентами мультипольного (multipole) разложения скалярного поля. Меры сравнения получают вычислением произведения градиентов всех компонент мультиполя, заданных в узлах общей координатной сетки. В случае двух полей такой мерой служит модуль векторного произведения, достигающий минимума для параллельных или антипараллельных градиентов. Обобщение на многомерный случай основано на понятии *внешнего* произведения дифференциальных форм [11]. В этом случае его величина оценивается определителем, который для максимального числа сомножителей измеряет объем полиэдра, натянутого на дифференциалы координатных осей.

Мы использовали такие градиентные меры для исследования вариаций поля геопотенциала в ходе солнечных протонных событий и форбуш-понижений ГКЛ (галактических космических лучей) [12]. Численные эксперименты показали, однако, что градиентные меры неэффективны для полей, содержащих неморсовские компоненты — нелокальные максимумы (хребты) больших градиентов, которые нивелируются вкладом многочисленных малых значений поля, занимающих основную площадь носителя.

Естественным развитием градиентных методов оценки связи в *multifields* являются так называемые множества Якоби, предложенные первоначально для визуализации связи между скалярными полями [13–15] и обобщенные недавно на векторный вариант [16]. Для случая двух гладких<sup>1</sup> полей  $\{f, g\}$ , заданных на одной компактной области  $\Omega \in M$  гладкого многообразия без границ  $M$ , множество Якоби образуется критическими точками суммы  $f + \lambda g$  или  $g + \lambda f$ , т. е. точками, градиенты в которых исчезают:  $\nabla(f + \lambda g) = 0$  или  $\nabla(\lambda f + g) = 0$ . Заметим, что градиенты являются строками матрицы Якобиана, так что формально множество Якоби образовано особыми точками Якобиана. При некоторых дополнительных условиях это множество состоит из градиентных кривых первого поля, которые ортогонально пересекают линии уровня второго поля. Очевидно, что в критических точках градиенты полей параллельны  $\nabla(f) = \pm \lambda \nabla(g)$  или антипараллельны  $\lambda \nabla(f) = \pm \nabla(g)$ . Для практических задач удобно иметь численную меру сложности множества Якоби, которая оценивает степень взаимной связи полей. Заметим, что коллинеарность градиентов ведет к превалентности более коротких и более гладких дуг кривых, соединяющих критические точки, поэтому удобной мерой могут служить периметры и кривизна кривых этого множества. Однако при визуализации множества Якоби возникает значительное число небольших изолированных контуров, не содержащих особые точки поля. Поэтому их следует исключить до вычислений мер сложности, используя алгоритмы топологической фильтрации множества Якоби [17], основанных на идеях персистентности [18].

Упомянутые выше работы по множествам Якоби содержат лишь иллюстративные примеры. В настоящей статье мы обсуждаем применение этой концепции для диагностики связи *реальных* геофизических полей. Мы приводим результаты численных экспериментов с использованием кривизны и периметра кривых, образующих их множества Якоби. Поскольку большая часть данных в геофизических приложениях задается на сфере  $S^2$ , мы получаем численные оценки сложности множества Якоби для 2D-полей на сфере в предположении их взаимной связи.

Для численных экспериментов компонентами мультиполя были геофизические поля общего содержания озона (ОСО) и температуры стратосферы на разных геофизических уровнях. Озон является оптически активным газом и защищает биосферу Земли от воздействия ультрафиолетовой радиации. Он играет большую роль в формировании сезонных режимов температуры. Кроме того, озон оказывает влияние на прозрачность атмосферы [19] и, таким образом, вносит вклад в атмосферную циркуляцию. Поэтому столь важно своевременное обнаружение аномалий в поле озона и исследование причин их появления. С другой стороны, концентрация озона в стратосфере тесно связана с температурой, давлением и другими атмосферными характеристиками. Поэтому в качестве второй компоненты мультиполя мы выбрали поле температуры приземного слоя и поле температуры стратосферы на высоте максимальной концентрации озона ( $\sim 24$  км) в ходе аномальных вариаций поля ОСО, наблюдавшихся в январе-феврале 2016 г. и в феврале 2018 г. Такой выбор мотивирован известным наблюдательным фактом: в период аномалий в поле озона усиливается его связь с полем температуры.

Статья имеет следующую структуру. Раздел 1 содержит краткое описание необходимого формализма для мультиполя; информация о данных и их предобработке приведена в разделе 2. Результаты описаны в разделе 3, а их обсуждение резюмировано в заключении.

<sup>1</sup> Гладкость означает существование и непрерывность производных заданного порядка.

## 1. Множества Якоби для мультиполей и оценка их сложности

Для оценки взаимной связи компонент мультиполя  $\{f_1, f_2, \dots, f_n\}$ , на  $d$ -мерном римановом многообразии  $M$ , ( $d \geq n$ ) были предложены градиентные меры полей [8–10, 13]. Для компактной области  $\Omega \subset M$  и мультиполя из двух компонент  $\{f, g\}$  такую меру определяют как

$$\mu(\Omega) = \frac{1}{S(\Omega)} \int_{\mathbf{x} \in \Omega} |\nabla f(\mathbf{x}) \times \nabla g(\mathbf{x})|. \quad (1)$$

Здесь  $\nabla f(x): T_x M \rightarrow R$  стандартный градиент, а  $T_x M$  — касательное расслоение  $M$  в точке  $x$ . Под знаком интеграла в (1) стоит модуль векторного произведения градиентов,  $S(\Omega)$  — площадь  $\Omega$ . Эвристически, чем сильнее расходятся направления градиентов полей, тем больше значение градиентной меры. Локальное значение меры  $\mu$  в некоторой точке  $p \in \Omega$  определяется как [14]

$$\mu(p) = |\nabla f(p) \times \nabla g(p)|. \quad (2)$$

Для пары функций  $f$  и  $g$ , заданных на гладком двумерном многообразии (например, сфере)  $M = S^2$ , *множеством Якоби* [14, 15] называют множество, на котором функция  $\mu(p)$  принимает нулевое значение, т. е.

$$J = \{p \in M: |\nabla f(p) \times \nabla g(p)| = 0\}. \quad (3)$$

Эквивалентным образом, множество Якоби можно определить как множество критических точек *ограничений* функции  $f$  на всевозможные множества уровня функции  $g$ . Если оба поля морсовские<sup>2</sup>, то их пересечение на  $\Omega \subset M$  по критическим уровням трансверсально и является гладким вложением 1D-многообразия в  $M$ , т. е. *кривой* [14]. Поэтому в качестве меры сложности множества Якоби удобно использовать периметр  $len(J)$  и среднюю кривизну  $k(J)$  образующих его кривых. Численные оценки этих величин для цифровых кривых являются непростой задачей, если допустимая ошибка ограничена практическими требованиями [20]. Наш способ оценки периметра приведен в Приложении к статье. Заметим, что периметр и кривизна связаны друг с другом формулами Крофтона, известными в интегральной геометрии [21].

Кривизна регулярной параметризованной кривой  $\gamma(t)$  определяется скоростью изменения касательного вектора  $d\gamma(t)/dt$  к кривой  $k(t) = \|d^2\gamma(t)/dt^2\|$ . Поскольку множество Якоби является объединением конечного числа регулярных кривых, в каждой его точке можно определить значение кривизны. Определим среднюю кривизну множества Якоби как

$$k(L) = \frac{1}{len(J)} \sum_i \int_{\{\gamma_i\}} k(t) dt, \quad (4)$$

где  $\{\gamma_i(t)\}$  — множество кривых, составляющих  $J$ . В случае, когда кривая  $\gamma(t)$  аппроксимирована ломаной линией (симплексом)  $L = [\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_n]$ , дискретную кривизну в вершине  $\mathbf{v}_i$  определяют как угол между векторами  $\mathbf{v}_i - \mathbf{v}_{i-1}$  и  $\mathbf{v}_{i+1} - \mathbf{v}_i$ . Тогда средняя кривизна ломаной определяется как [22]

$$k(L) = \frac{1}{len(J)} \sum_{i=2}^k \arccos \frac{\langle \mathbf{v}_i - \mathbf{v}_{i-1}, \mathbf{v}_{i+1} - \mathbf{v}_i \rangle}{\|\mathbf{v}_i - \mathbf{v}_{i-1}\| \cdot \|\mathbf{v}_{i+1} - \mathbf{v}_i\|}, \quad (5)$$

где  $k = n - 1$  для незамкнутой и  $k = n$  для замкнутой ломаной.

<sup>2</sup> То есть все их критические точки уединенные и имеют невырожденный гессиан.

## 2. Описание данных и их предобработка

Для диагностики изменений поля ОСО в ходе аномалий концентрации озона, наблюдавшихся в северном полушарии в январе-феврале 2016 г. и феврале 2018 г., и их связи с полем температуры на разных изобарических высотах использовались следующие данные из открытых источников:

- поле общего содержания озона по данным инструмента OMI (Ozone Monitoring Instrument)<sup>3</sup>, установленного на спутнике EOS-Aura. Данные представляют собой среднесуточные значения поля ОСО на сетке с шагом  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ;
- среднесуточные значения поля температуры в узлах сетки  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  на изобарических уровнях 1000 гПа (приземный уровень) и 30 гПа ( $\sim 24$  км) получены по данным реанализа NCEP/NCAR<sup>4</sup>.

Напомним, что реанализ NCEP/NCAR представляет собой глобальные модельные поля метеорологических величин, рассчитанные на стандартных изобарических уровнях в узлах регулярной сетки  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Основой для него служат данные наблюдений с различных платформ (наземные метеорологические станции, данные вертикального зондирования атмосферы, спутниковые данные), предоставленные мировыми метеорологическими центрами, как в реальном времени, так и в режиме с запаздыванием. Очевидно, данные реанализа являются модельными величинами, полученными с помощью стандартных численных схем решения PDE. Поэтому можно считать, что используемые в работе поля температуры дифференцируемы во всех узлах сетки, по меньшей мере в слабом смысле. Полагают, что точность экспериментальных данных соответствует точности модельных расчетов. При построении множества Якоби отсчеты малой амплитуды в исходных данных являются фактически шумами и могут значительно исказить результаты вычислений. Для удаления петель использовалась техника [17]. Для сглаживания шумов мы использовали технику топологического упрощения данных [23], сохраняющую основные топологические особенности.

## 3. Результаты

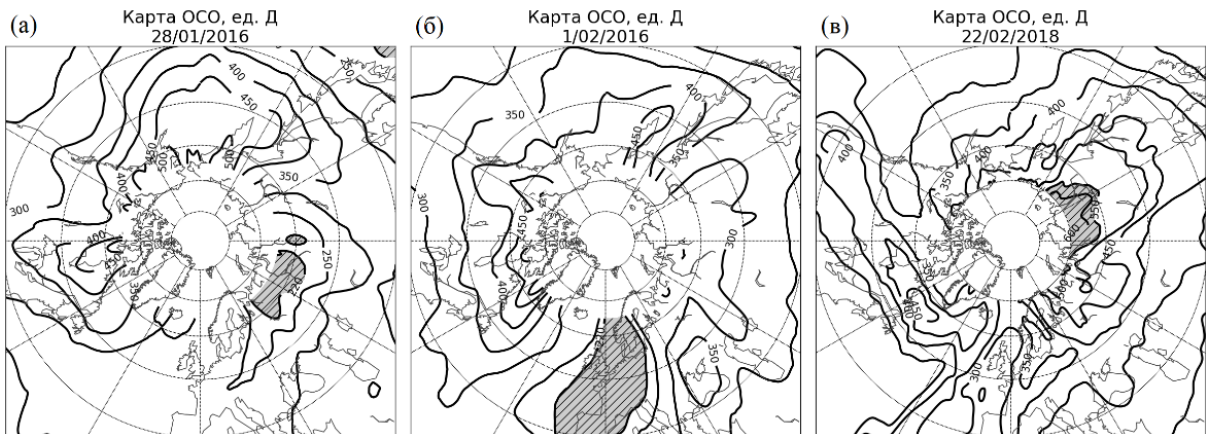
Был проведен анализ совместных вариаций полей общего содержания озона и температуры атмосферы на разных изобарических уровнях. Связь полей оценивалась с помощью множеств Якоби. Были рассмотрены поля ОСО, приземной температуры на изобарическом уровне 1000 гПа ( $T_{1000}$ ) и температуры стратосферы на изобарическом уровне 30 гПа ( $T_{30}$ ) в ходе аномальных вариаций поля общего содержания озона<sup>5</sup>, наблюдавшихся в январе-феврале 2016 г. и в феврале 2018 г. На рис. 1 представлены карты поля общего содержания озона, построенные по спутниковым данным, в дни экстремально низких (а) 28.01.2016, (б) 01.02.2016 и экстремально высоких (в) 22.02.2018 значений поля ОСО, наблюдавшихся в ходе аномалий концентрации озона. При построении карт было учтено расхождение в 20–30 ед. Добсона между спутниковыми данными и наземными измерениями, отмеченное в работе [24].

Событие 2016 г. характеризуется последовательным формированием двух областей с предельно низкими концентрациями озона, которые были ниже порогового значения уровня озоновой дыры, определяющегося величиной поля ОСО 220 ед. Добсона. Первая озоновая «минидыра» площадью 0.35 млн кв. км наблюдалась 27–29 января над севером Западной и Восточной Сибири. Минимальные значения поля ОСО, измеренные инструментом OMI со спутника EOS-Aura, составили 186 ед. Добсона. На наземных станциях Печора, Ханты-Мансийск, Туруханск,

<sup>3</sup> <ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/data/Level3e/ozone/>.

<sup>4</sup> <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>.

<sup>5</sup> Высоте  $\sim 24$  км соответствует максимум концентрации стратосферного озона.



**Рис. 1.** Карты поля общего содержания озона в дни максимальных отклонений значений ОСО от климатической нормы, наблюдавшиеся в ходе формирования озоновых «мини-дыр» над Сибирью 28 января 2016 г. (а) и над Атлантикой 1 февраля 2016 г. (б); озоновый максимум над Сибирью 22 февраля 2018 г. (в). Серой заливкой отмечены (а, б) области со значением озона меньше 220 ед. Добсона (критерий формирования озоновой дыры) и (в) — больше 550 ед. Добсона (отклонение от среднегодовой нормы более чем на 25–40 % в зависимости от региона)

Тура, расположенных в области минимума поля общего содержания озона, были зафиксированы значения 190–220 ед. Добсона. Вторая «мини-дыра» была расположена над западной частью Атлантического океана, Западной Европой и Скандинавией. Данная аномалия существовала с 31 января по 3 февраля; ее площадь превышала 0.88 млн кв. км, минимальные значения ОСО по спутниковым данным составили 194 ед. Добсона. Вариация поля ОСО по спутниковым данным (см. сноску 3) для периода 21.01.2016 — 03.02.2016 представлена на рис. 2 (а).

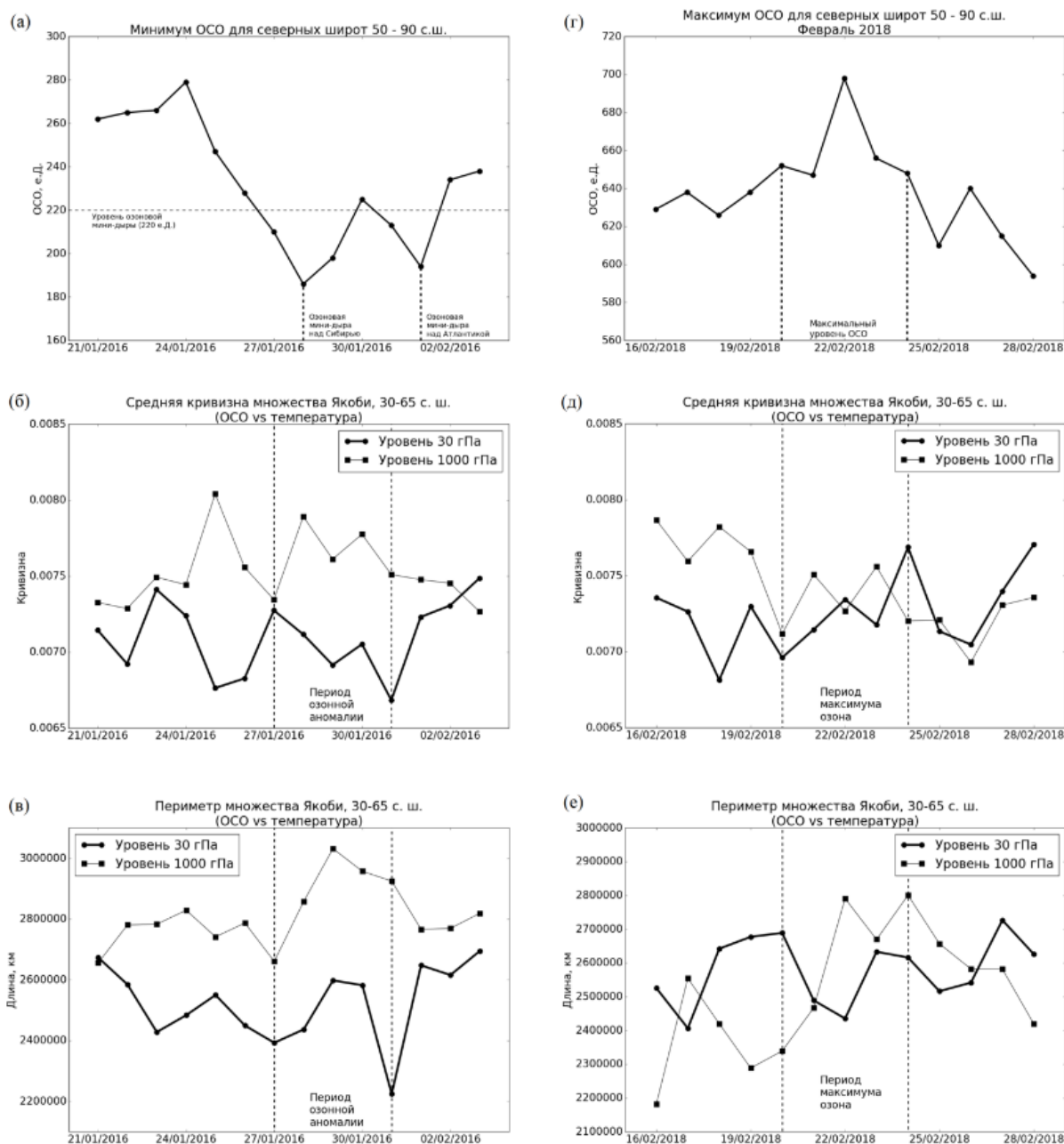
Событие февраля 2018 г. представляет собой аномальный рост концентрации стратосферного озона над территорией Восточной Сибири и Дальнего Востока. Значения ОСО, на 25–40 % превышающие среднестатистическую норму для Восточносибирского (415 ед. Добсона) и Дальневосточного (448 ед. Добсона) регионов в феврале, наблюдались с 20 по 24 февраля 2018 г. Максимальные значения поля ОСО, измеренные инструментом ОМІ в центре образования площадью 5 млн кв. км, достигали 698 ед. Добсона. На наземных станциях Туруханск, Тикси, Тура, Оленёк, Якутск, Витим, расположенных в области максимального роста ОСО, были зафиксированы значения 560–610 ед. Добсона. Вариация поля ОСО согласно спутниковым данным для периода 16.02.2018 — 28.02.2018 представлена на рис. 2 (г).

Для численных экспериментов с геофизическими полями использовался следующий сценарий. Множества Якоби были построены для пар полей ОСО — приземная температура ( $T_{1000}$ ) и ОСО — температура стратосферы ( $T_{30}$ ) в ходе формирования озоновых «мини-дыр» над Сибирью и Атлантикой в январе-феврале 2016 г. и аномального роста концентрации озона над Восточной Сибирью и Дальним Востоком в феврале 2018 г.

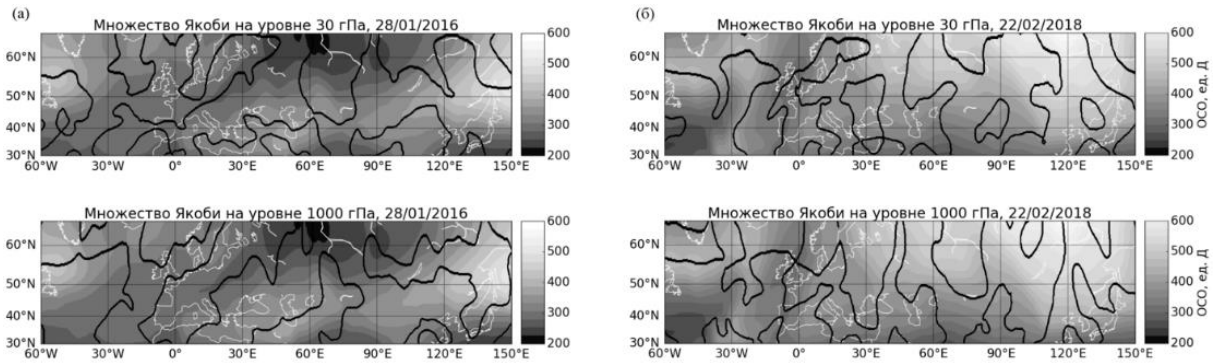
Результаты построения множеств Якоби для указанных пар геофизических полей в дни экстремальных отклонений общего содержания озона в течение событий 2016 и 2018 г. приведены на рис. 3. В качестве подложки для построения множества Якоби приведено поле общего содержания озона.

Для построенных множеств Якоби на сфере оценивались их численные характеристики (кривизна / периметр), являющиеся мерой связи между указанными полями. Результаты для событий 2016 г. приведены на рис. 2 (б, в), для события 2018 г. — на рис. 2 (д, е). Отметим, что периметр множества Якоби лучше, чем кривизна, характеризует степень связи между анализируемыми полями. Как можно увидеть из рис. 2 (б, в), резкие изменения кривизны и периметра множеств

Якоби наблюдаются за сутки до наступления минимума аномалий в поле озона. Это может быть связано как с особенностями измерений поля ОСО со спутника, так и служить предиктором аномальных отклонений ОСО от многолетней нормы.



**Рис. 2.** Период формирования озоновых «мини-дыр» над Сибирью и Атлантикой 21.01.2016 — 04.02.2016 (левая панель). Период аномального роста концентрации озона над Восточной Сибирью и Дальним Востоком 16.02.2018 — 28.02.2018 (правая панель). Минимальные (а) и максимальные (г) значения ОСО в поясе широт 50–90° с. ш. по данным инструмента OMI, спутник EOS-Aura; средняя кривизна (б, д) и периметр (в, е) множества Якоби на изобарических уровнях 1000 гПа и 30 гПа в поясе широт 30–65° с. ш. для рассматриваемых событий



**Рис. 3.** Множества Якоби для пар полей ОСО — приземная температура ( $T_{1000}$ ) и ОСО — температура стратосферы ( $T_{30}$ ) в дни экстремальных отклонений общего содержания озона. (а) 28.01.2016 — формирование озоновой «мини-дыры» над Сибирью и (б) 22.02.2018 — аномальный рост концентрации озона над Восточной Сибирью и Дальним Востоком. Подложка рисунков — поле общего содержания озона (ед. Добсона)

Из приведенных выше графиков вариаций кривизны (рис. 2 (б, д)) и периметра (рис. 2 (в, е)) множеств Якоби следует, что в случае аномалий в поле ОСО кривизна и периметр множеств Якоби резко уменьшаются. Это означает усиление степени связи между анализируемыми полями. Иначе говоря, топология поля ОСО становится близкой к топологии поля температуры. Эти рассуждения справедливы для аномалий обоих знаков в поле ОСО. Следует отметить, что поле температуры на изобарическом уровне 30 гПа лучше согласуется с полем ОСО, чем поле приземной температуры. Это обстоятельство объясняется тем, что изобарическому уровню 30 гПа соответствует высота  $\sim 24$  км, на которой наблюдается максимум концентрации стратосферного озона. Заметим, что связь между полем ОСО и приземной температурой была обнаружена еще Добсоном. Она объясняется тем, что над тропосферным низким барическим образованием с холодным воздухом, как правило, в стратосфере расположено высокое барическое образование, богатое озоном, и наоборот [25]. Единственный случай, когда периметр множества Якоби не показал усиление связи между полем приземной температуры ( $T_{1000}$ ) и полем общего содержания озона, соответствует образованию озоновой «мини-дыры» над Атлантикой. Данное рассогласование может быть объяснено вкладом Атлантики, т. е. влиянием температуры поверхности океана на значение температуры воздуха на изобарическом уровне 1000 гПа. Таким образом, совместный анализ топологии полей ОСО и температуры с помощью множеств Якоби показал эффективность применения этого метода для анализа связи между парами реальных 2D-полей на сфере.

## Заключение

В работе анализируются аномалии взаимной связи мультиполей озон-температура топологией множеств Якоби. В случае общего положения эти кривые образуют одномерное многообразие, так что их периметр и кривизна могут быть оценены интегралами в некотором определенном смысле. Основной целью работы служила проверка эффективности предложенных мер сложности множества Якоби для отслеживания *известных аномалий* в динамике атмосферных полей.

В качестве примера рассмотрены вариации поля общего содержания озона и его связи с вариациями поля приземной температуры и температуры стратосферы на изобарическом уровне 30 гПа ( $\sim 24$  км, максимум озонового слоя) в ходе образования озоновых «мини-дыр», наблюдавшихся в январе-феврале 2016 г. над Западной Сибирью и Атлантикой, и аномального роста озона в феврале 2018 г. над Восточной Сибирью и Дальним Востоком.



Множество Якоби позволило обнаружить усиление топологической связи поля ОСО с полями приземной температуры и температуры стратосферы на изобарическом уровне 30 гПа в ходе (1) резкого снижения концентрации озона в стратосфере до пороговых значений озоновой дыры (220 ед. Добсона), наблюдавшегося в январе-феврале 2016 г., и (2) аномального роста концентрации озона до значений 550–600 ед. Добсона в феврале 2018 г.

Оценки предложенных характеристик степени связи между полями ОСО и температурой показали, что периметр линий Якоби точнее, чем их кривизна, отражает степень взаимной связи для пары полей озон-температура. Изменения периметра построенных множеств Якоби наблюдаются за сутки до наступления максимума аномалий в поле озона. Это может быть связано как с особенностями измерений поля ОСО со спутника, так и служить предиктором аномальных отклонений ОСО от многолетней нормы.

## Приложение

Приведем способ вычисления периметра  $len(J)$  для кривых, заданных в виде растрового изображения на прямоугольной сетке. Исходные данные определены в узлах прямоугольной сетки  $[-180^\circ, 180^\circ] \times [-90^\circ, 90^\circ]$  в координатах  $(\varphi, \theta)$ . Пусть  $\gamma$  — кривая множества Якоби, заданная в тех же координатах. Для непрерывного случая формула вычисления длины  $\gamma$  имеет вид  $len(\gamma) = \int_{\gamma} R^2 \cos \theta ds$ , где  $R$  — радиус Земли. Для цифровой кривой  $\gamma$  представляет собой набор пикселей некоторой области решетки  $\Omega \subset Z \times Z$ , в работе используется приближенная формула  $len(\gamma) = \iint_{\Omega} R^2 \delta(\varphi, \theta) \cos \theta d\theta d\varphi$ , где  $\delta$  — бинарное изображение кривой  $\gamma$  в координатах  $(\varphi, \theta)$ :

$$\delta(\varphi, \theta) = \begin{cases} 0, & (\varphi, \theta) \notin \Omega, \\ 1, & (\varphi, \theta) \in \Omega. \end{cases}$$

Разумеется, длина кривой множества Якоби зависит от уровня детализации данных.

## Список литературы

1. Wang Z., Bovik A. C., Sheikh H. R., Simoncelli E. P. Image quality assessment: from error visibility to structural similarity // IEEE Transactions on Image Processing. V. 13. N 4. P. 600–612. 2004. <https://doi.org/10.1109/TIP.2003.819861>
2. Yao S., Lin W., Lu Z. K. et al. Image quality measure using curvature similarity // Proc. IEEE International Conference on Image Processing. V. 3. P. III-437–III-440. 2007.
3. Villani C. Topics in mass transportation. Graduate Studies in Mathematics. American Mathematical Society. 370 p. 2003.
4. Kaijser Th. Computing the Kantorovich distance for images // J. Math. Imaging and Vision. V. 9. N. 2. P. 173–191. 1998. <https://doi.org/10.1023/A:1008389726910>
5. Snow M. et al. Monge's optimal transport distance for image classification // arXiv preprint arXiv:1612.00181. 2016.
6. Edelsbrunner H., Harer J., Zomorodian A. Hierarchical Morse complexes for piecewise linear 2-manifolds // Proc. the seventeenth annual symposium on Computational geometry. P. 70–79. 2001
7. Knudson K. P. Morse theory: smooth and discrete. World Scientific Publ. Com. 181 p. 2015.
8. Nagaraj S., Natarajan V., Nanjundiah R. S. A gradient-based comparison measure for visual analysis of multifield data. // Comp. Graph. Forum. V. 30. N. 3. P. 1101–1110. 2011. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8659.2011.01959.x>
9. Zhang E., Natarajan V. Derived Fields / Hansen C. D. et al. (ed.). Scientific visualization: uncertainty, multifield, biomedical, and scalable visualization. Springer. P. 139–159. 2014.
10. Sauber N., Theisel H., Seidel H. P. Multifield-graphs: An approach to visualizing correlations in multifield scalar data // IEEE Trans. on Visualiz. and Computer Graph. V. 12. N. 5. P. 917–924. 2006.

11. Flanders H. Differential forms with applications to the physical sciences. Elsevier, 205 p. 1989.
12. Artamonova I. V., Volobuev D. M., Makarenko N. G. Analysis of lower atmosphere pressure field response for short-time cosmic ray variations by multifield comparison measure method // J. Phys.: Conference Series. IOP Publishing, V. 675. N. 3. Art. N. 032030. 2016. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/675/3/032030>
13. Edelsbrunner H., Harer J., Natarajan V., Pascucci V. Local and global comparison of continuous functions // Proc. of the conference on visualization. P. 275–280. 2004. <https://doi.org/10.1109/VISUAL.2004.68>
14. Edelsbrunner H., Harer J. Jacobi sets of multiple Morse functions // Foundations of Computational Mathematics, Minneapolis. V. 8. P. 35–57. 2004.
15. Artamonova I. V., Alekseev V. V., Makarenko N. G. Gradient measure and Jacobi sets for estimation of interrelationship between geophysical multifields // J. Phys.: Conference Series. IOP Publishing. V. 798. N. 1. Art. N. 012040. 2017. <https://doi.org/10.1088/1742-6596/798/1/012040>
16. Adilkhanov A. N., Pavlov A. V., Taimanov I. A. Discrete Analog of the Jacobi Set for Vector Fields // International workshop on computational topology in image context. Springer, Cham. P. 1–11. 2019.
17. Bhatia H., Wang B., Norgard G. et al. Local, smooth, and consistent Jacobi set simplification // Computational Geometry V. 48. N. 4. P. 311–332. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.comgeo.2014.10.009>
18. Edelsbrunner H., Letscher D., Zomorodian A. Topological persistence and simplification // Proc. 41st annual symposium on foundations of computer science. IEEE. P. 454–463. 2000.
19. Пудовкин М. И., Распопов О. М. Физический механизм воздействия солнечной активности и других геофизических факторов на состояние нижней атмосферы, метеопараметры и климат // УФН Т. 163. № 7. С. 113–116. 1993. <https://doi.org/10.3367/UFNr.0163.199307i.0113>
20. Kovalevsky V. Curvature in digital 2D images // Int. J. pattern recognition and artificial intelligence. V. 15. N. 07. P. 1183–1200. 2001. <https://doi.org/10.1142/S0218001401001283>
21. Сантало Л. А. Введение в интегральную геометрию. М.: ИЛ. 183 с. 1956.
22. Аминов Ю. А. Дифференциальная геометрия и топология кривых. М.: Наука. 160 с. 1987.
23. Weinkauff T., Gingold Y., Sorkine O. Topology-based smoothing of 2D scalar fields with C1-continuity // Comp. Graph. Forum. V. 29. N 3. P. 1221–1230. 2010.
24. Никифорова М. П., Звягинцев А. М., Варгин П. Н., Иванова Н. С., Лукьянова А. Н., Кузнецова И. Н. Аномально низкие уровни общего содержания озона над севером Урала и Сибири в конце января 2016 г. // Оптика атмосферы и океана Т. 30. № 1. С. 12–19. 2017.
25. Жадин Е. А. О связи параметров стратосферы с аномалиями приземной температуры // Метеорология и гидрология. № 6. С. 27–37. 2006.

## Вариации параметров солнечного цикла в 1700–2020 гг.

Птицына Н. Г., Демина И. М.

Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (СПбФ ИЗМИРАН), 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 5,  
e-mail: nataliaptitsyna@ya.ru; e-mail: dim@izmiran.spb.ru

### Аннотация

При помощи вейвлет-анализа мы нашли и проанализировали эволюционирующую со временем мультичастотную структуру спектра солнечной активности, в которой доминирует 11-летняя составляющая. В спектре также прослеживаются две мощные составляющие цикла Глейсберга (60 и 110–130 лет). На фоне этих ветвей практически не видна классическая ветвь с периодом 88 лет. Построены две модели, в которых 11-летнее гармоническое колебание модулируется по частоте двухвековым циклом Зюсса или ветвями цикла Глейсберга. Получено, что вариации длины солнечного цикла наилучшим образом описываются частотной модуляцией двумя ветвями цикла Глейсберга (60 и 115 лет) с изменяющимся во времени коэффициентом модуляции. Такая модель может описать общую эволюцию спектра и его основные особенности, в частности минимум Дальтона.

### Ключевые слова:

моделирование солнечного цикла, цикл Глейсберга, минимум Дальтона, длина цикла

### Введение

В качестве численного индекса солнечной активности (СА) обычно используется число солнечных пятен — число Вольфа  $W$  или его откорректированный вариант  $SN$ . В спектре  $SN$  доминирует 11-летний цикл Швабе, который называется солнечным циклом. В СА существуют и другие вариации с разными периодами [см., напр., 1, 2]. Наиболее исследованы периодичности, известные как вековые циклы Глейсберга и Зюсса. В разные исторические эпохи цикл Глейсберга состоит из двух или трех ветвей, периоды которых лежат в диапазоне от  $\sim 60$  до  $\sim 140$  лет [3]. Цикл Зюсса, обнаруженный в спектре различных космогенных изотопов, имеет простую структуру одной ветви, период которой меняется от 170 до 250 лет [4]. Амплитуда  $A$  и длина  $T$  солнечного цикла меняются с течением времени:  $A$  от  $\sim 70$  до  $\sim 270$ ;  $T$  от 8 до 17 лет. Было найдено, что изменения амплитуды модулируются циклом Глейсберга (период 88 лет) [5]. Изменения длины солнечного цикла исследовались мало.

Цель работы: исследовать при помощи вейвлет-метода долговременные изменения параметров 11-летнего цикла с фокусом на вариации периода и найти, какой вековой модулятор (цикл Глейсберга или цикл Зюсса) отвечает за эти вариации. Для этого были построены модели частотной модуляции 11-летнего цикла вековыми циклами и проведено сравнение вейвлет-спектров модели и наблюдательного ряда  $SN$ .

### Данные и методы

В качестве индекса СА мы использовали международное число солнечных пятен  $SN$ , версия 2.0, которое основано на калиброванном и исправленном числе Вольфа, из-за наличия в нем некоторых ошибок и неточностей [6]. Данные за промежуток времени 1700–2020 гг. взяты с сайта *SILSO* <http://www.sidc.be/silso/datafiles>.

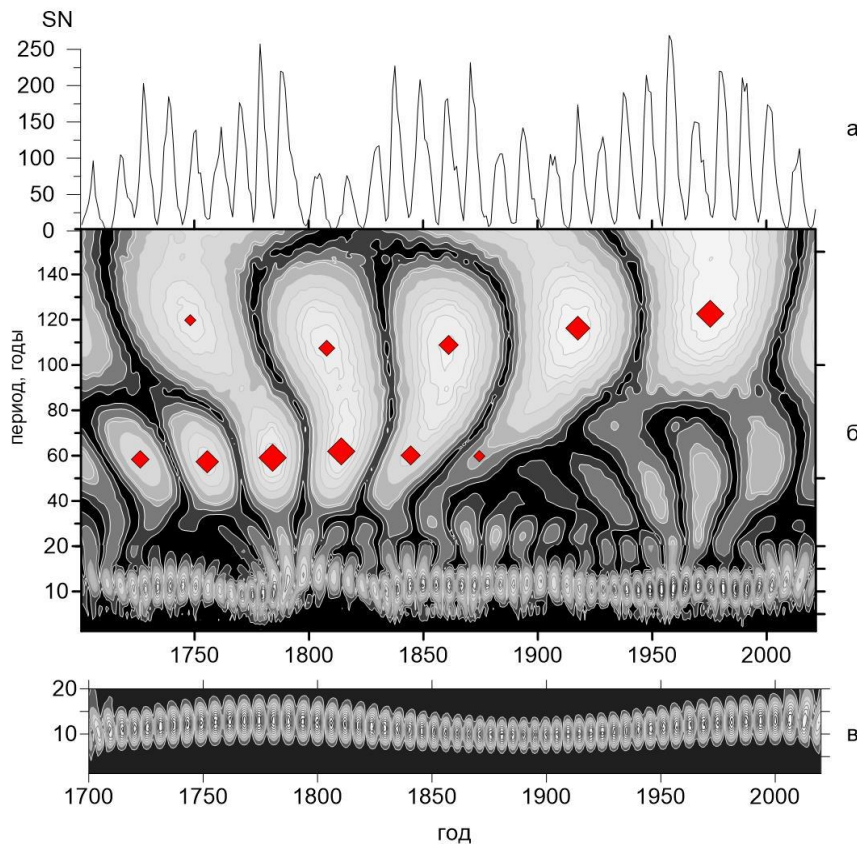
Временные ряды солнечной активности  $SN$  не относятся к стационарным. Для анализа таких рядов был разработан метод, не требующий стационарности анализируемого сигнала, — вейвлет-анализ [7]. Этот метод позволяет определить не только присутствие тех или иных периодичностей в сигнале, но выявить плавающие периоды и изменения амплитуд отдельных состав-

ляющих. Мы использовали непрерывное вейвлет-преобразование с порождающей функцией Морле [8, 9]. Метод вейвлет-анализа состоит в поиске порождающей функции заданной формы, но разного масштаба (масштабирование происходит по времени) в исходных временных рядах. В результате получаем зависящий от времени набор коэффициентов разного масштаба. Визуализация модуля вейвлет-коэффициентов осуществлялась в виде изолиний в плоскости масштаб — время, масштаб при этом пересчитывался в периоды. Шаг проведения изолиний и шкала раскраски выбирались так, чтобы можно было выделить локальные максимумы разного уровня и определить их координаты и значения.

## Результаты

### *Вейвлет-спектр солнечной активности в 1700–2020 гг.*

Временной ряд годовых значений  $SN$  за промежуток времени 1700–2020 гг. приведен на рис. 1а. На рис. 1а видно, что амплитуды солнечного цикла достигают максимальных значений в  $\sim 1780$ ,  $\sim 1850$  и  $\sim 1950$  гг. Уменьшенные значения амплитуд солнечных циклов видны вблизи 1700, 1800, 1900 и 2000 гг., что иллюстрирует наличие так называемых минимумов «рубежа веков», которые были отмечены в работе [10] при исследовании вариаций авроральной активности за последние 500 лет.



**Рис. 1.** Исходный ряд  $SN$  (а), вейвлет-спектр сглаженного ряда  $SN$  (б), влияние 249-летнего модулятора (цикл Зюсса) на изменение 11-летней составляющей (в). Символы — локальные максимумы; размер символов пропорционален значению амплитуды в максимуме

На первом этапе исследования было вычислено непрерывное вейвлет-преобразование исходного ряда  $SN$  (не показано здесь). В полученном вейвлет-спектре четко выделялся 11-летний цикл. При этом из-за ограниченной длины ряда в длинноволновой области наблюдалось сильное

влияние краевых эффектов, что было выражено в «размытости» длинноволновых спектральных составляющих. Присутствующий в спектре уровень зашумления не позволял локализовать максимумы в области периодов больших 50 лет, т. е. в диапазоне периодов цикла Глейсберга. Чтобы снизить уровень шума, нами было выполнено сглаживание длинноволновой части спектра по времени и периодам скользящим окном, представляющим собой матрицу 3 на 3 с весами, близкими к гауссиане. Результат вейвлет-преобразования ряда  $SN$  после сглаживания приведен на рис. 16. Символами отмечены локальные максимумы. Размер символов пропорционален значению амплитуды в максимуме.

На рис. 16 четко выделяется 11-летний цикл, который доминирует в коротковолновом диапазоне на всем протяжении рассматриваемого периода времени. Наиболее характерной особенностью спектра 11-летнего цикла (рис. 16) является резкое увеличение периода и уменьшение амплитуды в 1800 г. — минимум Дальтона. Можно отметить появление в этот же период дополнительных спектральных составляющих, а также рост периода и уменьшении амплитуды в области 1910 и 1970 гг.

Кроме 11-летнего цикла в спектре отфильтрованного ряда  $SN$  (рис. 16) четко наблюдаются две мощные ветви векового цикла Глейсберга (60 и 110–130 лет). До 1850 г. доминирует 60-летняя ветвь, а после — ~ 115-летняя. Цикл Глейсберга имеет амплитудные максимумы в 1800 и 1950 гг., причем первый максимум приходится на 60-летнюю ветвь, а второй — на около 100-летнюю. В области периодов 85–90 лет наблюдаются небольшие особенности, но выделить их в отдельные максимумы не представляется возможным, т. е. «классический» 88-летний цикл не выявляется на фоне 60- и околостолетней ветвей.

Происхождение и физический смысл цикла Глейсберга до сих пор не ясны. Кроме того, были неясны связи между различными модами этого цикла, что является важным моментом на пути прояснения физической природы цикла Глейсберга. В некоторых работах различные моды цикла Глейсберга предполагались индивидуальными квазипериодическими колебаниями с присущими каждой моде своими источниками колебаний. Например, авторы исследования [11] считают, что все три ветви цикла Глейсберга являются отдельными самостоятельными колебаниями, каждое из которых генерируется определенным классом активных областей на Солнце. Напротив, исследование, проведенное в работе [12], установило, что 88-летний цикл Глейсберга претерпевает амплитудную модуляцию циклами с периодами 207 лет (цикл Зюсса) и ~ 2000 лет, в результате чего появляются дополнительные спектральные составляющие 150, 61.2, 84.6 и 91.5 лет. В работе [3] при анализе реконструированных рядов  $SN$  (длина рядов до 12 000 лет) установлено, что основной классический 88-летний цикл Глейсберга, который, скорее всего, генерируется динамо-процессами, претерпевает частотную модуляцию с периодом 224 года, в результате чего появляются дополнительные ветви с периодами ~ 60 и ~ 140 лет. Природа модулятора все так же остается неясной, не исключено, что она имеет внесолнечное происхождение. В [3] найдено, что в разные эпохи могут наблюдаться либо все три моды цикла Глейсберга, либо только две. Причем иногда реализовываются условия, при которых основная 88-летняя мода может быть не видна в спектре. Этим фактом объясняются разногласия в оценках периодов цикла Глейсберга между разными авторами, в частности преобладание в XVII–XIX вв. моды в 60 лет и практически отсутствие в современных наблюдательных данных 88-летнего цикла.

В работе [13] относительно полученной в работе [14] реконструкции ряда  $SN$  (1000–1700 гг.) был определен возможный период частотной модуляции длины 11-летнего солнечного цикла, равный  $22 \pm 40$  лет. Этот период лежит в пределах периодов околodвухвекового цикла Зюсса. Кроме того, высказывались предположения о модуляции длины 11-летнего солнечного цикла циклом Глейсберга [5]. Для проверки этих предположений и выявления периода векового модулятора, который наилучшим образом отвечает за наблюдаемые вариации длины 11-летнего цикла, были построены две модели модуляции.

### Модуляция циклом Зюсса

Построена модель, в которой основное гармоническое колебание  $\omega_1 = 11$  модулируется по частоте гармоническим колебанием  $\omega_2 = 249$ , с коэффициентом модуляции  $K = 3$ , фазы  $= 0$ :

$$F(t) = A_1 \sin(\omega_1 t + K \cos(\omega_2 t + \varphi_2) + \varphi_1), \quad (1)$$

где  $\omega_1$  и  $\omega_2$  — частоты основного и модулирующего колебаний соответственно;  $\varphi_1$  и  $\varphi_2$  — фазы, а  $A_1$  — амплитуда основного колебания,  $K$  — коэффициент частотного отклонения, определяющий степень влияния модулятора на основной сигнал, т. е. максимальное отклонение частоты основного сигнала от ее исходного значения. Это отклонение зависит от амплитуды модулирующего сигнала. Для построения по формуле (1) модельного сигнала были использованы  $\omega_1 = 2\pi/11$ ,  $\omega_2 = 2\pi/249$ , нулевые фазы и  $K = 3$ . В нашей работе не рассматривается механизм модуляции и природа ее источника, поэтому выбор величины  $K$  основан на сравнении полученных по формуле 1 результатов с наблюдательными данными. Так, из-за значительной разности частот основного колебания и модулятора получаемое при  $K = 1$  максимальное отклонение может приводить к появлению дополнительных периодов лишь от 10.5 до 11.5 лет, что не соответствует полученному по экспериментальным данным изменению периода 11-летних колебаний, изменяющемуся в более широком диапазоне (от 8 до 14 лет, определяемым по минимумам). При  $K = 3$  диапазон дополнительных частот расширяется до  $9.7 \div 12.6$  лет, что ближе к наблюдательному разбросу значений длин солнечного цикла.

Для модельного сигнала было вычислено вейвлет-преобразование. Результат показан на рис. 1в. Сравнение с изменением 11-летней составляющей показывает, что, хотя общий ход передается правильно, однако даже при коэффициенте  $K = 3$  одним только сильным влиянием 249-летнего модулятора (цикл Зюсса) нельзя объяснить спектральные особенности, которые видны на рис. 1б, в частности минимум Дальтона в 1800 г.

### Модуляция двумя ветвями цикла Глейсберга

Построена модель, в которой 11-летнее гармоническое колебание модулируется по частоте 60-летней и 115-летней ветвями цикла Глейсберга. Для это несколько модифицируем формулу (1):

$$F(t) = A_1 \sin(\omega_1 t + K_1 \cos(\omega_2 t + \varphi_2) + K_2 \cos(\omega_3 t + \varphi_3) + \varphi_1), \quad (2)$$

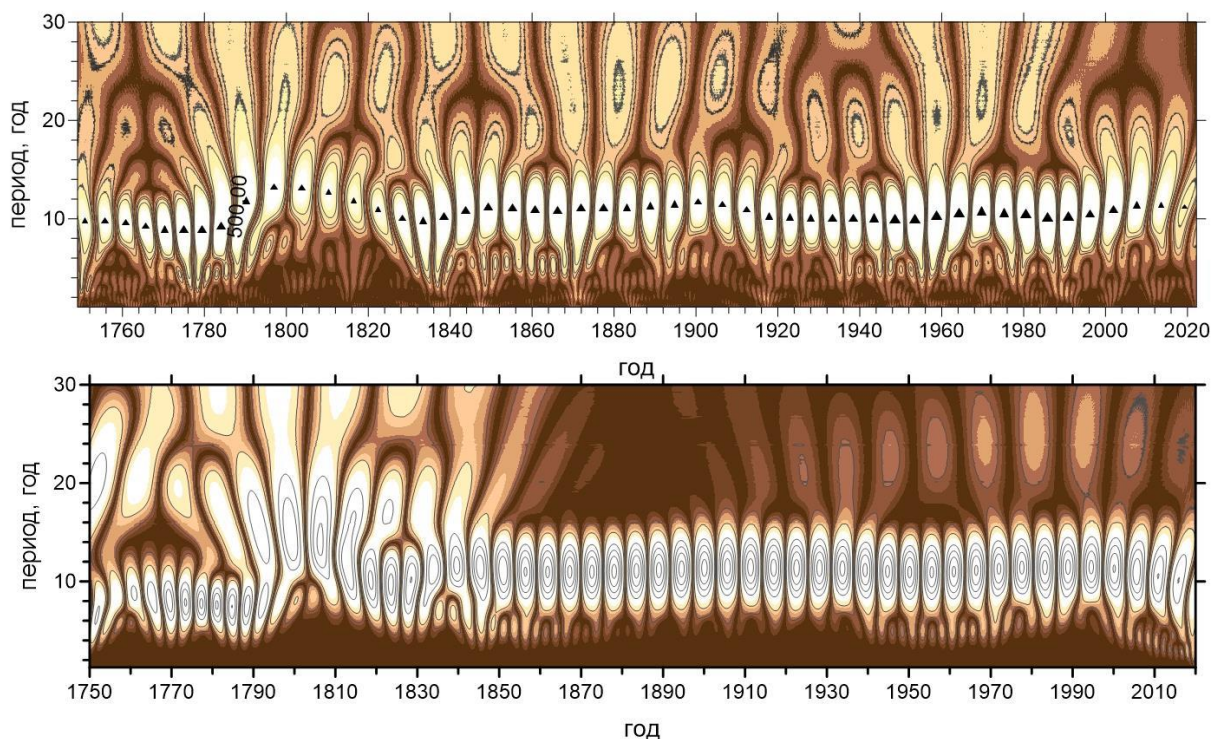
где параметры те же, что и в формуле (1), а  $\omega_3$ ,  $\varphi_3$  и  $K_2$  соответственно частота, фаза и коэффициент частотного отклонения, определяемые вторым модулятором. Коэффициенты  $K_1$  и  $K_2$  частотных отклонений для 60-летнего и 115-летнего модуляторов строились пропорционально амплитуде ветвей цикла Глейсберга. Далее построено вельвет-преобразование модели, а также наблюдательного ряда  $SN$  (месячные данные). Результаты приведены на рис. 2. Верхняя панель рис. 2 демонстрирует особенности спектра наблюдательного ряда: резкое увеличение периода и уменьшение амплитуды вблизи 1800 г. (минимум Дальтона), появление в этот же период дополнительных спектральных составляющих, а также рост периода и уменьшении амплитуды в области 1910 и 1970 гг.

Сравнение верхней и нижней панели рис. 2 показывает, что, хотя модель не может передать весь спектр, поскольку затрагивает только изменение 11-летней составляющей, однако перечисленные выше особенности спектра экспериментальных данных, в том числе характерная особенность в минимуме Дальтона, присутствуют в спектре модели.

Таким образом, в целом эволюцию спектра 11-летней составляющей в 1700–2020 гг. можно соотнести с более длиннопериодными вековыми процессами. Наш анализ показал, что основным таким процессом, который управляет изменением длины солнечного цикла, является частотная модуляция циклом Глейсберга, причем в качестве модуляторов выступают обе его ветви — 60-летняя и околостолетняя.



Частотная модуляция отражает процесс, который приводит к изменению условий генерации основного колебания [15]. Наличие частотной генерации длины 11-летнего цикла двумя ветвями цикла Глейсберга может говорить о существовании как эндогенной причины, связанной со сложным процессом генерации магнитного поля, так и внешней причины, которые вынуждают систему менять частоту собственного колебания. Например, в недавней работе [16] изменение параметров солнечного цикла рассматривалось в рамках нелинейной модели осциллятора с внешней возмущающей силой. Природа такой возмущающей силы авторами не рассматривалась, однако в качестве возможностей указывались изменения дифференциального вращения или меридиональной циркуляции во времени, взаимодействие циклов крупномасштабного и пятенного поля, а также приливные силы планет Солнечной системы. Более подробное исследование природы модулятора 11-летнего цикла, т. е. природы ветвей цикла Глейсберга, является отдельной сложной нерешенной задачей и лежит за рамками данной статьи.



**Рис. 2.** Вейвлет-спектры наблюдательного ряда  $SN$  (месячные значения) и модели частотной модуляции 11-летнего колебания 60- и 115-летними. Треугольниками отмечены максимумы 11-летнего цикла

## Заключение

Мы провели вейвлет-анализ ряда  $SN$  за последние 320 лет. Мы нашли и проанализировали эволюционирующую со временем мультимодальную структуру спектра в диапазоне периодов от 2 до 160 лет, в которой стабильно доминирует 11-летняя составляющая. Основные результаты можно сформулировать следующим образом:

- кроме 11-летней составляющей, в спектре также прослеживаются две мощные составляющие цикла Глейсберга (60 и 110–130 лет). До 1850 г. доминирует мода с периодом 60 лет, потом  $\sim 115$  лет. На фоне этих ветвей практически не видна классическая ветвь с периодом 88 лет;
- выявлены особенности спектра наблюдательного ряда: резкое увеличение периода и уменьшение амплитуды в 1800 г. (минимум Дальтона) 11-летнего цикла, появление в



этот же период дополнительных спектральных составляющих, а также рост периода и уменьшении амплитуды в области 1910 и 1970 гг.;

- построены две модели, в которых 11-летнее гармоническое колебание модулируется по частоте (1) циклом Зюсса с периодом 249 лет и (2) двумя ветвями цикла Глейсберга (60 лет и 115 лет);
- результаты сравнения вейвлет-спектров моделей и наблюдательного ряда показали, что вариации длины солнечного цикла наилучшим образом могут быть описаны в рамках процесса частотной модуляции двумя ветвями цикла Глейсберга (60 и 115 лет) с коэффициентом модуляции, который изменяется во времени.

Наличие частотной модуляции длины 11-летнего цикла может говорить о существовании как эндогенной причины, связанной со сложным процессом генерации магнитного поля, так и внесолнечного источника, которые вынуждают систему менять частоту собственного колебания.

## Список литературы

1. Hathaway D. H. The Solar Cycle // *Living Rev Solar Phys.* V. 12. Art. N. lrsp-2015-4, doi:10.1007/lrsp-2015-4. 2015.
2. Обридко В. Н., Наговицын Ю. А. Солнечная активность, цикличность и методы прогноза. СПб.: ВВМ, 466 с. 2017.
3. Птицына Н. Г., Демина И. М. Частотная модуляция как причина возникновения дополнительных ветвей векового цикла Глейсберга в солнечной активности // *Геомагнетизм и аэрономия.* Т. 62. № 1. С. 48–61. 2022. doi:10.31857/S0016794022010163
4. Ogurtsov M. G., Nagovitsyn Yu. A., Kocharov G. E., Jungner H. Long-period cycles of the sun's activity recorded in direct solar data and proxies // *Solar Phys.* V. 211. P. 371–394. 2002. doi: 10.1023/A:1022411209257
5. Gleissberg W. Evidence for a long solar cycle // *The Observatory.* V. 65. N. 282. P. 123–125. 1944.
6. Clette F., Lefèvre L. The new sunspot number: assembling all corrections // *Solar Phys.* V. 291. P. 2629–2651. 2016. <https://doi.org/10.1007/s11207-016-1014-y>
7. Torrence C., Compo Gr. A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* V. 79. P. 61–78. 1998.
8. Grossman A., Morlet J. Decomposition of Hardy functions of constant shape // *SIAM J. Math.* V. 15. N. 4. P. 723–736. 1984. doi:10.1137/0515056.m
9. Scargle J. D. Wavelet and other multi-resolution methods for time series analysis // *Statistical challenges in modern astronomy II* / Ed. G. J. Babu and E. D. Feigelson. P. 333–347. N. Y., USA: Springer-Verlag, 1997.
10. Silverman S. M. Secular variation of the aurora for the past 500 years // *Rev. Geophys.* V. 30. N. 4. P. 333–351. 1992.
11. Komitov B., Sello S., Duchlev P., Dechev M., Penev K., Koleva K. Sub- and Quasi-Centurial Cycles in Solar and Geomagnetic Activity Data Series // *Bulg. Astron. J.* V. 25. P. 78–103. 2016.
12. Peristykh A. N., Damon P. E. Persistence of the Gleissberg 88 year cycle over the last 12000 years: evidence from cosmogenic isotope // *J. Geophys. Res. Space Phys.* V. 108. N. A1. Art. N. 1003. 2003. doi:10.1029/2002JA009390.
13. Птицына Н. Г., Демина И. М. Цикличность солнечной активности, реконструированной из статистики полярных сияний с учетом вклада главного магнитного поля Земли, 1000–2000 гг. // *Геомагнетизм и аэрономия.* Т. 61. № 2. С. 295–308. 2021. doi:10.31857/S0016794021020127
14. Птицына Н. Г., Демина И. М. Реконструкция солнечной активности в 1000–1700 гг. по данным о полярных сияниях с учетом вклада главного магнитного поля земли // *Геомагнетизм и Аэрономия.* Т. 60. № 3. С. 515–527. 2020. doi: 10.31857/S0016794020030153
15. Wilson S.G. Digital modulation and coding. Charlottesville, Virginia, USA: Prentice-Hall. 667 p. 1996.
16. Nagovitsyn Y.A., Pevtsov A.A. Duffing oscillator model of solar cycles // *ApJL.* V. 888. N. 2. Art. N. L26. 2020.

## О радиусе проявления предвестников землетрясений в F-области ионосферы

Липеровская Е. В.<sup>(1)</sup>, Родкин М. В.<sup>(2, 3)</sup>, Силина А. С.<sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН), 123242, Россия, г. Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, e-mail: liper@ifz.ru, e-mail: silina@ifz.ru

<sup>(2)</sup> Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук (ИТПЗ РАН), 117997, Россия, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, e-mail: rodkin@mitp.ru

<sup>(3)</sup> Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИМГиГ ДВО РАН), 693022, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б

### Аннотация

По данным станции вертикального зондирования ионосферы Кокобунджи (Токио, 1957–2020) исследованы часовые вариации критической частоты  $foF2$ , возникающие в связи с землетрясениями. С использованием метода наложения эпох для землетрясений с  $M6.0+$ , глубиной  $H < 35$  км на расстояниях до 3000 км (736 событий) выявлено статистически достоверное увеличение  $foF2$  за 1–2 суток перед землетрясениями. Эффект был выделен на фоне суточных, сезонных, 11-летних и 27-дневных вариаций, магнитовозмущенные дни с  $\sum Kp > 25$  исключались из анализа. Увеличение  $foF2$  имеет сложный характер, оно достоверно наблюдалось на расстояниях 200–1000 км и примерно 1300–2200 км от эпицентра, амплитуда этой последней аномалии больше в зимнюю половину года, чем в летнюю.

### Ключевые слова:

ионосферные предвестники землетрясений, F-область, дальность проявления эффекта

### Введение

Одной из актуальных задач геофизики является поиск предвестников сильных землетрясений. В последние десятилетия изучение этой проблемы включает систематические исследования околоземного пространства, в частности ионосферной плазмы, как наземными, так и спутниковыми методами.

Анализ состояния ионосферы перед землетрясениями показал, что аномальные эффекты, предшествующие почти исключительно землетрясениям, по-видимому, отсутствуют (или встречаются крайне редко, возможно, такой случай описан в [1]). Однако, как и для многих других предвестников, по-видимому, имеет место ряд особенностей состояния ионосферы, чаще наблюдаемых в окрестности сильных землетрясений.

В большинстве работ исследуются вариации F-области ионосферы. Обычно исследуется регистрируемая станциями наземного вертикального зондирования (ВЗ) изменчивость критической частоты  $foF2 \sim \sqrt{N_{\max}}$ , где  $N_{\max}$  — максимальная плотность ионизации области F. В настоящее время чаще исследуют вариации величины полного электронного содержания ионосферы (ПЭС), основной вклад в который также дает ионизация в области F. Под сейсмоионосферной вариацией понимается обычно относительно повышенное или пониженное значение  $foF2$  или ПЭС, чаще наблюдаемое в окрестности землетрясений, чем в фоновое время. Такие вариации, причем разного знака, возникающие за несколько суток — несколько часов до или после землетрясения, неоднократно описаны в литературе. При этом максимальные отклонения далеко не всегда отвечают надэпицентральной области, и амплитуда отклонений не всегда возрастает с приближением момента землетрясения.

В работах [2–6] указывается, что аномалии  $foF2$  или ПЭС наблюдались за 1–5 дней до землетрясения и иногда в течение нескольких дней позже. В обзоре [7] и ссылках в нем и в монографии [8]) сделан вывод, что предвестниковые сейсмоионосферные возмущения характерны для интервала времени 5 суток до события.

Выше уже отмечалось, что знак отклонения может быть разным. На увеличение  $foF2$  перед несколькими сильными землетрясениями указывается в работах [5, 8]. В [2, 3, 9] описывается уменьшение критической частоты  $foF2$  перед землетрясениями ( $M6+$ ). Статистические свидетельства уменьшения  $foF2$  в послеполуденные часы перед землетрясениями с  $M > 5$  на Тайване представлены в работе [10]. В этой работе было показано, что уменьшение происходит в интервале 12.00–18.00 LT за 0–5 дней перед землетрясениями и может достигать 25 %.

Четкой зависимости величины аномалии от магнитуды землетрясения, равно как и приуроченности аномалии к моменту землетрясения, выявлено не было, но в [4] указывается на максимум величины вариации  $foF2$  в день землетрясения, а в [11] было установлено, что в среднем величина вариаций ПЭС увеличивается к (–1) суткам, и тем сильнее, чем больше магнитуда землетрясения.

В вышеуказанных публикациях, как правило, рассматриваются землетрясения с глубиной до 40–60 км; при этом на зависимости эффекта от глубины внимание не акцентировалось, только в работе [11] для событий  $h < 40$  км отмечается тенденция роста амплитуды аномалии с уменьшением глубины очага.

В большинстве случаев сейсмоионосферные эффекты в  $F$ -области описаны на расстояниях от 150 км [10]; обычно их искали на расстояниях до 400–500 км от эпицентра землетрясения или в пределах радиуса Добровольского  $R = 10^{0.43M}$  [12]. Однако для нескольких землетрясений за несколько суток до землетрясения наблюдали аномальное уменьшение  $foF2$  на расстояниях около 1500 км от эпицентра [3], или аномальное увеличение ПЭС на расстояниях до 1500–2500 км перед землетрясением на Гаити,  $M8.3$  [13], Венчуанским землетрясением,  $Mw = 7.9$  [14], Тувинским землетрясением  $Mw = 6.6$  [15], землетрясением Тохоку  $M9$  [16].

Наибольшие сомнения обычно возникают в отношении удаленных предвестников. Действительно, могут ли такие отдаленные аномалии быть связаны с землетрясениями? И как аргументировать связь этих аномалий именно с землетрясениями? Ввиду большого расстояния от эпицентра, такая трактовка особенно дискуссионна, хотя из теоретических соображений, при возникновении акустико-гравитационных волн, можно ожидать значительного смещения области ионосферной аномалии относительно эпицентра.

Приведем две статистические работы, в которых сделаны почти противоположные выводы по похожим данным.

В [15] авторы делают вывод, что участки повышенной ионосферной электронной концентрации наблюдаются по всему земному шару примерно за 5 дней до землетрясения. Заметим, однако, что этот вывод вызывает некоторые сомнения, обработка и статистика недостаточно прозрачны.

К противоположному выводу приходят в работе [17]. Авторы исследовали вариации ПЭС на расстояниях ( $-10^\circ$ ,  $+10^\circ$ ) по широте и долготе — т. е. в радиусе порядка 1000 км для 1339 землетрясений с  $M6+$ , с глубиной  $H < 60$  км, и пришли к выводу, что «our study does not provide clear evidence of pre-earthquake changes in GIM-TEC data. However, the statistical results do not completely disapprove the possible existence of precursory».

В настоящей работе представлен анализ суточного хода  $foF2$  на расстояниях  $R < 3000$  км от эпицентров землетрясений с магнитудами  $M > 6.0$  и глубинами  $H < 35$  км с использованием данных станции вертикального зондирования Kokubunji (Токио) за 1957–2020 гг. Преимуществом выбора этих данных является их максимальная продолжительность и единообразие. Задачей исследования являлось выявление статистически достоверных пространственно-временных сей-

смогенных эффектов в  $foF2$ ; при этом, учитывая результаты [18], мы допускали, что в связи с различием механизмов сейсмического разрушения характер предвестников (например, знак вариации) для разноглубинных землетрясений может различаться.

## Используемые данные и метод исследования

В работе использованы почасовые ионосферные данные  $foF2$ , полученные на ионосферной станции вертикального зондирования (ВЗ) Токио (Kokubunji,  $\varphi = 35.7^\circ N$ ,  $\lambda = 139.5^\circ E$ ) за 1957–2020 гг., представленные в Интернете: [http://wdc.nict.go.jp/IONO/HP2009/ISDJ/manual\\_txt-E.html](http://wdc.nict.go.jp/IONO/HP2009/ISDJ/manual_txt-E.html). Для сопоставления с ионосферными данными использовался каталог землетрясений *ISC GEM* (<http://www.isc.ac.uk/iscgem>) с 1957 по 1975 г. и *GCMT* (Global Centroid Moment Tensor Catalog, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) с 1976 по 2020 г.; в обоих этих каталогах приводится моментная магнитуда  $M_w$ .

Станция Кокубунжи расположена в зоне сочленения трех литосферных плит (Тихоокеанской, Евразийской и Филиппинской) с высокой сейсмотектонической активностью. Высокая сейсмическая активность благодаря большей статистике благоприятствует выявлению сейсмоионосферных эффектов. Сейсмоионосферные эффекты приходится искать на фоне геомагнитных возмущений, которые часто намного сильнее искомых сейсмоионосферных эффектов, поэтому далее рассматриваются только дни со спокойной геомагнитной обстановкой, когда планетарный индекс геомагнитной активности  $\Sigma Kp < 25$ . Поскольку ионосферные возмущения могут продолжаться некоторое время после сильных геомагнитных возмущений, также исключались и последующие сутки.

Частота  $foF2$  зависит от 11-летнего и 27-дневного солнечных циклов, от времени суток и от сезона. С целью минимизации вклада сильных длиннопериодных вариаций при поиске предполагаемых сейсмоионосферных аномалий величин  $foF2$  для каждого часа рассматривались отклонения  $foF2$  от скользящей медианы, нормированные на эту же медиану:

$$\Delta fi = (foF2i - \text{median}(foF2)) / \text{median } foF2, \quad (1)$$

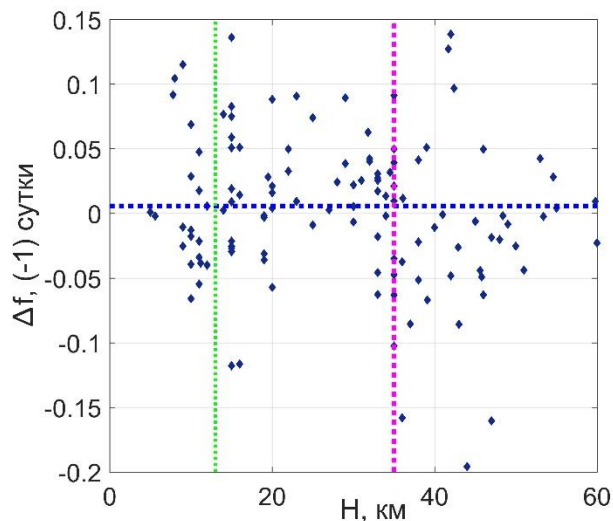
где  $\text{median}(foF2)$  — медиана значений  $foF2$  за  $(-7, +7)$  суток вокруг  $i$ -го часа, который полагался нулевым. Поскольку в ряде данных имеются пропуски — не работала станция, были сильные геомагнитные возмущения, значения  $foF2$  не были определены из-за экранирования спорадическим слоем или по иным причинам — медиана вычислялась, если было не менее 8 значений из 15 возможных часовых значений. Длительность интервала времени усреднения  $(-7, +7)$  дней была выбрана как компромисс между требованием лучшего статистического осреднения и желанием уменьшить вклад 27-дневного солнечного цикла.

Совершенно исключить влияние всех отмеченных выше периодичностей изменения  $\Delta f$  не удастся, однако среднее их изменение (кроме 27-дневного цикла) на рассматриваемом интервале времени длительностью 15 суток оказывается достаточно малым. В частности, сильная сезонная компонента вариаций  $\Delta f$  оказывается много меньше полученной ниже средней сейсмогенной аномалии. Связанная с 11-летним солнечным циклом изменчивость ионосферы на таких коротких отрезках времени также пренебрежимо мала. После исключения магнитовозмущенных дней и вследствие отсутствия данных  $foF2$  по разным причинам из свыше 500 000 значений для станции Токио остается порядка 300 000 часовых значений. Из-за нормирования на медиану среднее значение  $\Delta f$  по всему массиву данных 1957–2020 гг. отличается от нуля и равно  $0.0055 \pm 0.0003$ .

Предварительно рассмотрим события с магнитудой  $M6.0+$ , с эпицентрами не далее 600 км от станции ВЗ и глубинами до 70 км; сейсмоионосферные эффекты при таких землетрясениях можно ожидать более явственными. Ввиду малого числа  $M6.0+$  землетрясений статистически достоверный результат по этим данным получить трудно, но подсказку, что именно имеет смысл

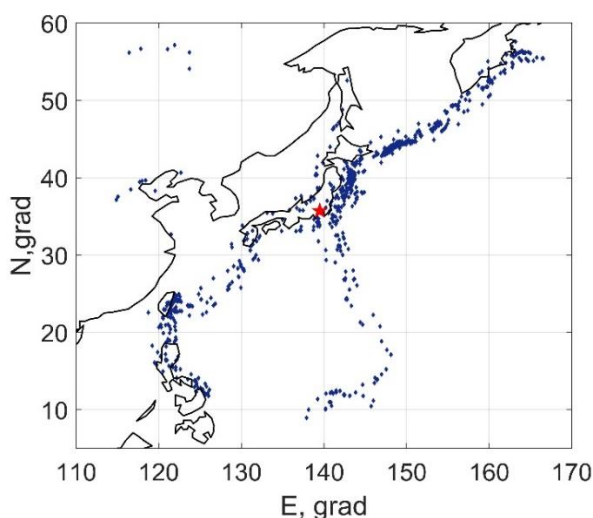
проверять, получить можно. Мы исключаем возможность неоднократного учета одних и тех же интервалов времени, для чего проведем сортировку по магнитуде землетрясений начиная с сильнейшего. В большей части цитированной выше литературы время проявления сейсмоионосферных эффектов, указывалось как 5 суток до и 1–3 суток после землетрясения. Учитывая это, выберем 5 суток (120 часов) до и после сильнейшего землетрясения и исключим эти 241 часовых значения из дальнейшего анализа; затем повторим эту процедуру для следующего по магнитуде землетрясения. Час землетрясения полагаем (0) часом.

Выше отмечалось, что по данным сейсмоионосферных наблюдений явного характерного времени проявления предвестников выявлено не было, хотя наибольшее их развитие и предполагается в последние сутки перед землетрясением [4, 11]. Анализ совокупности параметров сейсмического режима в обобщенной окрестности сильного землетрясения с уверенностью указывает на сильный рост амплитуды всех сейсмических предвестниковых аномалий к моменту землетрясений [19–22 и др.]. По аналогии можно ожидать, что ионосферные аномалии также целесообразно искать в первую очередь за сутки перед землетрясением (хотя, напомним, аналогичные аномалии могут возникать и в иное время). На рис. 1 представлены значения  $\Delta f(-1)$  — часовые значения  $\Delta f$ , усредненные за (–1) сутки, а именно за (–24...–1) час до каждого землетрясения, для событий  $M > 6.0$  в зависимости от глубины. Усредненное значение за сутки вычислялось, если для данного землетрясения было не менее 3 часовых значений из 24 возможных. Среднее значение  $\Delta f$  за (–1) сутки для отдельного события будем далее обозначать  $\Delta f(-1)$ . Из рисунка можно заметить тенденцию, что для глубин  $H < 35$  км доминируют случаи увеличения  $\Delta f(-1)$ , а для землетрясений с глубиной  $35 \leq H \leq 70$  км — уменьшения  $\Delta f(-1)$ . Наблюдается также (рис. 1) некоторое отличие характера сейсмоионосферного эффекта для землетрясений в верхних 10–15 км, расположенных выше зоны отделителя по С. Н. Иванову [23], в диапазоне глубин, где предполагается свободная циркуляция флюидов с квазигидростатическим режимом флюидного давления.



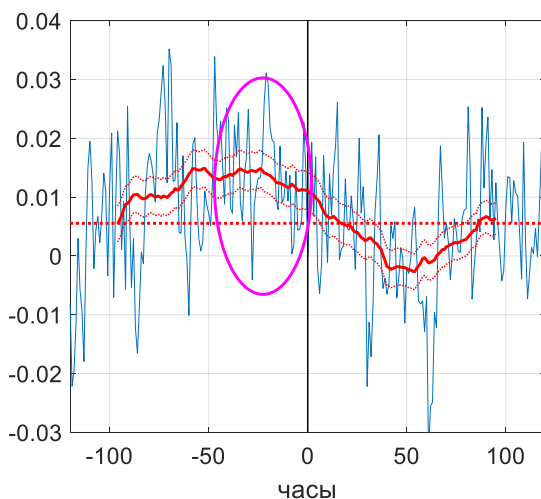
**Рис. 1.** Зависимость средних значений  $\Delta f$  за (–1) сутки от глубины землетрясений  $M \geq 6.0$ ,  $R \leq 600$  км. Красной линией показано среднее фоновое значение  $\Delta f$

В настоящей работе будем рассматривать землетрясения с глубинами  $H < 35$  км, условно назовем их «неглубокими». На рис. 2 приведена карта расположения эпицентров таких землетрясений; карта охватывает области землетрясений на расстояниях  $R < 3000$  км.



**Рис. 2.** Карта расположения эпицентров землетрясений с  $M_6+$ ,  $H < 35$  км,  $R < 3000$  км, звездочка — станция ВЗ «Токио»

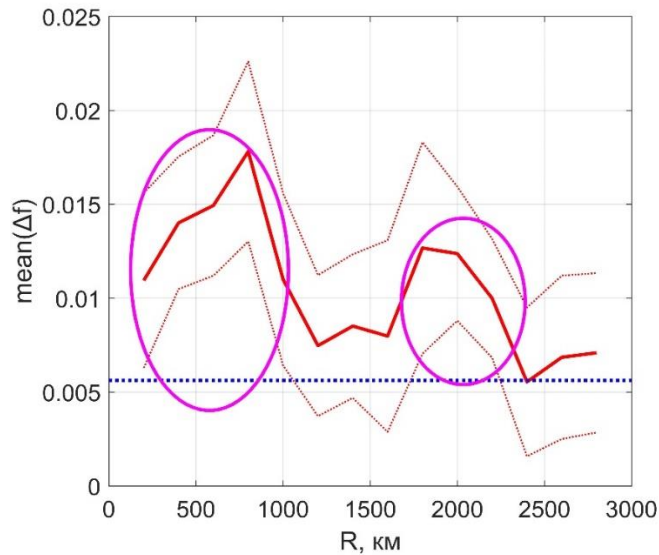
Чтобы выявить характерное время проявления сейсмоионосферных эффектов, применим метод наложения эпох к землетрясениям  $M_6+$  с глубинами  $H < 35$  км. При этом исключим многократное суммирование одних и тех же интервалов времени. Выберем  $(-120, +120)$  часов до и после сильнейшего землетрясения и исключим это 241-часовое значение из дальнейшего анализа; затем повторим эту процедуру для следующего по магнитуде землетрясения по описанному выше алгоритму. На рис. 3 представлен результат наложения эпох для неглубоких землетрясений  $H < 35$  км, перед землетрясениями наблюдается повышение  $foF2$  в  $(-2...-1)$  сутки. Явственно видны значительные отклонения от среднего значения до и после момента обобщенного землетрясения; заметим, что для различных интервалов времени отклонения имеют разный знак. Большую выраженность имеет положительная аномалия в  $(-2...-1)$  сутки перед землетрясением.



**Рис. 3.** Голубая линия — усреднение по совокупности землетрясений за час, полученное в результате наложения эпох, красная линия — результат сглаживания по скользящему окну сутки (24 часа), красный пунктир — доверительный интервал ( $\pm 2$  сигмы) для сглаженной кривой. Синий пунктир — среднее значение по всему массиву данных за 64 года

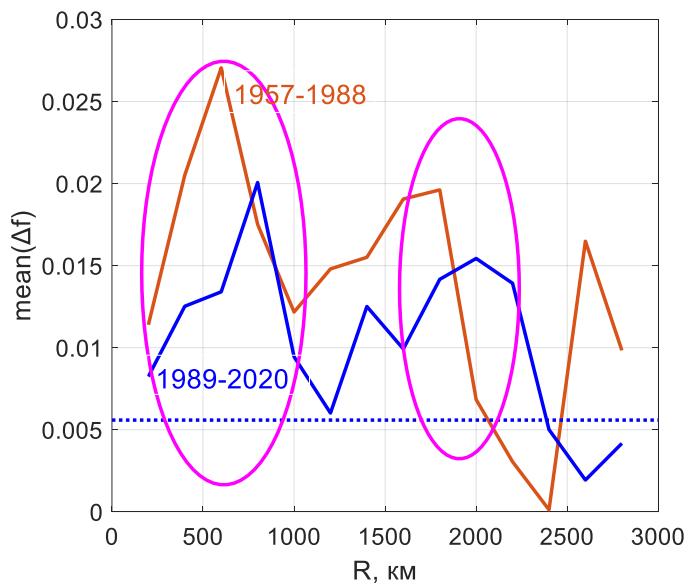
Теперь рассмотрим, как меняется эффект в  $(-2...-1)$  сутки для землетрясений на расстояниях до 3000 км в зависимости от расстояния.

На рис. 4 показаны усредненные значения  $\Delta f$  для интервалов расстояний (0–400) км, (200–600) км, (400–800)...(2600–3000) км, значения присвоены серединам интервалов. Наблюдаются два вполне отчетливых максимума — на расстояниях (200–1000) км и (1400–2200) км. Вероятность того, что эти повышения носят случайный характер, составляет для первого максимума  $p < 0.003\%$ , число значений 3537, и для второго максимума  $p < 0.01\%$ , число значений 3173. При оценке вероятности использован критерий однородности двух эмпирических распределений Смирнова.



**Рис. 4.** Усредненные значения  $\Delta f$  для интервалов расстояний (0...400) км, (200...600) км, (400...800)...(2600...3000) км — сплошная линия, пунктир показывает границу  $\pm 2$  std

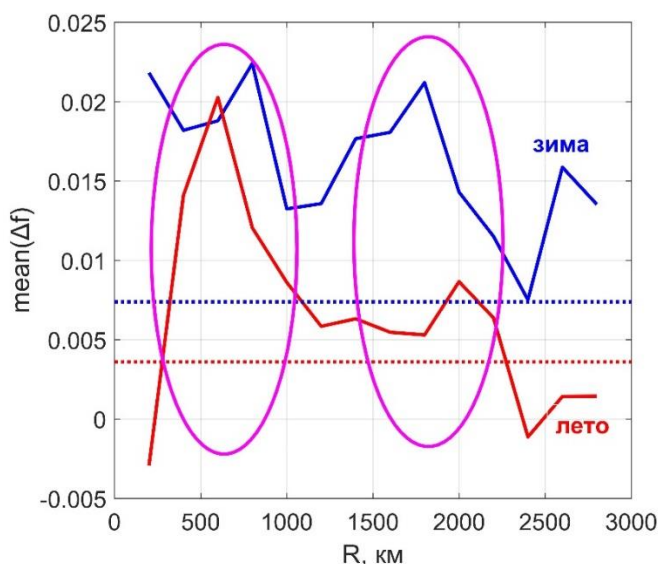
Проверим устойчивость наблюдаемого удаленного эффекта. Разобьем массив ионосферных данных на два: 1957–1988, 1989–2020 гг.; повышение наблюдается в обоих интервалах времени (рис. 5).



**Рис. 5.** Усредненные значения  $\Delta f$  для интервалов расстояний (0...400) км, (200...600) км, (400...800)...(2600...3000) км; коричневая линия — (1957–1988) гг., синяя линия — (1989–2020) гг.



Зависит ли амплитуда эффекта от сезона? Разделим каждый год на 2 половины: «зима» — 1-й, 2-й, 3-й, 10-й, 11-й, 12-й месяцы и «лето» — 4...9-й месяцы. Вариабельность  $foF2$  выше зимой, и среднее отклонение от скользящей медианы тоже выше зимой. На рис. 6 видно, что в зимние месяцы эффект имеет большую амплитуду.



**Рис. 6.** Усредненные значения  $\Delta f$  для интервалов расстояний (0...400) км, (200...600) км, (400...800)...(2600...3000) км. Зима — синяя линия, лето — красная линия

## Обсуждение и выводы

Для землетрясений с  $M6.0+$ , глубиной  $H < 35$  км на расстояниях до 3000 км (736 событий) выявлено статистически достоверное увеличение  $foF2$  за 1–2 суток перед землетрясениями. Увеличение  $foF2$  имеет сложный характер, оно достоверно (с вероятностью более 99.9 %) наблюдалось на расстояниях 200–1000 км и примерно 1300–2200 км от эпицентра. Амплитуда увеличения больше зимой, чем летом.

В качестве агентов сейсмоионосферных связей разными авторами предлагались эманации радона, воздействие акустических и сейсмогравитационных волн, разогрев ионосферы на разных высотах, изменения электропроводности литосферы [24] и ссылки в ней. Полученная нами множественность характера аномалий косвенно указывает на возможность реализации нескольких механизмов. Для удаленных предвестников (рис. 4–6), поскольку радиус проявления предвестника значительно превышает размер области подготовки землетрясения (для  $M6$  типичный размер очага составляет, по [25], всего 40 км, а радиус Добровольского составит около 400 км) и в летние месяцы амплитуда увеличения плотности меньше, можно предположить «акустический» способ возмущения ионосферы — через АГВ в нейтральной атмосфере [26, 27]. В летнее время длиннопериодные АГВ хуже проходят через систему летних ветров [28].

Предположительно АГВ могут возбуждаться как во время сейсмических событий, так и до них в результате нестационарных колебаний поверхности земли, выхода газовых эманаций или нерегулярного нагрева приземного слоя атмосферы [29]. По мере распространения АГВ на ионосферные высоты амплитуда скорости движения газа в волне нарастает из-за экспоненциального падения плотности атмосферы с высотой. При проникновении в ионосферу АГВ будет вызывать вариации токов и плотности ионосферной плазмы.

## Финансирование

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физики Земли Российской академии наук, Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук и Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук.

## Список литературы

1. Ondoh T. Anomalous sporadic-E ionization before a great earthquake // *Adv. Space Res.* V. 34. N 8. P. 1830–1835. 2004. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2003.05.044>
2. Rios V. H., Kim V. P., Hegai V. V. Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977 // *Adv. Space Res.* V. 33. P. 323–327. 2004.
3. Hobara Y., Parrot M. Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 67. N. 7. P. 677–685. 2005. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.02.006>
4. Liperovskaya E. V., Biagi P.-F., Meister C.-V., Rodkin M. V. foF2 seismo-ionospheric effect analysis: actual data and numerical simulations // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* V. 8. P. 1387–1393. 2008. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1387-2008>
5. Корсунова Л. П., Хегай В. В. Возможные краткосрочные предвестники сильных коровых землетрясений в Японии по данным наземных станций вертикального зондирования ионосферы // *Геомагнетизм и Аэронавигация*. Т. 58. № 1. С. 94–101. 2018. <https://doi.org/10.7868/S001679401801008X>
6. Shah M., Abbas A., Arqim A. M., Ashraf U., de Oliveira-Júnior J. F., Arslan Tariq M., Ahmad J., Ehsan M., Ali A. Possible seismo-ionospheric anomalies associated with  $M_w > 5.0$  earthquakes during 2000–2020 from GNSS TEC // *Adv. Space Res.* V. 70. N. 1. P. 179–187. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.04.025>
7. Pulinet S. A., Legen'ka A. D., Gaivoronskaya T. V., Depuev V. K. Main phenomenological features of ionospheric precursors of strong earthquakes // *J. Atm. Solar Terr. Phys.* V. 65. P. 1337–1347. 2003.
8. Pulinet S. A., Boyarchuk K. A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 215 p. 2004.
9. Singh B., Kushwah V., Singh O. P., Lakshmi D. R., Redd B. M. Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India // *Phys. Chem. Earth.* V. 29. P. 537–550. 2004.
10. Liu J. Y., Chen Y. I., Chuo Y. J., Chen C. S. A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // *J. Geophys. Res.* V. 111. Art. N. A05304. 2006. [Doi:10.1029/2005JA011333](https://doi.org/10.1029/2005JA011333)
11. Le H., Liu J. Y., Liu L. A statistical analysis of ionospheric anomalies before 736  $M6.0+$  earthquakes during 2002–2010 // *J. Geophys. Res.* V. 116. Art. N. A02303. 2011. [doi:10.1029/2010JA015781](https://doi.org/10.1029/2010JA015781)
12. Dobrovolsky I. P., Zubkov S. I., Miachkin V. I. Estimation of the size of earthquake preparation zones // *Pure Appl. Geophys.* V. 117. N. 5. P. 1025–1044. 1979.
13. Пулинец С. А., Цыбуля К. Г. Уникальные вариации полного электронного содержания в период подготовки землетрясения на Гаити ( $M7.9$ ) 12 января 2010 г. // *Геомагнетизм и Аэронавигация*. Т. 50. № 5. С. 713–716. 2010.
14. Yu T., Wang Y., Mao T., Wang J. Study of the ionospheric anomaly before the Wenchuan earthquake // *Chinese Sci. Bull.* V. 54. P. 1080–1086. 2009. [DOI: 10.1007/s11434-008-0587-8](https://doi.org/10.1007/s11434-008-0587-8)
15. Shaha M., Jin S. Statistical characteristics of seismo-ionospheric GPS TEC disturbances prior to global  $M_w \geq 5.0$  earthquakes (1998–2014) // *J. Geodynamics.* V. 92. P. 42–49. 2015.
16. Le H., Liu L., Liu J., Zhao D., Chen Y., Wan W. The ionospheric anomalies prior to the  $M9.0$  Tohoku-Oki earthquake // *J. Asian Earth Sci.* V. 62. P. 476–484. 2013.
17. Zhu F., Su F., Lin J. Statistical analysis of TEC anomalies prior to  $M6.0+$  earthquakes during 2003–2014 // *Pure Appl. Geophys.* V. 175. P. 3441–3450. 2018.
18. Rodkin M. V. The Variability of Earthquake Parameters with the Depth: Evidences of Difference of Mechanisms of Generation of the Shallow, Intermediate-Depth, and the Deep Earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2022. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02927-4>
19. Родкин М. В. Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // *Вулканология и сейсмология*. № 6. С. 66–77. 2008.
20. Rodkin M. V. Patterns of seismicity found in the generalized vicinity of a strong earthquake: Agreement with common scenarios of instability development, in *Extreme Events and Natural Hazards* // *The Com-*

- plexity Perspective. Geophys. Monogr. Ser. / Eds A. S. Sharma et al. AGU, Washington, D.C. V. 196. P. 27–39. 2012. doi: 10.1029/2011GM001060
21. Rodkin M. V., Tikhonov I. N. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake // *Phys. Chem. Earth*. V. 95. P. 73–84. 2016.
  22. Родкин М. В. Типовая фор- и афтершоковая аномалия — эмпирика, интерпретация, применение // *Вулканология и сейсмология*. № 1. С. 64–76. 2020.
  23. Иванов С. Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы K1) // *Докл. АН СССР*. Т. 311. № 2. С. 428–431. 1990.
  24. Сурков В. В., Пилипенко В. А., Силина А. С. Могут ли радиоактивные эманации в сейсмоактивном регионе воздействовать на атмосферное электричество и ионосферу? // *Физика Земли*. № 3. С. 3–11. 2022.
  25. Соболев Г. А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 314 с. 1993.
  26. Gokhberg M. B., Nekrasov A. K., Shalimov S. L. A new approach to the problem of the lithosphere-ionosphere coupling before the earthquakes / *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*. Hayakawa M., Fujinawa Y. (eds.) Tokyo: Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB). P. 619–625. 1994.
  27. Klimenko M. V., Klimenko V. V., Zakharenkova I. E., Pulinets S. A., Zhao A. B., Tsidilina M. N. Formation mechanism of great positive TEC disturbances prior to Wenchuan earthquake on May 12, 2008 // *J. Adv. Space Res.* V. 48. N. 3. P. 488–499. 2011. doi:10.1016/j.asr.2011.03.040
  28. Данилов А. Д., Казимировский Э. С., Вергасова Г. В., Хачикян Г. Я. Метеорологические эффекты в ионосфере. Л.: Гидрометеиздат. 272 с. 1987.
  29. Mareev E. A., Iudin D. I., Molchanov O. A. Mosaic source of internal gravity waves associated with seismic activity // *Seismo-Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*. Hayakawa M., Molchanov O. A. (eds.). Tokyo: Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB). P. 335–342. 2002.

## Изменения жесткости обрезания космических лучей во время геомагнитной бури 7–9 сентября 2017 г.

Птицына Н. Г.<sup>(1)</sup>, Данилова О. А.<sup>(1)</sup>, Тясто М. И.<sup>(1)</sup>, Сдобнов В. Е.<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (СПбФ ИЗМИРАН), 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 5, e-mail: nataliaptitsyna@ya.ru; e-mail: md1555@mail.ru

<sup>(2)</sup> Институт солнечно-земной физики Сибирского отделения РАН (ИСЗФ СО РАН), 664033, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 126-а, а/я 291

### Аннотация

Мы рассчитали вариации жесткости обрезания космических лучей во время сложного солнечно-земного события 6–9 сентября 2017 г., используя как расчеты траекторий частиц в модельном магнитном поле магнитосферы, так и наземные данные. Это событие включает в себя двухступенчатую геомагнитную бурю 7–9 сентября с двумя понижениями  $Dst$ , с минимумом  $Dst = -142$  нТл в ночь с 7 на 8 сентября и  $Dst = -124$  нТл через 15 часов, 8 сентября. Установлено, что взаимосвязь вариаций жесткости обрезания с параметрами геомагнитной активности, солнечного ветра и межпланетного магнитного поля (ММП) различна на разных ступенях исследуемой геомагнитной бури.

### Ключевые слова:

геомагнитный порог, космические лучи, фазы магнитной бури

### Введение

Энергию солнечного ветра в магнитосферу Земли во время магнитной бури передают выбросы корональной солнечной массы (*CME*) или высокоскоростные коротирующие области возмущений (*CIR*) из корональных дыр. Наиболее сильные геомагнитные бури ( $Dst < -100$  нТл) вызываются преимущественно транзитными событиями — *CME* и связанными с ними межпланетными структурами (ударными фронтами, магнитными облаками и магнитными «поршнями»). В случае взаимодействия *CME* между собой, а также с другими межпланетными образованиями, в околоземном пространстве формируются сложные комплексные структуры с увеличенной геоэффективностью [1, 2]. Большой резонанс среди научной общественности получило сильное возмущение в околоземном пространстве и на Земле, вызванное прохождением такой сложной структуры, которое произошло в начале сентября 2017 г. В начале сентября 2017 г. происходили сильные возмущения на Солнце, в околоземном пространстве и на Земле. В это время наблюдалась повышенная солнечная активность, вспышки, корональные выбросы массы, Форбуш-понижение в интенсивности космических лучей (КЛ), аномалии в работе электроэнергетических систем и другие особенности [2–4]. На Земле 7–9 сентября была зафиксирована двухступенчатая геомагнитная буря, для которой наблюдались минимумы  $Dst = -142$  нТл в ночь с 7 на 8 сентября (МБ1) и  $Dst = -124$  нТл через 15 часов, 8 сентября (МБ2).

Жесткость магнитного обрезания космических лучей (КЛ)  $R$  — это геомагнитный порог, ниже которого поток заряженных частиц равен нулю из-за экранирования магнитным полем Земли. Во время магнитных бурь в магнитосфере формируются глобальные системы токов, которые уменьшают силу поля внутри магнитосферы, тем самым ослабляя геомагнитное экранирование. В результате наблюдаются изменения  $\Delta R$  жесткостей обрезания (геомагнитных порогов) в зависимости от развития и последующего распада токовых систем в процессе эволюции магнитосферного возмущения.

Целью работы было проследить чувствительность геомагнитных порогов  $\Delta R$  к динамике параметров межпланетной среды и магнитосферы во время эволюции мощной двухступенчатой

магнитной бури в сентябре 2017 г. Особое внимание мы уделили анализу корреляций во время разных этапов развития анализируемой бури.

## Методы исследования и данные

Мы рассчитали геомагнитные пороги / жесткости геомагнитного обрезания  $R$  двумя способами. Один метод — это расчет вертикальных эффективных жесткостей обрезания  $R_{\text{эф}}$  путем численного интегрирования траекторий заряженных частиц в модельном магнитном поле Земли [5]. Мы использовали модель магнитосферного магнитного поля Цыганенко  $Ts01$  [6–8], разработанную для возмущенных условий. Эта полуэмпирическая модель построена по базе данных измерений магнитного поля на спутниках в период 37 геомагнитных бурь с  $Dst \leq -65$  нТл. Основными источниками магнитного поля модели  $Ts01$  являются: симметричный и частичный круговые токи, система токов хвоста магнитосферы, продольные токи Биркеланда региона 1 и 2, поверхностные токи на магнитопаузе. Жесткости обрезания, определенные таким образом, будем называть модельными.

В качестве второго метода определения вариаций геомагнитных порогов в период данной бури использован метод спектрографической глобальной съемки (СГС) [9]. Для получения  $R_{\text{сгс}}$  в сентябре 2017 г. использовались данные мировой сети станций космических лучей (38 станций) [<https://www.nmdb.eu/>], исправленные на давление и усредненные за часовые интервалы. С помощью метода СГС можно разделять вариации космических лучей на составляющие межпланетного, магнитосферного и атмосферного происхождения. Жесткости обрезания, определенные таким образом, будем называть наблюдательными.

Изменения жесткости геомагнитного обрезания  $\Delta R_{\text{эф}}$  и  $\Delta R_{\text{сгс}}$  определялись как разности между значениями жесткостей, рассчитанными для каждого часа в период бури 7–9 сентября 2017 г., и жесткостями в спокойный период перед бурей. За «спокойные» ( $Dst \approx 0$ ) были взяты среднесуточные значения порогов 6 сентября 2017 г. Отметим, что 6 сентября происходили вспышки на Солнце и возмущения в межпланетном пространстве, но геомагнитная обстановка была спокойной, возмущения в геомагнитном поле начались только 7 сентября.

Расчеты проводились для следующих станций: ESOI (33°.30 N, 35°.80 E), Алматы (43°.20 N, 76°.94 E), Рим (41°.90 N, 12°.52 E), Иркутск (52°.47 N, 104°.03 E), Москва (55°.47 N, 37°.32 E) и Кингстон (42°.99 S, 147°.29 E). Станции выбирались таким образом, чтобы они в спокойное время охватывали основную область пороговых жесткостей  $R_c$ , подверженных влиянию геомагнитного поля: ESOI — 10.8 ГВ, Алма-Ата — 6.61 ГВ, Рим — 6.24 ГВ, Иркутск — 3.66 ГВ, Москва — 2.39 ГВ, Кингстон — 1.88 ГВ.

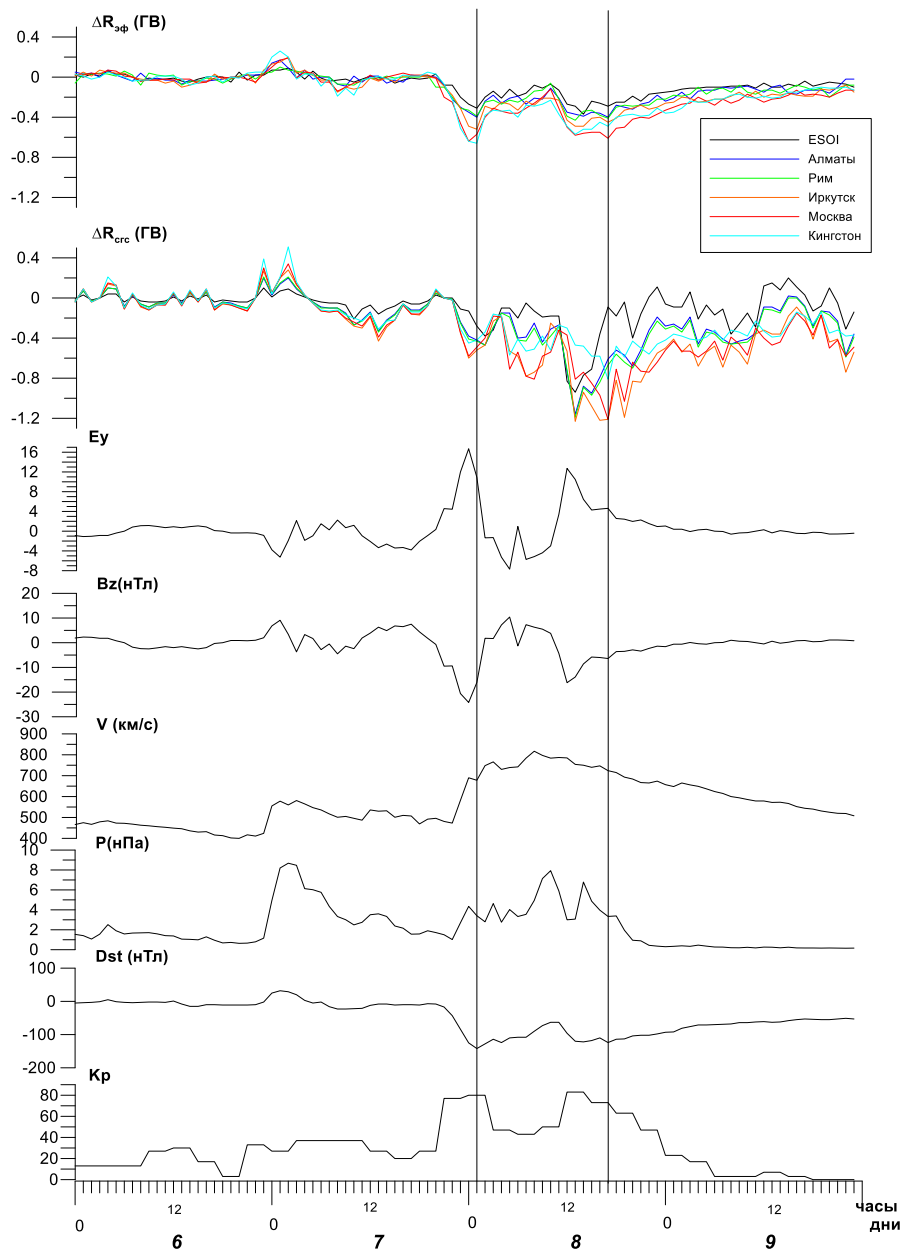
Коэффициенты  $k$  и стандартные ошибки получены из анализа регрессионных уравнений отдельно по выборкам наблюдений для всего периода солнечно-земного события и составляющих его буревых периодов.

Данные о параметрах солнечного ветра (плотность  $N$ , скорость  $V$ , давление  $P$ ), ММП (полное поле  $B$ , компоненты  $B_z$  и  $B_y$ ), а также азимутальная компонента электрического поля  $E_u$  и индексы геомагнитной активности ( $K_p$  и  $Dst$ ) взяты из базы OMNI на сайте <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/> (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>).

## Результаты

На рис. 1 показаны геомагнитные пороги и параметры солнечного ветра (СВ) и ММП во время солнечно-земного события 6–9 сентября 2017 г. Эта буря состояла из двух ступеней, двух магнитных бурь, следующих одна за другой, с минимумом  $Dst_{\text{min1}} = -142$  нТл (МБ1) и  $Dst_{\text{min2}} = -124$  нТл (МБ2). Эта сложная буря характеризовалась тем, что восстановительная фаза МБ1

совпадала с предварительной фазой МБ2. На рис. 1 вертикальными линиями отмечены максимумы бурь МБ1 и МБ2 (минимумы  $Dst$ ).



**Рис. 1.** Сверху вниз: геомагнитные модельные пороги  $\Delta R_{эф}$  и наблюдательные  $\Delta R_{сгс}$ ,  $E_y$ -компонента электрического поля,  $B_z$ -компонента ММП, скорость  $V$  СВ, давление  $P$ ,  $Dst$ ,  $Kp$ . Вертикальные линии указывают на два понижения  $Dst$

Рисунок 1 демонстрирует, что 6 сентября буревой индекс  $Dst$  был спокойным. Параметры СВ и ММП показывают возмущенное состояние 7 и 8 сентября. Три *CME*, как источники геоэффективных явлений 7–8 сентября, были зафиксированы на расстоянии 1 а.е.: *CME1* в 2017-09-04T23:00, *CME2* в 2017-09-04T22:44, *CME3* 2017-09-06T14:11 [2]. Первое наиболее сильное понижение  $Dst$  ( $Dst_{min1}$ ) было вызвано прохождением сложного комплекса sheath region (с 0:00 до 20:24 UT) и сопутствующего ejecta region of the ICME [2]. При исследовании реакции геомагнитных порогов за начало бури МБ1 (предварительная фаза) мы приняли примерно середину комплекса sheath и ejecta (11 UT 7 сентября). В это время происходили сильные флуктуации магнит-

ных параметров, начался период падения и флуктуаций жесткости геомагнитного обрезания, хорошо заметный в наблюдательных  $\Delta R_{\text{сгс}}$  (рис. 1). Прохождение следующего sheath и последовавшего за ним магнитного облака (МО), которое фиксировалось с  $\sim 11$  UT до 18 UT 8 сентября, генерировало второе уменьшение  $Dst$ . За конец МБ1 мы взяли начало главной фазы МБ2, т. е. начало понижения  $Dst_{\text{min}2}$ . Начало обоих понижений  $Dst$  связано с поворотом  $B_z$  к Югу. На графике в это время наблюдается  $B_z \approx 0$  с последующим увеличением абсолютного значения отрицательной компоненты  $B_z$ . Отметим, что в работе используются для определения начала и конца фаз часовые значения, не совпадающие с точным временем начала и конца фаз.

Из рис. 1 видно, что модельные  $\Delta R_{\text{эф}}$  для периодов МБ1 и МБ2 достигают минимальных значений во время минимумов  $Dst$ . Во время  $Dst_{\text{min}1}$  наблюдается понижение порогов  $\Delta R_{\text{эф}} \approx -0.3 \div -0.4$  ГВ на низкоширотных станциях (ESOI, Алматы, Рим), а на более высокоширотных станциях ( $R_c \approx 2-3$ ) понижение почти вдвое больше, достигая минимума  $-0.66$  ГВ на ст. Кингстон. Во время  $Dst_{\text{min}2}$  для  $\Delta R_{\text{эф}}$  наблюдается падение порогов несколько меньшее, чем для  $Dst_{\text{min}1}$ ; минимум  $-0.61$  ГВ наблюдается на ст. Иркутск.  $\Delta R_{\text{сгс}}$  ведет себя иначе, чем  $\Delta R_{\text{эф}}$ : понижение максимально ( $\Delta R_{\text{сгс}} = -1.21$  ГВ) при  $Dst_{\text{min}2} = -124$  нТл, а не во время  $Dst_{\text{min}1} = -142$  нТл ( $\Delta R_{\text{сгс}} = -0.52$  ГВ). То есть при  $Dst_{\text{min}2}$  понижение геомагнитных порогов практически в два раза больше, чем при  $Dst_{\text{min}1}$ . Максимальное понижение  $\Delta R_{\text{сгс}} = -1.2$  достигается на ст. Москва.

Приход ударной волны на Землю около 01:00 UT 7 сентября послужил триггером магнитной бури, инициировав внезапное начало *ssc* (*storm sudden commencement*), сопровождавшееся скачкообразным повышением давления. В ответ на это геомагнитные пороги  $\Delta R_{\text{эф}}$  и  $\Delta R_{\text{сгс}}$  также повысились скачкообразно (рис. 1). Скачок на всех станциях был положительным и наибольшим в областях с  $R_c = 2-4$  ГВ, достигая максимальных  $|\Delta R_{\text{сгс}}| = 0.51$  ГВ на ст. Кингстон ( $R_c = 1.88$  ГВ) и  $|\Delta R_{\text{эф}}| = 0.2$  ГВ на ст. Иркутск, Москва и Кингстон (1.88–3.66 ГВ). Зависимости от местного времени не наблюдалось. Наши результаты находятся в согласии с результатами работы [10], где найдено увеличение порогов в начале бури 20 ноября 2003 г. Однако так происходит не во всех случаях. В работе [11] показано, что в ответ на скачок давления может произойти как увеличение, так и уменьшение порогов. Поведение геомагнитного экрана, в свою очередь, контролируется относительным вкладом токов на магнитопаузе и кольцевого тока, воздействие которых противоположно. В случае исследуемой бури преимущественное воздействие на движение частиц КЛ сразу после *ssc* оказывали токи на магнитопаузе. Эффект интенсификации кольцевого тока в это время был незначительным, в отличие от последующих этапов развития МВ.

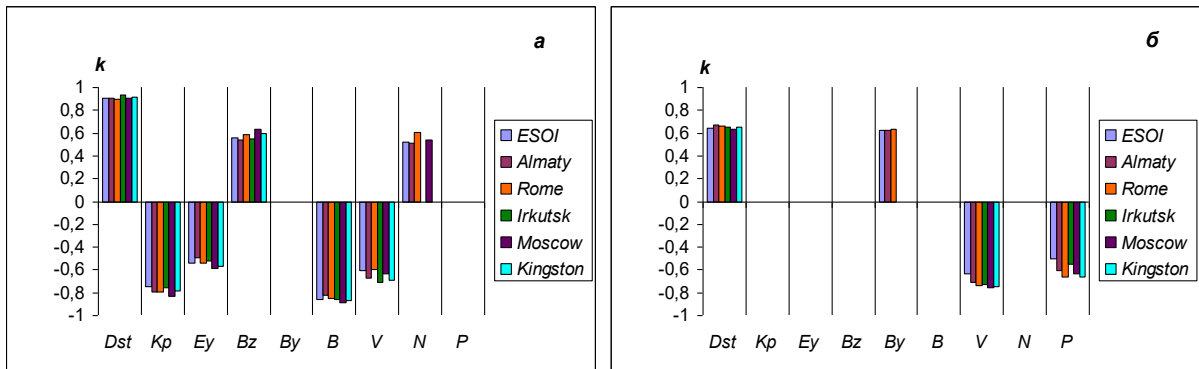
Отметим, что динамика наблюдательных геомагнитных порогов 7–8 сентября, а именно существенное понижение  $\Delta R_{\text{сгс}}$  во время второго понижения  $Dst$ , не прослеживается в модельных порогах  $\Delta R_{\text{эф}}$  (рис. 1а). Это может быть следствием того, что в модели *Ts01* во время интенсивных бурь вклад в  $Dst$  токов хвоста становится сравнимым со вкладом кольцевого тока [6, 7, 12].

Для того чтобы количественно оценить вклад СВ и геомагнитной активности в вариации геомагнитных порогов, мы провели анализ корреляций  $\Delta R$  с межпланетными параметрами и индексами геомагнитной активности. На рис. 2 и 3 показаны диаграммы тех коэффициентов корреляции  $k$  между вариациями жесткости обрезания  $\Delta R_{\text{эф}}$  (слева),  $\Delta R_{\text{сгс}}$  (справа) и межпланетными и геомагнитными параметрами, для которых  $|k| \geq 0.50$ . На рис. 2 представлены диаграммы для МБ1, а на рис. 3 — МБ2 двухступенчатой бури МВ.

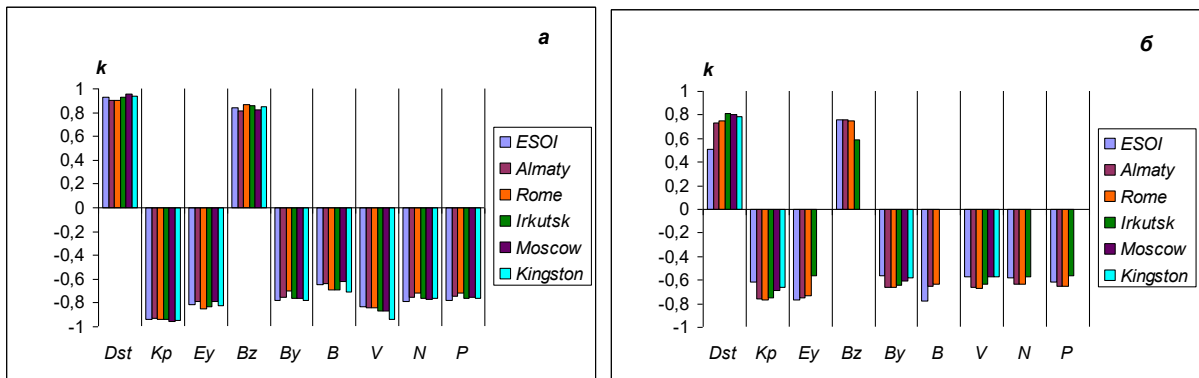
Видно, что  $\Delta R_{\text{эф}}$  зависит от  $Dst$ ,  $K_p$ ,  $V$ , а также от магнитного поля  $B$ ,  $B_z$ ,  $E_y$ , и  $N$ . Для  $\Delta R_{\text{сгс}}$  связи с электромагнитными параметрами практически нет.

Во время МБ1 наибольшее влияние на  $\Delta R_{\text{эф}}$  кроме геомагнитных индексов и  $V$  оказывают общее магнитное поле  $B$ , а также  $E_y$ ,  $B_z$  и  $N$  (рис. 3а). Для  $\Delta R_{\text{сгс}}$  связь с магнитными параметрами отсутствует, за исключением связи с  $B_y$  на низкоширотных станциях (рис. 3б).





**Рис. 2.** МБ1 (11 UT 7 сентября — 11 UT 8 сентября); а — коэффициент корреляции  $k$  между  $\Delta R_{эф}$  и исследуемыми параметрами; б — коэффициент корреляции  $k$  между  $\Delta R_{сгс}$  и исследуемыми параметрами



**Рис. 3.** То же, что на рис. 2 для МБ2 (11 UT 8 сентября — 23 UT 9 сентября)

В отличие от МБ1, диаграммы и модельных и наблюдательных жесткостей обрезания для МБ2 (рис. 3а, б) демонстрируют практически одинаковую картину: значительную зависимость  $\Delta R_{эф}$  и  $\Delta R_{сгс}$  от всех исследуемых параметров ( $k \sim 0.7-0.8$ ).

## Заключение

Мы вычислили вариации наблюдательных  $\Delta R_{сгс}$  и модельных  $\Delta R_{эф}$  жесткостей обрезания в период солнечно-земного события 6–9 сентября 2017 г. Во время этого события 7–9 сентября наблюдалась геомагнитная буря, содержащая два понижения  $Dst$ -индекса:  $Dst_{min1} = -142$  нТл в  $\sim 01$  UT 8 сентября на главной фазе (МБ1) и  $Dst_{min2} = -124$  нТл в  $\sim 17$  UT 8 сентября на восстановительной фазе бури (МБ2). Кроме того, выполнен анализ временных изменений жесткости обрезания космических лучей и их связи с межпланетными параметрами и  $Dst$ -индексом на разных этапах бури. Можно просуммировать результаты:

- во время двух основных падений  $Dst$  вариации порогов  $\Delta R$  демонстрирует два понижения. При этом максимальное падение модельных  $\Delta R_{эф}$  ( $-0.66$  ГВ) произошло во время  $Dst_{min1}$ , а максимальное падение наблюдательных порогов  $\Delta R_{сгс} = -1.21$  ГВ во время  $Dst_{min2}$ ;
- наиболее сильная связь как модельных, так и наблюдательных  $\Delta R$  имеется с  $Dst$ . Это свидетельствует о том, что основной вклад в изменение геомагнитных порогов вносит кольцевой ток. Кроме  $Dst$  прослеживается значительная антикорреляция с динамическим параметром  $V$ .  $\Delta R_{эф}$  и  $\Delta R_{сгс}$  зависят от всех исследуемых параметров ( $k \sim 0.7-0.8$ ) во время МБ2, т. е. на восстановительной фазе бури 7–9 сентября;

- результаты, полученные двумя разными методами, в целом достаточно похожи, несколько различаясь для разных широт и на разных этапах бури. В частности, во время МБ1 наблюдается существенная разница в том, какие параметры влияют в наибольшей степени на изменения  $\Delta R_{\text{эф}}$  и  $\Delta R_{\text{сгс}}$ . Для  $\Delta R_{\text{сгс}}$  это только динамические параметры СВ, а для  $\Delta R_{\text{эф}}$  это также еще и вклад магнитных параметров. А для периода МБ2 наблюдается практически полное совпадение картины влияния исследуемых параметров на вариации  $\Delta R_{\text{сгс}}$  и  $\Delta R_{\text{эф}}$ .

Можно заключить, что взаимосвязь вариаций геомагнитных порогов КЛ с параметрами геомагнитной активности, солнечного ветра и ММП различна на разных этапах магнитосферно-геомагнитного возмущения, поскольку она обусловлена динамикой токовых систем, интенсификация и затухание которых происходят различным образом и на разных временных интервалах. Кроме того, специфика развития магнитосферных возмущений и, соответственно, реакция на это жесткостей обрезания КЛ зависит от межпланетных драйверов, которые вызывают эти возмущения. В нашем случае специфические характеристики отклика  $\Delta R$  на исследуемые параметры межпланетной среды, вероятно, связаны с тем, что сложное геомагнитное возмущение в начале сентября 2017 г. было вызвано не единичным *CME*, а тремя *CME*, которые взаимодействовали между собой.

## Список литературы

1. Richardson I. G., Cane H. V. Geoeffectiveness (Dst and Kp) of interplanetary coronal mass ejections during 1995–2009 and implications for storm forecasting // Space Weather. V. 9. P. 7. 2011. Doi:10.1029/2011sw000670
1. Shen C., Xu M., Wang Y., Chi Y., Luo B. Why the Shock-ICME Complex Structure Is Important: Learning from the Early 2017 September CMEs // Astrophys. J. V. 861. Art. N. 28. 2018. DOI:10.3847/1538-4357/aac204
2. Scolini C., Chané E., Temmer M. et al. CME–CME Interactions as Sources of CME Geoeffectiveness: The Formation of the Complex Ejecta and Intense Geomagnetic Storm in 2017 Early September // Astrophys. J. Suppl. Ser. V. 247. Art. N. 21. 2020. <https://doi.org/10.3847/1538-4365/ab6216>
3. Badruddin B. O., Aslam P. M., Derouich M., Asiri H., Kudela K. Forbush Decreases and Geomagnetic Storms During a Highly Disturbed Solar and Interplanetary Period, 4–10 September 2017 // Space Weather. V. 17. N. 3. P. 487–496. 2019. <https://doi.org/10.1029/2018SW001941>
4. Shea M. A., Smart D. F., McCracken K. G. A study of vertical cutoff rigidities using sixth degree simulations of the geomagnetic field // J. Geophys. Res. V. 70. P. 4117–4130. 1965.
5. Tsyganenko N. A. A model of the near magnetosphere with a dawn-dusk asymmetry: 1. Mathematical structure // J. Geophys. Res. V. 107. N. A8. 2002. doi:10.1029/2001JA000219
6. Tsyganenko N. A. A model of the near magnetosphere with a dawn-dusk asymmetry: 2. Parametrization and fitting to observation // J. Geophys. Res. V. 107. N. A8. 2002. doi:10.1029/2001JA000220
7. Tsyganenko N. A., Singer H. J., Kasper J. C. Storm-time distortion of the inner magnetosphere: How severe can it get? // J. Geophys. Res. V. 108. N. A5. Art. N. 1209. 2003. doi:10.1029/2002JA009808
8. Dvornikov V. E., Sdobnov V. E. Variations in the rigidity spectrum and anisotropy cosmic rays at the period of Forbush effect on the 12–25 July 1982 // Intern. J. Geomagn. Aeron. V. 3. N. 3. P. 217–228. 2002.
9. Belov A., Baisultanova L., Eroshenko E., Mavromichalaki H., Yanke V., Pchelkin V., Plainaki C., Mariatos G. Magnetospheric effects in cosmic rays during the unique magnetic storm on November 2003 // J. Geophys. Res. V. 110. Art. N. A09S20. 2005. doi:10.1029/2005JA011067
2. Lee D., Kress B. T. Geomagnetic Cutoff Variations Due to Interplanetary Shocks / American Geophysical Union / Fall Meeting, 2008. SM53A-1661. 2008.
10. Калегает В. В. Динамические модели геомагнитного поля // Солнечно-земная физика. Вып. 16. С. 60–69. 2010.

# Влияние скорости солнечного ветра на потоки энергичных электронов в плазменном слое

Степанов Н. А.<sup>(1, 2)</sup>, Сергеев В. А.<sup>(1)</sup>, Angelopoulos V.<sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),  
198504, Россия, Санкт-Петербург, Ст. Петергоф, Ульяновская ул., 1, e-mail: nekit098@gmail.com

<sup>(2)</sup> Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (АНИИ),  
199397, Россия, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38

<sup>(3)</sup> University of California Los Angeles, 90095 California, USA

## Аннотация

Предыдущие исследования влияния солнечного ветра на потоки энергичных частиц во внутренней части плазменного слоя устойчиво обнаруживали два основных фактора, электрическое поле пересоединения ( $V \cdot B_s$  и др.) и скорость солнечного ветра  $V_{sw}$ , механизм влияния которой не вполне понятен. В данной работе мы исследуем изменения потоков энергичных электронов (30, 93 кэВ) в ближней магнитосфере (10–14 Re) и на лунной орбите (50–70 Re) в периоды слабой магнитосферной активности, используя наблюдения ARTEMIS, THEMIS, а также наблюдения энергичных электронов в солнечном ветре на спутнике ACE. Мы обнаружили сильную связь между потоками энергичных электронов в солнечном ветре (ACE) и в плазменном слое на лунной орбите и незначительную связь между этими величинами на расстояниях 10–14 Re. Изменения, связанные с суббуревой активностью (AE-индекс) на лунной орбите, также видны, но и имеют большой разброс. Возрастание потоков энергичных электронов, связанное с  $V_{sw}$ , составляет 2–3 порядка в области 10–14 Re, но оно значительно меньше (рост в 1.5–2 раза) на лунной орбите. Результаты предполагают, что влияние  $V_{sw}$  реализуется при ускорении электронов в области между 50–70 Re и 10–14 Re.

## Ключевые слова:

солнечный ветер, плазменный слой, потоки энергичных электронов

## Введение

Исследования, касающиеся влияния солнечного ветра (СВ) на потоки энергичных электронов (десятки кэВ — несколько МэВ) в плазменном слое магнитосферы (ПС) [1, 2 и т. д.] и внешнем радиационном поясе (РП) [3, 4 и т. д.], неизменно обнаруживают скорость солнечного ветра ( $V_{sw}$ ) в числе наиболее значимых независимых факторов, определяющих величину потоков энергичных частиц наряду с межпланетным магнитным полем (ММП), концентраций протонов в СВ ( $N_{sw}$ ) и параметров, связанных с пересоединением. Физические механизмы, стоящие за таким влиянием  $V_{sw}$ , до сих пор не ясны.

Одним из возможных механизмов изменения потоков высокоэнергичных электронов в ПС и РП может быть ускорение при крупномасштабной магнитосферной конвекции. Однако согласно эмпирической формуле для потенциала магнитосферной конвекции [5]:

$$\Delta\Phi \text{ [kV]} = 16 \left( \frac{V_{sw}}{400} \right)^2 + 11.7 * B * \sin\left(\frac{\theta}{2}\right)^3 \quad (1)$$

Вклад слагаемого, связанного с  $V_{sw}$ , слишком мал (всего 36 кВ для  $V_{sw} = 600$  км/с), чтобы оказывать большое влияние на потоки энергичных (десятки кэВ — несколько МэВ) электронов, наблюдаемое в [1–4].

Другой возможный механизм влияния  $V_{sw}$  — изменение потока энергичных электронов, входящего из солнечного ветра. Факт проникновения частиц СВ в магнитосферу через доли хвоста был показан для протонов 100 кэВ [6] и для электронов в несколько кэВ [7, 8]. Электроны из солнечной короны, ориентированные вдоль ММП (strahl electrons, с энергиями менее 1 кэВ), могут проникать в доли хвоста из СВ вдоль открытых силовых линий, однако неясен механизм их

ускорения и проникновения в ПС и РП [9]. Что касается прямого воздействия  $V_{sw}$  на потоки этих электронов, статистические исследования показывают, что быстрый СВ в основном ассоциируется с низкими потоками электронов *strahl* [10].

В нашей предыдущей работе [2], где изучалось влияние СВ на потоки энергичных частиц в ПС на расстояниях 6–14 Re, было отмечено, что относительные изменения потоков в ПС, связанные с  $V_{sw}$ , сильнее в области 10–14 Re, чем в области 6–8 Re. В указанных областях наблюдалось возрастание потоков в 5 и 2 раза соответственно при возрастании  $V_{sw}$  с 300–400 до 500–700 км/с. Это давало основание полагать, что основное ускорение электронов происходит в хвосте магнитосферы, а ускорение во внутренних областях носит дополнительный характер. Чтобы проверить и конкретизировать это утверждение, мы проведем сравнительное статистическое исследование в разных областях ПС и сравним величины связанных с  $V_{sw}$  изменений. На основе измерений идентичными приборами будет исследован эффект  $V_{sw}$  в плазменном слое на 10–14 Re и на лунной орбите, на расстояниях 50–70 Re. Мы также исследуем возможное влияние энергичных электронов СВ на энергичные потоки в ПС и удалим его, чтобы изучить влияние собственно скорости СВ.

## Данные

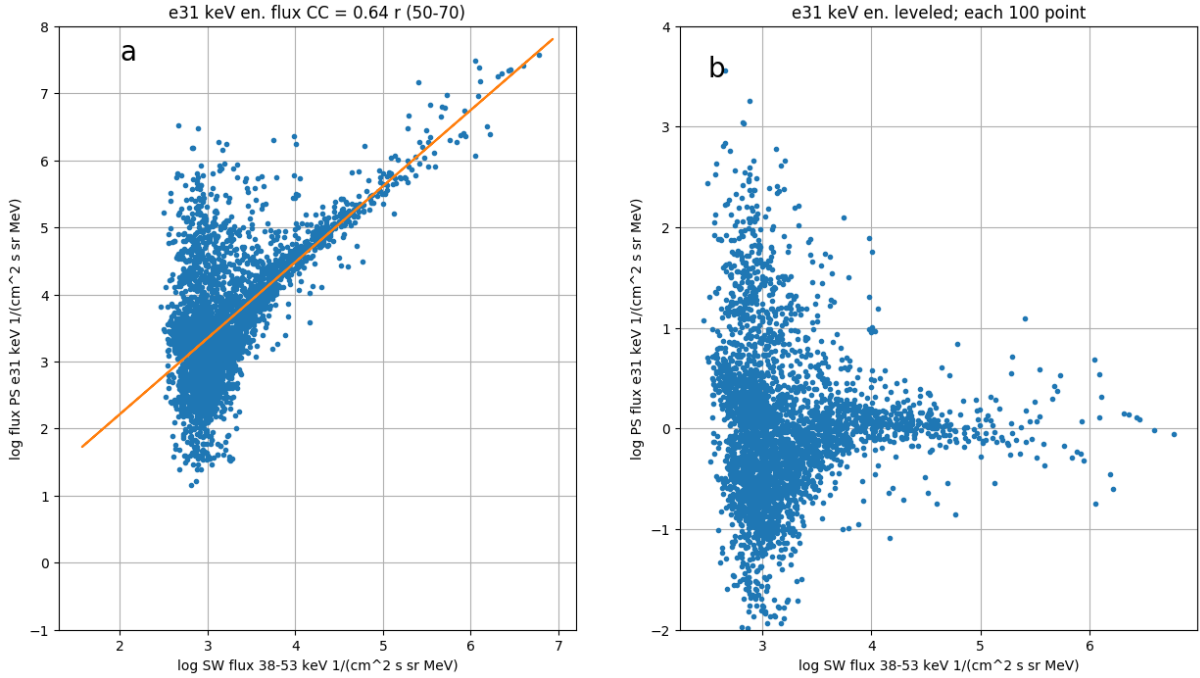
Два набора спутников используются для изучения потоков энергичных электронов в двух областях плазменного слоя с ночной стороны (90–270° долготы в солнечно-магнитных координатах, SM): THEMIS A, D, E на 10–14 Re и ARTEMIS B, C на лунной орбите (50–70 Re). Рассматриваются потоки электронов с энергиями 31 кэВ и 93 кэВ (в дальнейшем обозначенные как  $eF_{ps}^{31}$ ,  $eF_{ps}^{93}$ ), взятые из данных продукта THEMIS GMOM за годы 2007–2021 на сайте <https://cdaweb.gsfc.nasa.gov/> и усредненные по 5-минутным интервалам. Что убедиться, что данные взяты из центральной части плазменного слоя, в области 10–14 Re берутся только данные с  $\beta > 1$  или  $|Bn| > |Bt|$ , где  $Bn$  и  $Bt$  — величины нормальной и тангенциальной компоненты магнитного поля ПС в координатах нейтрального слоя магнитосферы [11]. На лунной орбите использованы только данные с  $\beta > 0.5$ . Мы сравниваем потоки электронов в ПС с  $V_{sw}$  и AE-индексом, взятыми из базы данных OMNI, а также с потоками энергичных электронов (38–53 keV, далее обозначены как  $eF_{sw}$ ), измеренными на спутнике ACE в точке либрации L1.

## Влияние энергичных электронов в солнечном ветре на их потоки в плазменном слое в области 10–14 Re и на лунной орбите

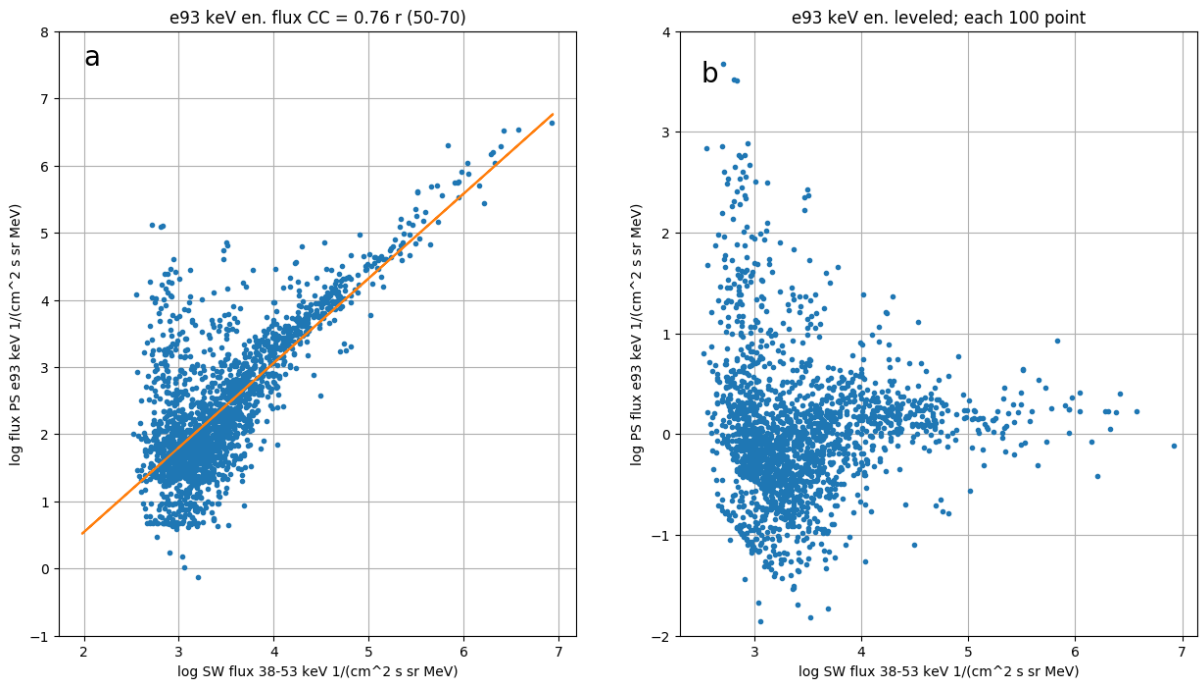
Как было отмечено выше, энергичные электроны из СВ попадают в доли хвоста магнитосферы и могут попадать в ПС, поэтому, чтобы изучить влияние  $V_{sw}$  на потоки в ПС, мы должны учитывать влияние межпланетных энергичных электронов. Для этой цели мы сравниваем  $eF_{sw}$  с  $eF_{ps}^{31}$ ,  $eF_{ps}^{93}$  на лунной орбите (рис. 1а и 2а). Оба рисунка показывают сильную зависимость между потоками в ПС и СВ ( $CC = 0.64$  для 31 keV,  $0.76$  для 93 keV). При этом величины потоков  $eF_{ps}^{31}$  в ПС того же порядка, что  $eF_{sw}$ , что говорит об их одном происхождении, и на 1 порядок ниже для  $eF_{ps}^{93}$ . Однако при малых  $eF_{sw} < 10^4$  наблюдается сильный разброс значений  $eF_{ps}^{31}$  и  $eF_{ps}^{93}$  (до ~ 5 порядков), что является результатом воздействия других факторов. Для их дальнейшего анализа мы исключим влияние  $eF_{sw}$  на  $eF_{ps}^{31}$  и  $eF_{ps}^{93}$ , вычтя полученную методом регрессии линейную зависимость этих величин (оранжевая линия на рис. 1а и 2а). Полученные данные остатка (рис. 1б и 2б) будут использоваться в дальнейшем анализе зависимостей от других параметров СВ.

Для расстояний 10–14 Re соотношение потоков в двух областях ( $eF_{sw}$  и  $eF_{ps}$ ) показано на рис. 3 и 4. Зависимости не наблюдается для большей части данных, где  $CC = 0.01$ – $0.03$ . Однако для малого количества точек в периоды редких событий интенсивных солнечных электронов,

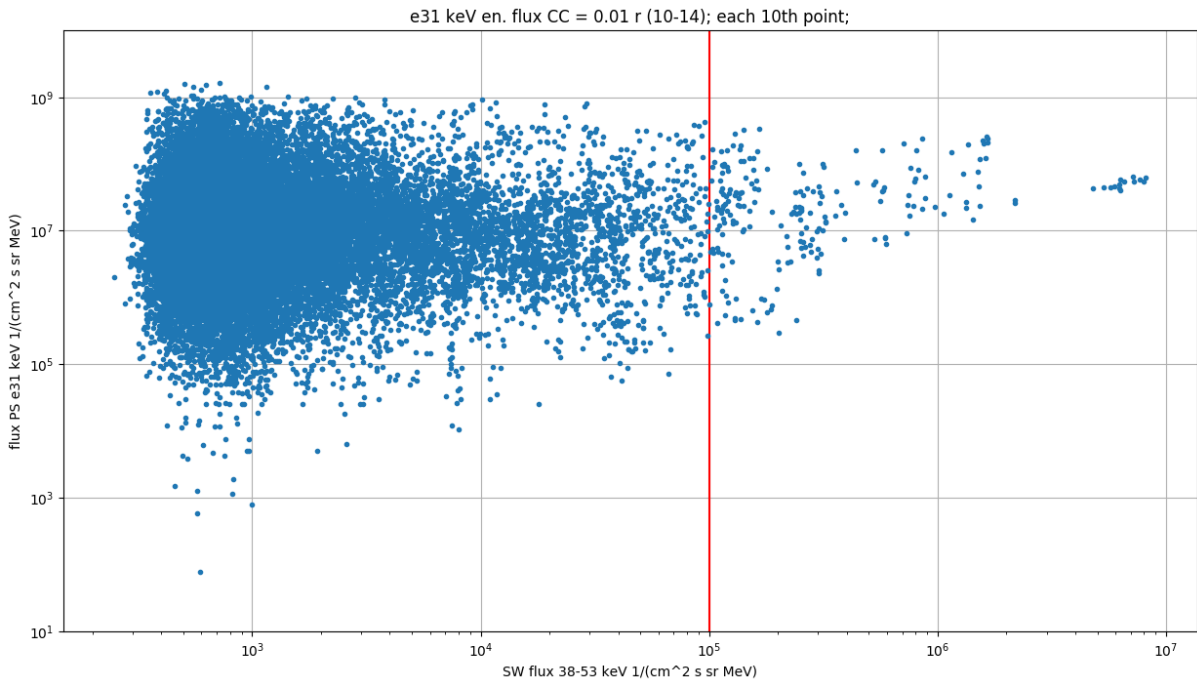
т. е. при  $eF_{sw} > 10^5$  ( $\text{см}^2$  с стер МэВ) $^{-1}$ , можно заметить линейный рост нижней границы потоков  $eF_{ps}^{31}$ , и  $eF_{ps}^{93}$  с ростом  $eF_{sw}$  достигает  $10^7$  ( $\text{см}^2$  с стер МэВ) $^{-1}$ . В дальнейшем мы исключим из анализа события интенсивных солнечных электронов (данные с  $eF_{sw} > 10^5$ , правее красной линии на рис. 3, 4) при анализе зависимости между потоками ПС на 10–14 Re и другими параметрами СВ и магнитной активности.



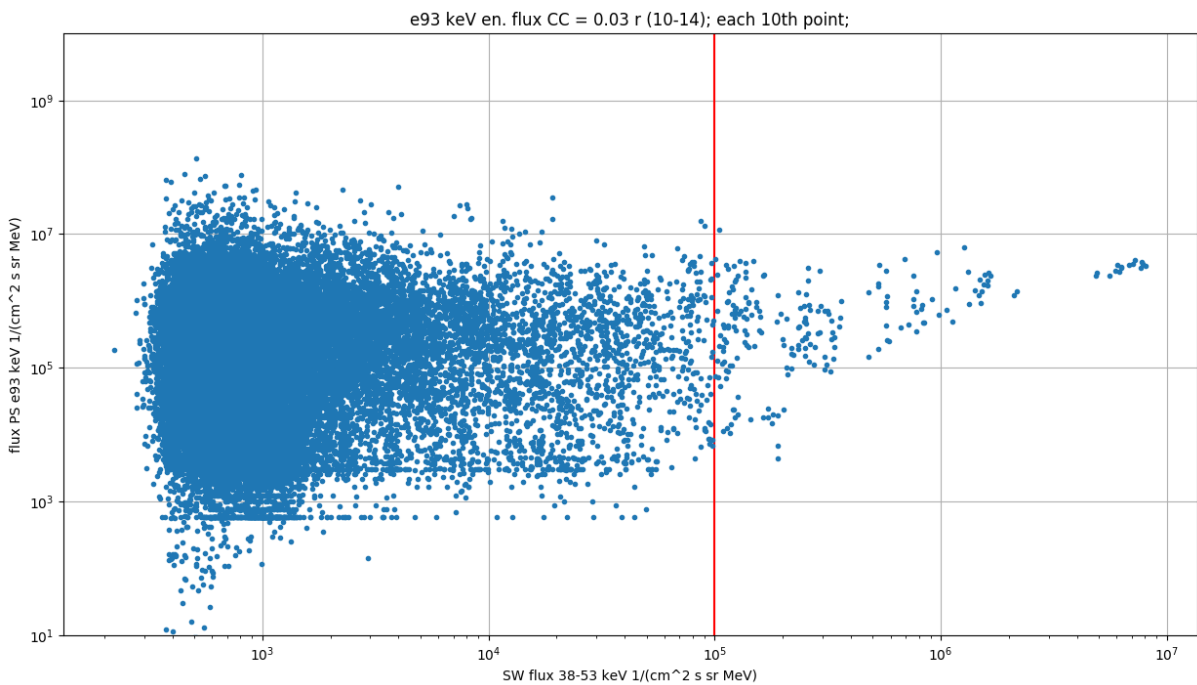
**Рис. 1.** (а) — график зависимости потока электронов в ПС ( $E = 31$  кэВ) на лунной орбите от потоков электронов в СВ ( $E = 38\text{--}53$  кэВ). Оранжевая линия — функция линейной регрессии; (б) — график потока электронов в ПС, полученный при исключении зависимости от потоков энергичных электронов в СВ



**Рис. 2.** То же, что и рис. 1, но для электронов 93 кэВ



**Рис. 3.** Зависимость между потоками энергичных электронов в СВ и в ПС для энергий ( $E = 31$  кэВ) на 10–14 Re

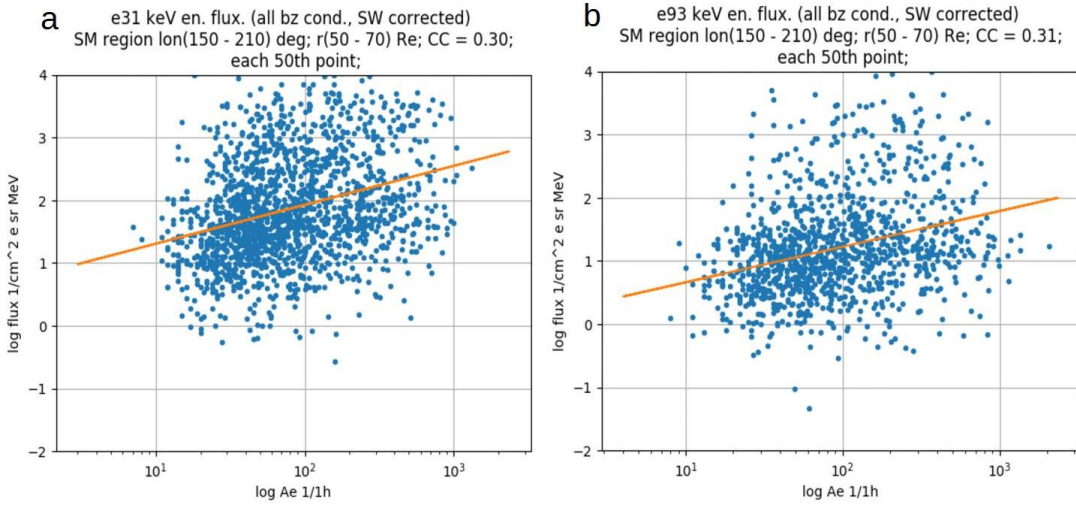


**Рис. 4.** То же, что и рис. 3, но для потоков электронов 93 кэВ в ПС

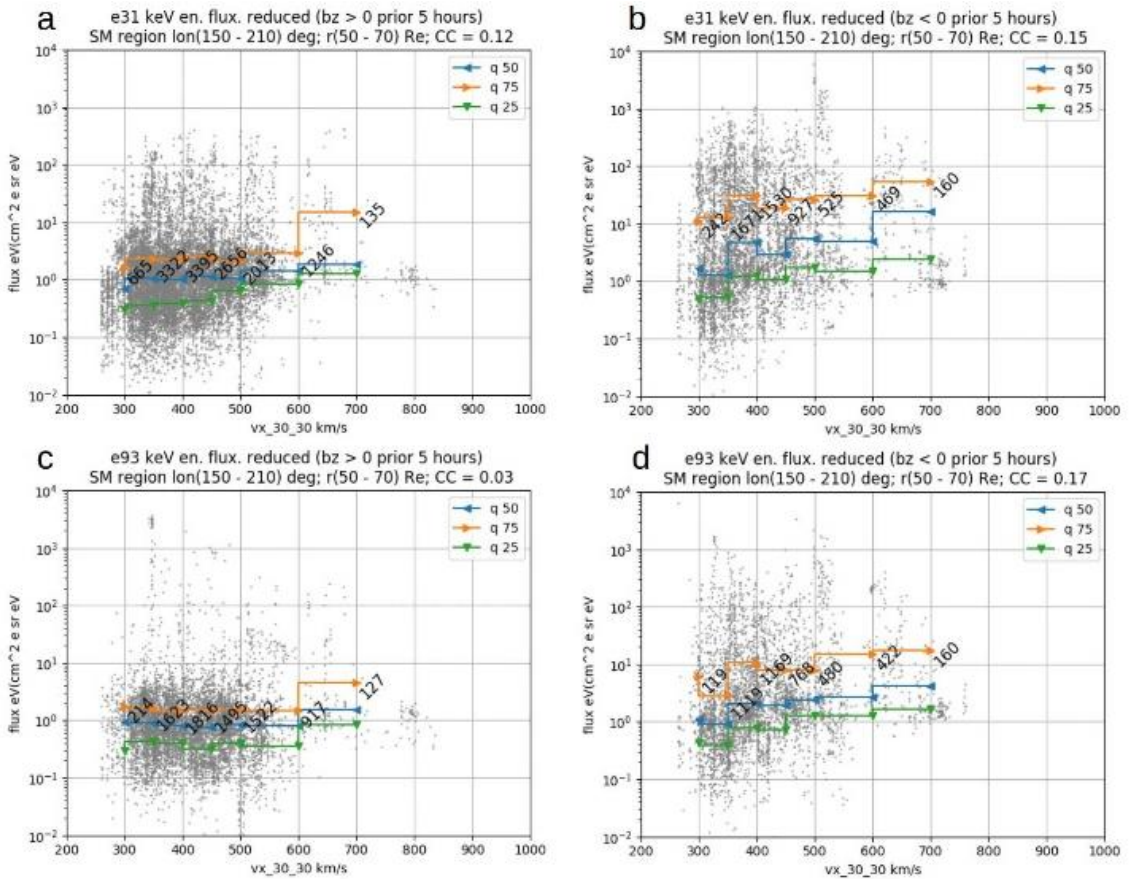
### Влияние магнитосферной активности и скорости солнечного ветра на потоки энергичных электронов на лунной орбите

Используя скорректированный на влияние  $eF_{sw}$  набор данных потоков энергичных электронов в ПС, мы можем оценить влияние суббуревой активности (АЕ-индекса) на  $eF_{ps}^{31}$  и  $eF_{ps}^{93}$  на лунной орбите (рис. 5). АЕ-индекс усреднен за период между  $(t - 1)$  час и  $(t - 2)$  часа), где  $t$  — время измерения в ПС, чтобы учесть запаздывание между началом суббури и эффектом на лун-

ной орбите (АЕ 1/1). Как видно, потоки на лунной орбите показывают тенденцию роста на  $\sim 1$ – $2$  порядка величины при возрастании АЕ от 10 до 1000 нТ. При этом достаточно большой разброс ( $\sim 4$  порядка) и сравнительно низкая корреляция (СС  $\sim 0.3$ ) говорят о существовании других факторов, оказывающих влияние на потоки высокоэнергичных электронов в ПС.



**Рис. 5.** Влияние АЕ-индекса магнитосферной активности на потоки электронов в плазменном слое: а)  $E = 31$  кэВ, б)  $E = 93$  кэВ

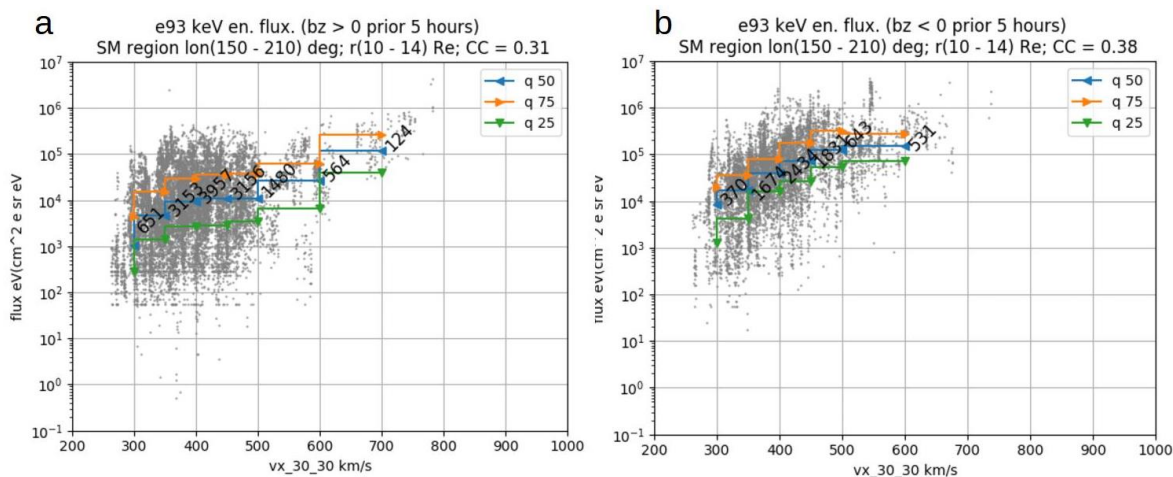


**Рис. 6.** Влияние  $V_{sw}$  на потоки энергичных электронов 31 кэВ (а, б) и 93 кэВ (с, д) на лунной орбите в периоды слабой магнитосферной активности (ММП  $B_z > 0$  в предыдущие 5 часов) и сильной магнитосферной активности (ММП  $B_z < 0$  в предыдущие 5 часов). Серым — сами измерения. Синяя, оранжевая и зеленая ступенчатые линии соответствуют квантилям 50, 75 и 25 % в указанный промежуток  $V_{sw}$



Оценку влияния  $V_{sw}$  на скорректированные за эффект  $eF_{sw}$  значения  $eF_{ps}^{31}$  и  $eF_{ps}^{93}$  на лунной орбите естественно проводить отдельно в периоды слабой магнитосферной активности (ММП  $B_z > 0$ ) и сильной магнитосферной активности ( $B_z < 0$ ) в предыдущие 5 часов (ММП  $B_z > 0$  в предыдущие 5 часов) — см. рис. 6а, с и 6b, d соответственно. Для визуализации изменений потоков энергичных электронов в ПС с ростом  $V_{sw}$  на рисунках приведены медианные значения вместе со значениями квантилей 25 и 75 % для промежутков  $V_{sw}$  с границами (300, 350, 400, 450, 500, 600, 700). В периоды слабой активности потоки энергичных электронов в ПС растут в  $\sim 3$  раза для медианы  $eF_{ps}^{31}$  и  $\sim 1.5$  для  $eF_{ps}^{93}$ , когда  $V_{sw}$  возрастает от 300 до 700 км/с. В периоды сильной активности рост сильнее: он составляет  $\sim 1$  порядок величины для  $eF_{ps}^{31}$  и растет в 3 раза для  $eF_{ps}^{93}$ .

На рис. 7 показана зависимость  $eF_{ps}^{93}$  от  $V_{sw}$  на at 10–14 Re в периоды слабой и сильной магнитосферной активности. Влияние  $V_{sw}$  здесь значительно сильнее: медианное значение  $eF_{ps}^{93}$  возрастает от  $\approx 10^4$  до  $10^5$  в периоды сильной активности и от  $\approx 10^3$  до  $10^5$  (на 2 порядка) в периоды слабой активности при возрастании  $V_{sw}$  от 300 до 700 км/с. Это дает основание предполагать, что механизм, связанный с влиянием  $V_{sw}$  на ПС, действует в области между лунной орбитой и 10–14 Re.



**Рис. 7.** Влияние  $V_{sw}$  на потоки энергичных электронов 31 кэВ (а, b) и 93 кэВ (с, d) на расстояниях 10–14 Re в периоды слабой магнитосферной активности (ММП  $B_z > 0$  в предыдущие 5 часов) и сильной магнитосферной активности (ММП  $B_z < 0$  в предыдущие 5 часов). Серым — сами измерения. Синяя, оранжевая и зеленая ступенчатые линии соответствуют квантилям 50, 75 и 25 % в указанный промежуток  $V_{sw}$

## Выводы

1. Между потоками энергичных электронов в плазменном слое (93 и 31 кэВ) и в солнечном ветре (СВ, 39–53 keV) наблюдается сильная зависимость ( $CC = 0.76$ ) на лунной орбите (50–70 Re). В областях, близких к Земле (10–14 Re), потоки энергичных электронов в плазменном слое существенно меняются под действием потоков в солнечном ветре только при большой интенсивности последних в периоды сильных СКЛ, при потоках  $> 105$  (см<sup>2</sup> с стер МэВ)-1.
2. Статистически на лунной орбите эффект магнитной активности (АЕ) приводит к росту потоков электронов 31 и 93 кэВ на порядок величины при увеличении АЕ до  $\approx 1000$  нТ
3. При возрастании  $V_{sw}$  от 300 до 700 км/с медианные значения потоков электронов 31 кэВ в плазменном слое на лунной орбите растут в 3 раза в спокойные периоды и на порядок величины в активные периоды. Рост потоков в области 10–14 Re значительно сильнее: он составляет  $\sim 1$  и  $\sim 2$  порядка величины в спокойные и активные периоды соответственно. Это поз-

воляет заключить, что ускорение энергичных электронов, реализующее влияние  $V_{sw}$ , действует в области между лунной орбитой и внутренней магнитосферой.

## Благодарности

Данные «THEMIS/ARTEMIS ground moments product (GMOM L2)», которые содержат объединенные измерения инструментов Electrostatic Analyzer (ESA) и Solid State Detectors (SST), доступны по ссылке: <http://themis.ssl.berkeley.edu/index.shtml>. Измерения OMNI доступны по ссылке: <http://omniweb.gsfc.nasa.gov>. Измерения ACE доступны по ссылке: <https://cdaweb.gsfc.nasa.gov/>. Работа поддержана грантом РФФИ 22-27-00169.

## Список литературы

1. Luo B., Tu W., Li X., Gong J., Liu S., Burin des Roziers E., Baker D. N. On energetic electrons ( $>38$  keV) in the central plasma sheet: Data analysis and modeling // *J. Geophys. Res.* V. 116. Art. N. A09220. 2011. doi:10.1029/2011JA016562
2. Stepanov N. A., Sergeev V. A., Sormakov D. A., Andreeva V. A., Dubyagin S. V., Ganushkina N. et al. Superthermal proton and electron fluxes in the plasma sheet transition region and their dependence on solar wind parameters // *J. Geophys. Res.: Space Phys.* V. 126. Art. N. e2020JA028580. 2021. <https://doi.org/10.1029/2020JA028580>
3. Boynton R. J., Balikhin M. A., Billings S. A., Reeves G. D., Ganushkina N., Gedalin M. et al. The analysis of electron fluxes at geosynchronous orbit employing a NARMAX approach // *J. Geophys. Res.: Space Phys.* V. 118. P. 1500–1513. 2013. <https://doi.org/10.1002/jgra.50192>
4. Simms L., Engebretson M., Clilverd M., Rodger C., Lessard M., Gjerloev J., Reeves G. A distributed lag autoregressive model of geostationary relativistic electron fluxes: Comparing the influences of waves, seed and source electrons, and solar wind inputs // *J. Geophys. Res.: Space Phys.* V. 123. P. 3646–3671. 2018. <https://doi.org/10.1029/2017JA025002>
5. Boyle C. B., Reiff P. H., Hairston M. R. Empirical polar cap potentials // *J. Geophys. Res.* V. 102. N A1. P. 111–125. 1997. doi:10.1029/96JA01742
6. Christon S. P., Williams D. J., Mitchell D. G., Huang C. Y., Frank L. A. Spectral characteristics of plasma sheet ion and electron populations during disturbed geomagnetic conditions // *J. Geophys. Res.* V. 96. N A1. P. 1–22. 1991. doi:10.1029/90JA01633
7. Baker D. N., Bame S. J., Feldman W. C., Gosling J. T., Zwickl R. D., Slavin J. A., Smith E. J. Strong electron bidirectional anisotropies in the distant tail: ISEE 3 observations of polar rain // *J. Geophys. Res.* V. 91. N A5. P. 5637–5662. 1986. doi:10.1029/JA091iA05p05637
8. Fairfield D. H., Scudder J. D. Polar Rain: Solar Coronal Electrons in the Earth's Magnetosphere // *J. Geophys. Res.* V. 90. P. 4055–4068. 1985. doi:10.1029/ja090ia05p04055
9. Borovsky J. E., Runov A. Is the Solar Wind Electron Strahl a Seed Population for the Earth's Electron Radiation Belt? // *Front. Astron. Space Sci.* V. 9. Art. N. 930162. 2022. <https://doi.org/10.3389/fspas.2022.930162>
10. Pierrard V., Lazar M., Štverák S. Solar Wind Plasma Particles Organized by the Flow Speed // *Solar Phys.* V. 295. N. 11. P. 1–14. 2020. <https://doi.org/10.1007/s11207-020-01730-z>
11. Tsyganenko N. A., Andreeva V. A., Gordeev E. I. Internally and externally induced deformations of the magnetospheric equatorial current as inferred from spacecraft data // *Annales Geophysicae*. V. 33. P. 1–11. 2015. <https://doi.org/10.5194/angeo-33-1-2015>

## Секция OLD. Динамика озонового слоя

DOI: 10.53454/978598620\_136

### Измерения галогеносодержащих газов в атмосфере на станции NDACC St. Petersburg

Акишина С. В., Поляков А. В., Виролайнен Я. А.,  
Макарова М. В., Поберовский А. В.

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ),  
199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: st076936@student.spbu.ru

#### Аннотация

В работе рассмотрены и оптимизированы методики получения данных об общем содержании в столбе атмосферы наиболее важных галогеносодержащих газов, влияющих на озоновый слой. Оценки атмосферных концентраций производятся на основе измерений ИК-спектров Солнца. На станции NDACC St. Petersburg спектроскопические измерения солнечной радиации в ИК-области спектра с высоким спектральным разрешением выполняются с 2009 г., что позволило получить общие содержания газов за период с 2009 по 2022 г. и проанализировать их временную изменчивость (тренды и сезонный ход). Исследования продолжаются, в частности разработана методика оценки толщины ледяной пленки на приемнике Фурье-спектрометра во время измерений и исключения ее влияния на оценку общего содержания CFC-11. Исследуется возможность получения общего содержания газа CCl<sub>4</sub>.

#### Ключевые слова:

наземные дистанционные измерения, Фурье-спектроскопия, общее содержание, тренды галогеносодержащих газов

#### Введение

В середине прошлого столетия рост атмосферных концентраций галогеносодержащих газов, в первую очередь хлорфторуглеродов (ХФУ), вызванный антропогенными факторами, стал причиной разрушения озонового слоя, что создало глобальную угрозу жизни на Земле. Реакцией международного сообщества на эту угрозу было принятие известного Монреальского протокола (1987) и его последующих дополнений и расширений, которые регулируют производство и использование указанных газов.

Озон разрушается в результате серии фотохимических реакций с участием ХФУ. Хотя Монреальский протокол остановил активное загрязнение атмосферы ХФУ и заменил их гидрохлорфторуглеродами (ГХФУ), из-за длительного срока жизни ХФУ (десятки и до сотни лет [1]) мониторинг этих газов по-прежнему важен. Газами-резервуарами хлора, который напрямую участвует в реакции разрушения озона, являются и другие галогеносодержащие газы, такие как хлористый водород HCl, нитрат хлора ClONO<sub>2</sub> и тетрахлорметан CCl<sub>4</sub>. Таким образом, задача мониторинга галогеносодержащих газов в атмосфере актуальна.

Существуют различные локальные и дистанционные методы наблюдений содержания малых газовых составляющих (МГС). Локальные измерения (например, представлены группой NATS сети атмосферных измерений NOAA [2]) характеризуются высокой точностью, но не могут поставлять глобальные данные и ограничены приземным слоем атмосферы. Дистанционные методы зондирования атмосферы, спутниковые и наземные, позволяют получать данные о содержании газов в толще атмосферы. Так, с помощью спутниковых методов можно получать не только вертикальные профили, но и широтное распределение газов в атмосфере. Одним из наиболее известных примеров таких наблюдений является эксперимент ACE FTS, использую-

щий метод прозрачности по Солнцу на касательных трассах. Хотя метод позволяет получать данные о вертикальном распределении газов в глобальном масштабе, ему свойствен ряд недостатков. Например, измерение содержания атмосферных газов может происходить на высотах не менее 5–8 км от поверхности Земли. Заметим также, что горизонтальное разрешение метода не высоко и составляет несколько сотен километров.

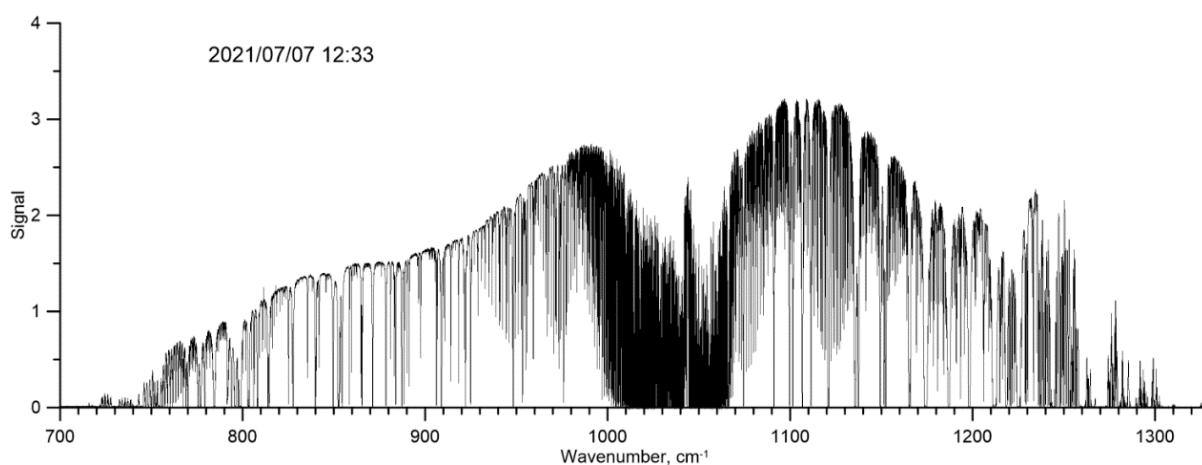
Наземные измерения прозрачности по Солнцу в ИК-области спектра чувствительны к концентрации газов во всей атмосферной толще. В составе международной сети NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change) группа FTIR (Fourier Transform Infrared) проводит наземные дистанционные измерения прямого солнечного излучения в ИК-области спектра с высоким спектральным разрешением [3], что позволяет получать информацию о содержании в атмосфере нескольких десятков МГС.

## Измерительная аппаратура

С 2009 г. с помощью Фурье-спектрометра (ФС) Bruker IFS 125HR производятся измерения спектров солнечного излучения на станции NDACC St. Petersburg в Петергофе (59.88° N, 29.82° E, 20 м над уровнем моря [4]). Измерения выполняются со спектральным разрешением  $0.005\text{ см}^{-1}$ , максимальная разность оптического пути составляет 180 см. Заметим, что регистрация спектров происходит в безоблачных или малооблачных условиях, поэтому, в силу географического положения станции, измерения проводятся преимущественно в летнее время и весной. Регистрация происходит в трех спектральных интервалах:  $650\text{--}1400\text{ см}^{-1}$ ,  $1700\text{--}3400\text{ см}^{-1}$ ,  $2500\text{--}5400\text{ см}^{-1}$ . Для обработки спектров, полученных с помощью ФС, и оценки общего содержания (ОС) газов применяется программное обеспечение (ПО) SFIT4 [5].

ПО SFIT4 для определения ОС газа в атмосфере сначала восстанавливает вертикальный профиль содержания этого газа, что приводит к некорректности решаемой обратной задачи, которая требует регуляризации. В SFIT4 возможно использовать один из двух методов регуляризации: Тихонова — Филлипса [6, 7] (в данной работе используется для фреонов) и статистическая регуляризация, или Optimal Estimation (для остальных газов) [8]. Затем путем интегрирования профиля газа программа рассчитывает его ОС.

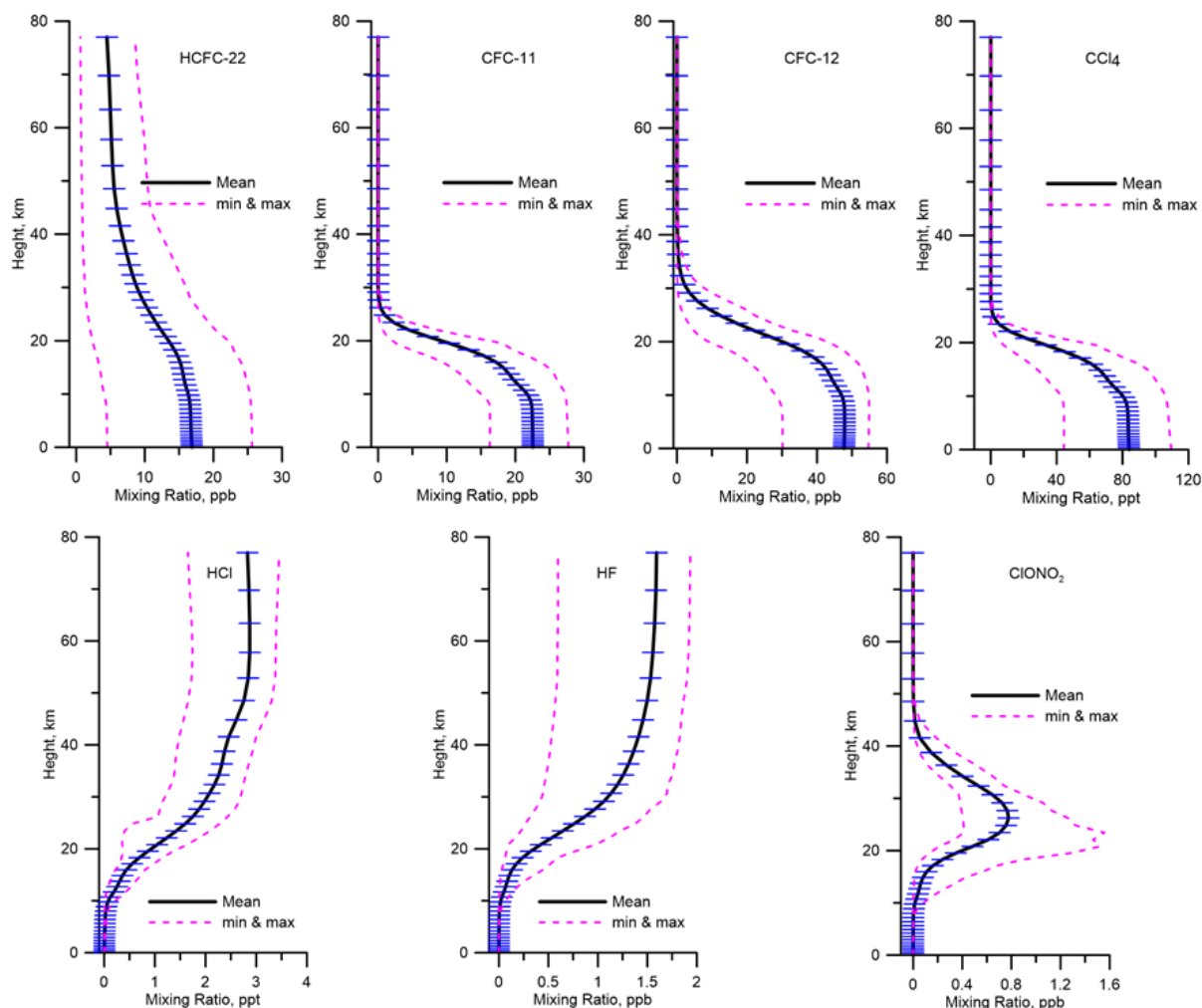
Пример измеряемых спектров приведен на рис. 1. Форма спектра обусловлена формой огибающей оптического фильтра, спектром солнечного излучения и поглощением атмосферными газами.



**Рис. 1.** Спектр интенсивности солнечного излучения, измеренный Фурье-спектрометром Bruker IFS 125HR 2021/07/07

## Методика восстановления общего содержания галогеносодержащих газов

В нашей работе проводились оценки ОС следующих галогеносодержащих газов: трихлорфторуглерода  $\text{CCl}_3\text{F}$  (CFC-11), дифторида дихлорида углерода  $\text{CCl}_2\text{F}_2$  (CFC-12), дифторхлорметана  $\text{CHClF}_2$  (HCFC-22), четыреххлористого углерода  $\text{CCl}_4$  — тропосферные газовые составляющие,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{ClONO}_2$  — стратосферные газовые составляющие. На рис. 2 показаны вертикальные профили отношения смеси указанных газов.



**Рис. 2.** Средние за 2004-2010 гг. профили вертикального распределения галогеносодержащих газов в атмосфере Земли. Данные модели WACCM [9], версия 7

Оптимизация решения обратной задачи (РОЗ) требует подбора ряда входных параметров. Методика подбора данных параметров, разработанная на основе рекомендаций сети NDACC по ИК-измерениям, в подробном виде представлена в работе [10]. Во-первых, для РОЗ необходимо задать адекватную априорную информацию: средний профиль исследуемого газа и ковариационную матрицу. Существенен оптимальный выбор спектрального интервала (или нескольких интервалов, как для  $\text{HCl}$ ), который должен содержать максимумы поглощения газа.

Существуют несколько критериев оптимальности РОЗ, к их числу относятся, например, погрешности вычислений и число степеней свободы сигнала (DOFS, Degrees Of Freedom of the Signal). В табл. 1 приведены значения этих критериев, полученных нами в результате вычислений ОС галогеносодержащих газов.

**Таблица 1.** Сравнение числа степеней свободы (DOFS) и погрешностей (Error) оценок ОС исследуемых галогеносодержащих газов

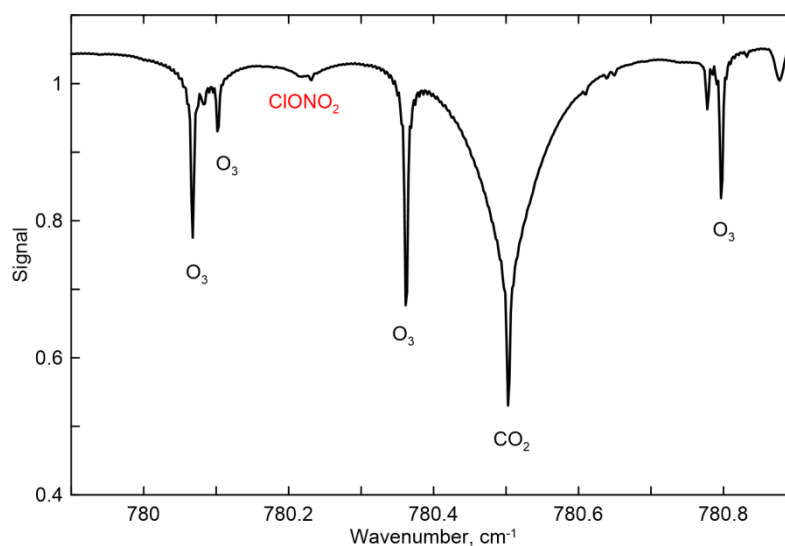
Газ	ClONO <sub>2</sub>	CCl <sub>4</sub>	HF	HCl	CFC-11	CFC-12	HCFC-22
DOFS	1.1	~ 1	2.6	2.5	1.3	1.7	1.1
Error, %	25–30	~ 10	5–7	5–7	7.6 / 3.1	2.2 / 2.5	5.7 / 3.7

Примечание: систематическая / случайная погрешность.

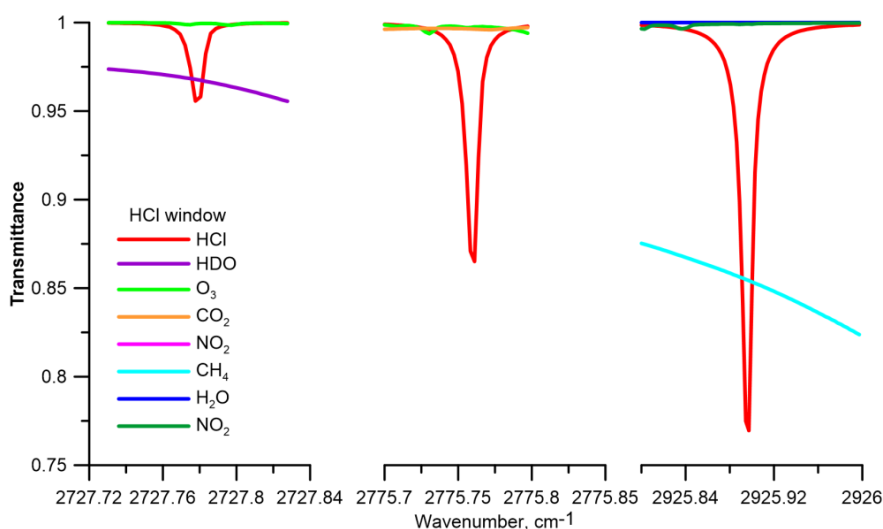
Число степеней свободы отвечает за информативность измерений. Если DOFS принимает значения близкие к 1.0, значит, из расчетов можно извлечь только один параметр. В нашем исследовании это ОС газа в вертикальном столбе атмосферы. Заметим, что параметр DOFS для HF и HCl принимает значение больше 2.0. Это означает, что для данных газовых составляющих мы можем выделить два параметра и восстановить, например, содержание в двух атмосферных слоях. Измерения с числом степеней свободы меньше 1.0 являются малоинформативными, так как в них превалирует априорная информация о профиле газа.

ПО SFIT4 для каждого измерения позволяет получить оценки систематической и случайной погрешности. Существует множество источников данных погрешностей. К ним относятся различные механические деформации частей прибора, погрешности задания аппаратной функции, неточность задания спектроскопической информации и условий измерений (профилей давления и температуры) [11].

Как видно из табл. 1, очень высокая погрешность вычислений (25–30 %) характерна для газа ClONO<sub>2</sub>. Большие погрешности объясняются тем, что нитрат хлора при его фоновых концентрациях имеет низкую интенсивность поглощения по сравнению с другими газами, мешающими его восстановлению в микроокне 780–781 см<sup>-1</sup> (см. рис. 3).

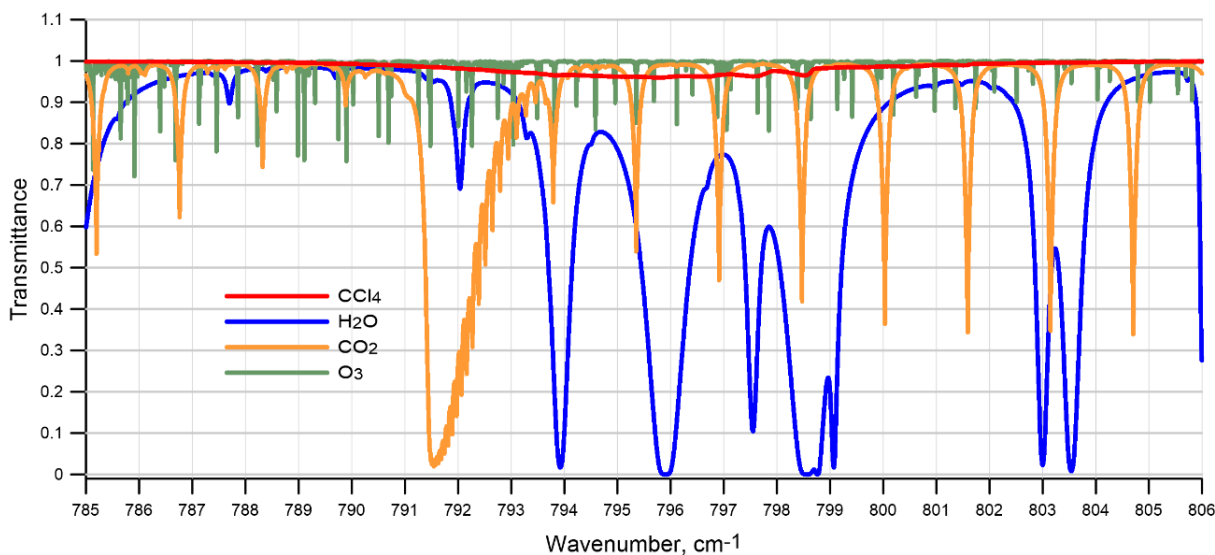
**Рис. 3.** Регистрируемый спектрометром сигнал вблизи основной полосы поглощения ClONO<sub>2</sub>

Погрешность определения ОС газа HCl не так велика. Для HCl, в соответствии с рекомендациями NDACC, используются три основных интервала поглощения (см. рис. 4). Видно влияние мешающих газов, главным образом HDO и CH<sub>4</sub>, как в центре, так и в крыльях полос поглощения хлористого водорода. Однако форма и интенсивность линий поглощения исследуемого газа позволяет оценить его ОС с хорошей точностью.



**Рис. 4.** Средний спектр пропускания различных газов вблизи основных полос поглощения HCl

Рассмотрим функцию пропускания тетрахлорметана (см. рис. 5). Для данного газа не удастся выделить прозрачных окон поглощения, свободных от влияния мешающих газов. Водяной пар в большей степени вносит вклад в поглощение в микроокне  $\text{CCl}_4$ , что сильно затрудняет получение оценки ОС тетрахлорметана. Методика восстановления четыреххлористого углерода находится в разработке, предварительная оценка достижимой погрешности составляет порядка 10 %.



**Рис. 5.** Средний спектр пропускания различных газов вблизи основной полосы поглощения  $\text{CCl}_4$

Иная ситуация характерна для CFC-11. Рисунок 6 показывает, что, несмотря на присутствие прозрачного окна поглощения и малый при этом вклад мешающих газов, полоса поглощения очень широкая (интервал около  $30 \text{ cm}^{-1}$ ). Если для многих газовых составляющих огибающую спектра можно представить в достаточно хорошем приближении как линейную функцию, то в данном случае возникает необходимость учета еще ряда факторов, усложняющих форму огибающей. Таким образом, оценка ОС CFC-11 имеет меньшую точность, чем точность восстановления атмосферного содержания газов CFC-12 и HCFC-22.



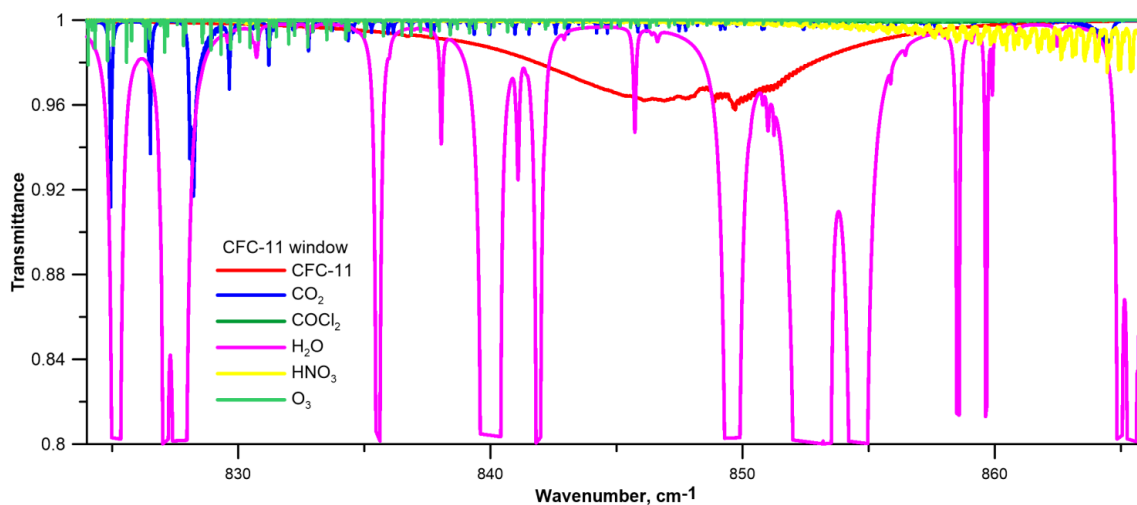


Рис. 6. Средний спектр пропускания различных газов вблизи основной полосы поглощения CFC-11

Кроме указанных выше критериев, параметром оптимальности является временная изменчивость. В зависимости от времени жизни каждого газа мы ожидаем получить соответствующую стабильность ОС в течение всего рассматриваемого промежутка времени и в течение дня, когда проводились измерения. В табл. 2 указаны основные источники и время жизни некоторых из исследуемых нами газов. Для всех газов из табл. 2 характерен большой срок службы, следовательно, ожидается получить малую временную изменчивость и стабильное убывание (или рост) их атмосферных концентраций.

Таблица 2. Источники и время жизни галогеносодержащих газов в атмосфере Земли

Газ	Источники	Время жизни
CFC-11	антропогенные: хладагенты, пропелленты	60 лет [3]
CFC-12		120 лет [3]
HCFC-22		12 лет [3]
HF	фотолиз ХФУ и ГХФУ	> 10 лет [12]
CCl <sub>4</sub>	побочный продукт химической промышленности, производство ГХФУ, свалки и загрязненные почвы	32 года [3]

## Оценки трендов

Для оценки многолетних трендов исследуемых газов мы применяли методику, описанную в [13], и получили оценки ОС и трендов галогеносодержащих газов, приведенные в табл. 3. Последний столбец приведен для сравнения результатов с уже существующими данными о трендах изменения ОС газов [14]. Отметим, что в силу отсутствия подходящих условий для измерений методом прозрачности атмосферы по Солнцу на станции NDACC St. Petersburg производится всего 70–90 измерений в год [15].

Из табл. 3 видно, что величины тренда для фреонов CFC-11 и CFC-12 отрицательны, т. е. содержание ХФУ в атмосфере действительно уменьшается. Заметим, скорость убывания ОС CFC-12 выше, что объясняется его меньшим временем жизни (см. табл. 2). Противоположно этому для HCFC-22 получен положительный тренд, свидетельствующий о росте атмосферной концентрации ГХФУ, послужившему заменой более активно разрушающих озон ХФУ.

Для остальных газов оценка тренда имеет более широкий доверительный интервал. Однако видно, что за исследуемый период времени ОС газов HCl и ClONO<sub>2</sub> в атмосфере достоверно убывает, а ОС HF — увеличивается. Оценка тренда тетрахлорметана, полученная за меньший период, 2016–2022 гг., недостоверна и может рассматриваться лишь как предварительная.

**Таблица 3.** Сравнение концентраций, стандартных отклонений и трендов галогеносодержащих газов, рассчитанных на основе архива измерений станции NDACC St. Petersburg

Газ	N дней	X*, pptv	SD**, %	Тренд ( $\pm 95\%$ ), %	Тренд (независимые данные), %
HCl	907	203.4	14	$-0.22 (\pm 0.21)$	$-0.30 (-2018)$
HF	950	91.4	19	$+0.47 (\pm 0.25)$	$+0.6 (-2018)$
CCl <sub>4</sub> (2016+)	330	145	25	$-1.91 (\pm 1.10)$	—
ClONO <sub>2</sub>	538	0.100	58	$-1.85 (\pm 1.00)$	$-2.0 (-2018)$
CFC-11	751	225.0	3.9	$-0.25 (\pm 0.05)$	$-0.5 (-2018)$
CFC-12	738	491.3	2.8	$-0.53 (\pm 0.04)$	$-0.6 (-2018)$
HCFC-22	802	239.5	8.2	$+1.82 (\pm 0.09)$	$+2.0 (-2018)$

Примечания:

\* X — концентрация газа (отношение количества молекул газа в вертикальном столбе воздуха к массе сухого воздуха в этом же столбе);

\*\* SD — стандартное отклонение;

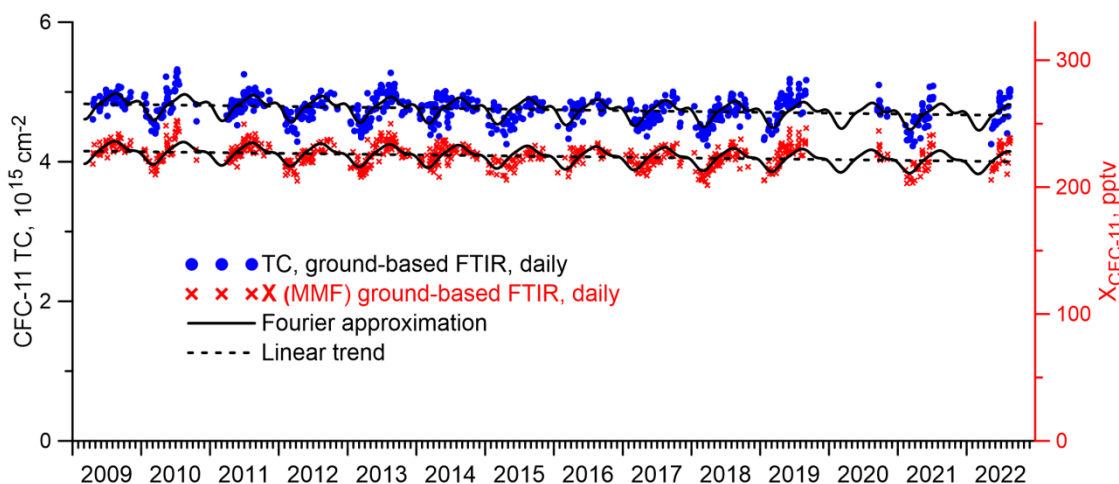
(год+) — данные по измерениям с указанного года;

(–год) — данные по измерениям до указанного года;

оценки по CCl<sub>4</sub> имеют предварительный характер.

Рисунок 7 для CFC-11 и рис. 8 для HCl демонстрируют полученные ОС, отношение смеси X, Фурье-аппроксимацию и тренды данных газов в атмосфере за 2009–2022 гг. Фурье-аппроксимация приближает временной ряд данных отрезком ряда Фурье.

Из рис. 7 наглядно видно, что ОС CFC-11, хоть и с небольшой скоростью, но убывает: тренд  $(-0.25 \pm 0.05)\%$ . Это связано с большим временем жизни фреонов в земной атмосфере. Заметим небольшой сезонный ход с максимумом ОС весной и летом, минимумом — зимой.



**Рис. 7.** ОС (TC), концентрация (X), Фурье-аппроксимация и тренд газа CFC-11 за 2009–2022 гг.

На рис. 8 показаны среднедневные значения ОС HCl. Как среднесуточные, так и среднемесячные значения атмосферной концентрации хлористого водорода нестабильны, наблюдается сильно выраженный сезонный ход, что согласуется с малым сроком жизни данного газа.

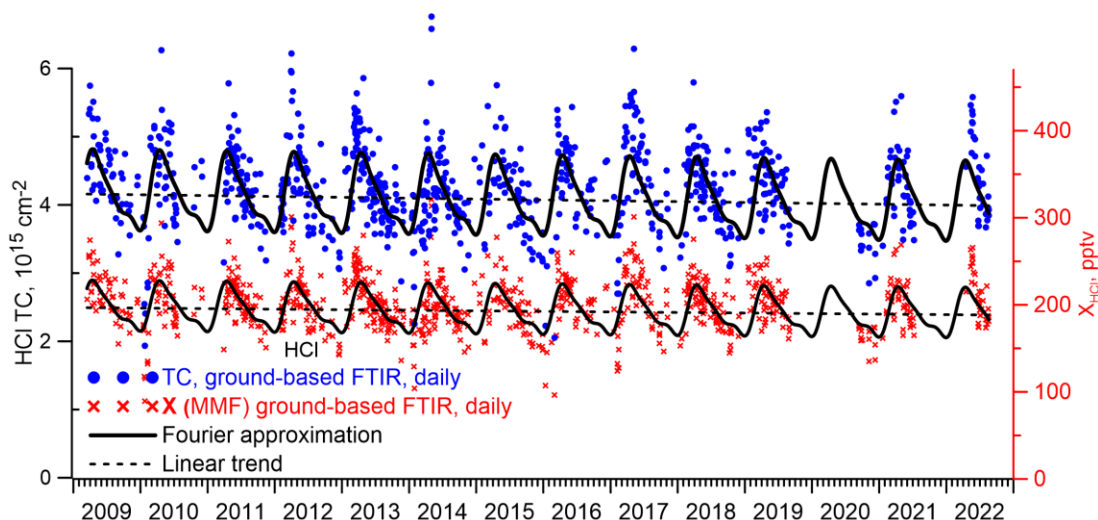


Рис. 8. ОС (TC), концентрация (X), Фурье-аппроксимация и тренд газа HCl за 2009–2022 гг.

## Заключение

Таким образом, разработаны методики оценки ОС CFC-11, CFC-12, HCFC-22, HCl, HF и ClONO<sub>2</sub> по солнечным ИК-спектрам, полученным на станции наземных измерений NDACC в Санкт-Петербурге. Восстановление ОС галогеносодержащих газов выполняется по алгоритму решения обратной задачи с помощью ПО SFIT4. В ходе исследований были получены временные ряды значений ОС и отношения смеси X для HCl, HF, ClONO<sub>2</sub>, CFC-11, CFC-12 и HCFC-22 в 2009–2022 гг. Средние значения X составляют 203, 91, 0.1, 225, 491 и 240 pptv для перечисленных газов соответственно. Оценки трендов изменения ОС за указанный промежуток времени следующие: –0.22, 0.47, –1.85, –0.25, –0.53 и 1.82 % в год. Кроме того, получены оценки числа степеней свободы DOFS: 2.5, 2.6, 1.1, 1.3, 1.1 и 1.7 и оценки погрешностей, равные 5–7 %, 5–7 %, 25–30 %, 8 %, 2.5 %, 6 % соответственно для HCl, HF, ClONO<sub>2</sub>, CFC-11, CFC-12, HCFC-22.

## Благодарности

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-583, в Лаборатории исследований озонового слоя и верхней атмосферы СПбГУ.

Работа выполнена с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ «Геомодель».

## Список литературы

1. SPARC, 2017: The SPARC Data Initiative: Assessment of stratospheric trace gas and aerosol climatologies from satellite limb sounders / By M.I. Hegglin and S. Tegtmeier (eds.). SPARC Report No. 8, WCRP-5/2017. Available at: [www.sparc-climate.org/publications/sparc-reports/](http://www.sparc-climate.org/publications/sparc-reports/)
2. Halocarbons & other Atmospheric Trace Species (HATS): <https://gml.noaa.gov/hats/combined/CCl4.html>. Дата обращения: 21.10.2022.
3. Network for the Detection of Atmospheric Composition Change (NDACC): <https://ndacc.larc.nasa.gov/>, Infrared Working Group (IRWG): <https://www2.acom.ucar.edu/irwg>. Дата обращения: 24.10.2022.
4. Поберовский А. В. Наземные измерения ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением // Оптика атмосферы и океана. Т. 23. № 1. С. 56–58. 2010.

5. Hase F., Hannigan J.W., Coffey M.T., Goldman A., Höpfner M., Jones N.B., Rinsland C.P., Wood S.W. Intercomparison of retrieval codes used for the analysis of high-resolution, ground-based FTIR measurements // *J. Quant. Spectrosc. Ra.* V. 87. P. 25–52. 2004.
6. Phillips D. A technique for the numerical solution of certain integral equations of the first kind // *J. ACM.* V. 9. N. 1. P. 84–97. 1962.
7. Тихонов А. Н. О решении некорректно поставленных задач и методе регуляризации // *ДАН СССР.* Т. 151. № 3. С. 501–504. 1963.
8. Тимофеев Ю. М., Поляков А. В. Математические аспекты решения обратных задач атмосферной оптики. Учеб. пособие. СПб.: изд-во СПбГУ, 188 с. 2001.
9. Park M., Randel W.J., Kinnison D.E., Emmons L.K., Bernath P.F., Walker K.A., Boone C.D., Livesey M. Hydrocarbons in the upper troposphere and lower stratosphere observed from ACE-FTS and comparisons with WACCM // *J. Geophys. Res.: Atm.* V. 118. N. 4. P. 1964–1980. 2013.
10. Поляков А. В., Виролайнен Я. А., Макарова М. В. Методика обращения спектров прозрачности для оценки содержания фреона  $\text{CCl}_2\text{F}_2$  в атмосфере // *Журн. прикл. спектр.* Т. 85. № 6. С. 962–970. 2018.
11. Поляков А. В., Тимофеев Ю. М., Поберовский А. В. Наземные измерения общего содержания хлористого водорода в атмосфере вблизи Санкт-Петербурга // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* Т. 49. № 4. С. 447–455. 2013.
12. Nao Yin et al. Remote Sensing of Atmospheric Hydrogen Fluoride (HF) over Hefei, China with Ground-Based High-Resolution Fourier Transform Infrared (FTIR) Spectrometry // *Remote Sens.* V. 13. N. 4. Art. N. 791. 2021.
13. Polyakov A., Poberovsky A., Makarova M., Virolainen Ya., Timofeyev Yu., Nikulina A. Measurements of CFC-11, CFC-12, and HCFC-22 total columns in the atmosphere at the St. Petersburg site in 2009–2019 // *Atmos. Meas. Tech.* V. 14. P. 5349–5368. 2021.
14. Тимофеев Ю. М., Поляков А. В., Виролайнен Я. А., Макарова М. В., Ионов Д. В., Поберовский А. В., Имхасин Х. Х. Оценки трендов содержания климатически важных атмосферных газов вблизи Санкт-Петербурга // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* Т. 56. № 1. С. 1–6. 2020.
15. Виролайнен Я. А., Тимофеев Ю. М., Поляков А. В., Ионов Д. В., Кирнер О., Поберовский А. В., Имхасин Х. Сопоставление наземных измерений общего содержания  $\text{O}_3$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{NO}_2$  с данными численного моделирования // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* Т. 52. № 1. С. 64–73. 2016.

## Автоматизация определения дат начала внезапных стратосферных потеплений

Ефимов М. М., Гаврилов Н. М.

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: matvey.efimov.96@mail.ru; n.gavrilov@spbu.ru

### Аннотация

Для автоматизации и стандартизации поиска внезапных стратосферных потеплений (ВСП) по базам метеорологических данных в качестве дат их начала / окончания предложено считать моменты максимальной скорости изменений температуры и зональной скорости, которые соответствуют экстремумам первой производной и нулевым значениям второй производной указанных величин по времени. Выполнен поиск дат ВСП по базе данных JRA-55 за 59 лет. Показано, что даты максимальных скоростей изменения температуры и ветра отличаются не более чем на один день. Найденные даты начала ВСП лежат в пределах неопределенностей других общепринятых методов определения дат ВСП. Развитию ВСП предшествуют увеличения потоков тепла, направленных в сторону полюса, которые могут способствовать нагреванию полярной стратосферы.

### Ключевые слова:

стратосфера, внезапные потепления, даты потеплений, зональный ветер, температура

### Введение

Зимние внезапные стратосферные потепления (ВСП), происходящие в высоких широтах, связанные с большой активностью планетарных волн (ПВ), распространяющихся вверх от тропосферы, влекут повышения температуры до 30–40 К в течение нескольких дней на высотах 30–50 км и ослабление или разворот направления зонального ветра [1, 2]. Согласно классификации, предложенной Всемирной метеорологической организацией (ВМО), ВСП считается минорным, если в любой области стратосферы на период времени до 7–10 дней произошло потепление на 25 К и более. Признаком мажорного потепления является изменение направления среднезонального ветра на 60° с. ш. на 10 гПа с западного на восточное (с ноября по март). Дополнительным условием является положительный градиент среднезональной температуры на 10 гПа в круге 60–90° с. ш. Во время мажорного ВСП скорость потепления на широте 60° и высоте 30 км может достигать до 10 К/сутки, а температура за неделю может повышаться на 40–60 К. Также следует отличать от финального потепления, наступающего весной, в случае которого полностью меняется циркуляция атмосферы на весеннюю [3]. Современные методы диагностики минорных, мажорных и финальных ВСП обычно учитывают изменения температуры и среднезонального ветра на уровне давления 10 гПа и широтах выше 60° с. ш. [3, 4]. Часто эти методы сложны и связаны с большим объемом ручной обработки результатов наблюдений, что требует разработки компьютерных методов для автоматизации и стандартизации поиска дат ВСП по базам метеорологических данных [5, 6].

### Данные

Для выполнения исследования была выбрана японская база данных 55-летнего реанализа (Japanese Reanalysis Archive — JRA-55), который охватывает период с 1958 г., когда регулярные наблюдения радиозонда начались на глобальной основе. Основной целью JRA-55 было создание набора данных об атмосферных условиях, подходящего для изучения изменений климата. Данные реанализа метеорологической информации широко используются для исследования меха-

низмов климатической системы Земли, прогностических исследований и мониторинга климата. Метеорологическая информация в базе данных JRA-55 дана в узлах сетки, содержащей 64 узла по долготе (шаг 5.625°), 36 узлов по широте (шаг 5°), 48 высотных уровней с шагом по времени 6 час. Использовались данные за период 1958–2017 гг.

### Поиск дат начала внезапных стратосферных потеплений

Во время ВСП происходит рост температуры и уменьшение зональной скорости в стратосфере. Скорость изменения атмосферного параметра  $f(t)$  равна первой производной  $df(t)/dt$  по времени. Для отладки программы изменения атмосферных параметров можно аппроксимировать Гауссовской функцией.

$$f(t) = e^{-\frac{(t-t_0)^2}{d^2}}. \quad (1)$$

Скорость изменения

$$\frac{df}{dt} = -\frac{2(t-t_0)}{d^2} e^{-\frac{(t-t_0)^2}{d^2}}. \quad (2)$$

Для численного вычисления производной были использована разностная формула

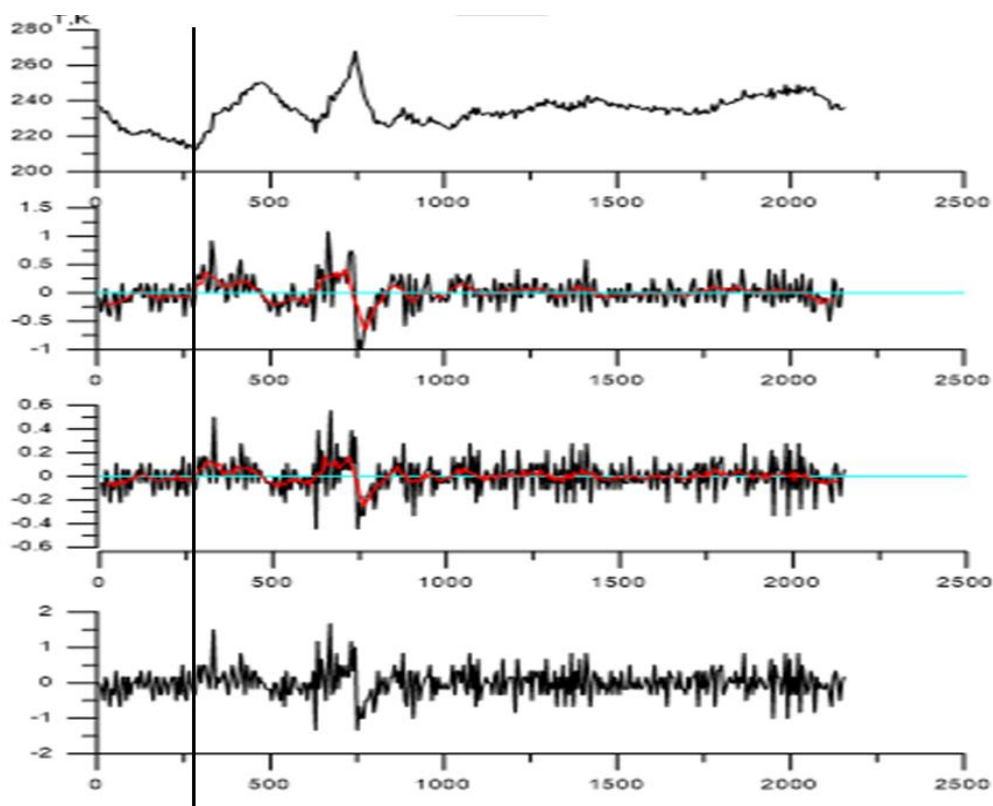
$$\frac{df}{dt} = \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{2\Delta t}. \quad (3)$$

В качестве даты ВСП можно принять момент максимальной скорости роста температуры, или максимальной скорости уменьшения зонального ветра, т. е. максимальных и минимальных значений соответствующих первых производных. Для определения максимумов и минимумов производной  $df(t)/dt$  можно использовать вторую производную  $d^2f(t)/dt^2$ . Экстремумам первой производной соответствуют нули второй производной. Необходимым условием максимальной скорости роста / убывания являются нули второй производной по времени.

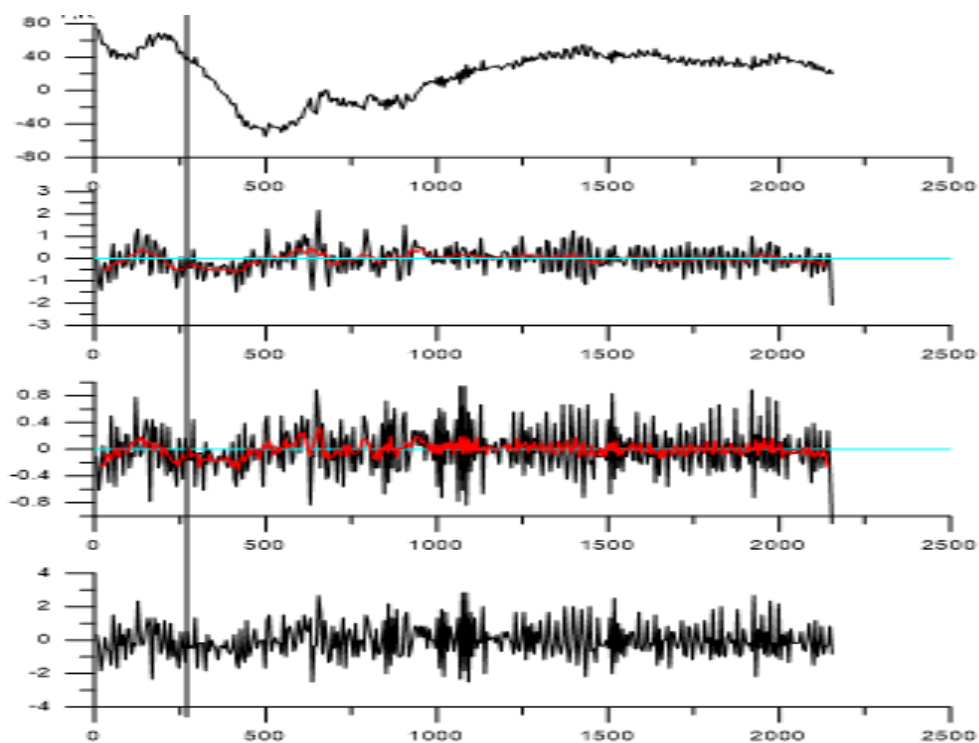
На рис. 1 показан пример изменений температуры на высоте 30 км в одном узле сетки на широте 60° с. ш. по данным базы данных JRA-55, а также результаты расчета первой и второй производных по времени с использованием разностных формул типа (3). На рис. 2 показаны соответствующие изменения зональной скорости и ее производных. Второй и третий сверху графики рис. 1 и 2 показывают присутствие нулей второй производной при положительных или отрицательных значениях первой производной. Эти точки соответствуют максимальным скоростям роста или убывания температуры и ветра на верхних графиках рис. 1 и 2.

Проанализировав рис. 1 и 2, можно сделать следующие выводы: во время начала ВСП наблюдается максимальный рост температуры, когда первая производная положительна и максимальна, а вторая производная одновременно пересекает 0. Западный зональный ветер во время начала ВСП убывает и может менять направление. В момент максимального падения скорости зонального ветра первая производная отрицательна и находится в своем минимуме, а вторая производная пересекает 0. Сроки максимальной скорости роста температуры и уменьшения зонального ветра во время начала ВСП примерно совпадают на рис. 1 и 2. Вместе с тем рис. 1 и 2 показывают наличие сильного шума, который не позволяет точно определить положения нулей второй производной. Для уверенного определения моментов максимальной скорости роста температуры требуется уменьшение этих шумов.

В настоящее время для изучения больших массивов метеорологической информации широко используется открытый пакет сеточного анализа и изображения (Grid Analysis and Display System — GRADS). Эта система позволяет разработку и использование пользовательских программ — скриптов. Начиная с версии 2.1 добавлена команда `diff()`, позволяющая вычислять раз-



**Рис. 1.** Пример изменения температуры (в К) на высоте 30 км по данным JRA-55 — сверху; аппроксимация первой производной по времени центральными разностями — второй сверху; вторая производная — третьей сверху и аппроксимация первой производной односторонними разностями — снизу. По оси абсцисс время в часах. Красные линии — бегущие средние по 5 точкам

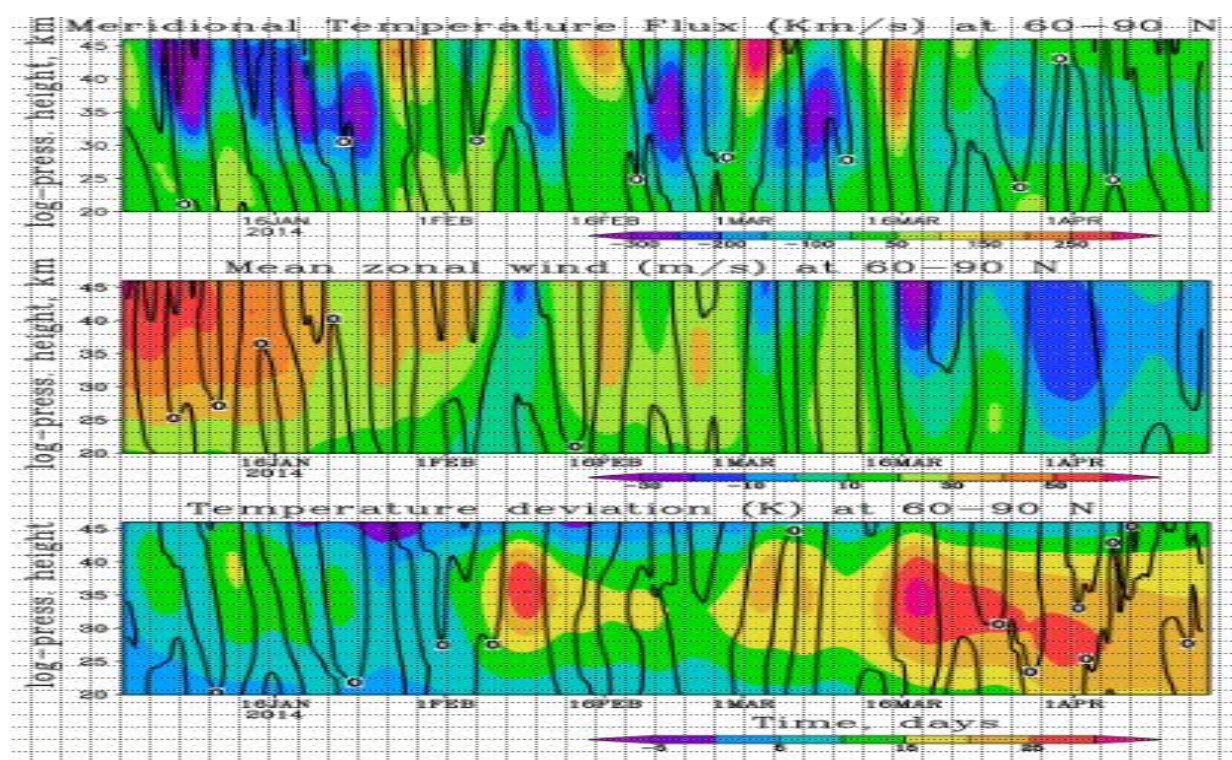


**Рис. 2.** Аналогично рис. 1, но для зональной скорости в м/с



ности между последовательными значениями анализируемых величин. При постоянном шаге следования данных по времени значения  $\text{diff}()$  пропорциональны первой производной, а значения  $\text{diff}(\text{diff}())$  — второй производной по времени. С использованием этих команд был разработан скрипт для системы GRADS, который позволяет рассчитывать требуемые производные на различных высотах. Для уменьшения шума значения температуры, ветра и их производных были усреднены по широтному кольцу  $60\text{--}90^\circ$  с. ш. на каждой высоте и в каждый момент времени. Это кольцо включает 6 узлов сетки по широте и 64 узла по долготе. Таким образом, усреднение производится по  $6 \times 64 = 384$  значениям в узлах сетки. Это позволяет значительно уменьшить шум при расчете производных.

С использованием среды визуализации метеорологических данных OpenGRADS были проанализированы данные метеорологического реанализа JRA-55 за 1958–2017 гг. Были определены следующие параметры на разных высотах от 20 до 50 км.: средняя скорость зонального ветра, изменение температуры, а также среднее произведение  $\langle T'v' \rangle$ , которое пропорционально меридиональному потоку тепла. Были также рассчитаны нулевые контуры второй производной, которые показывают максимумы и минимумы скоростей изменения анализируемых величин. На рис. 3 показан пример полученных результатов для зимы 2014 г. Видны максимумы температуры и минимумы зонального ветра в стратосфере, которые могут соответствовать ВСП. Нулевые контуры второй производной, показанные черными линиями на рис. 3, позволяют найти моменты максимальной скорости изменений анализируемых параметров на разных высотах.

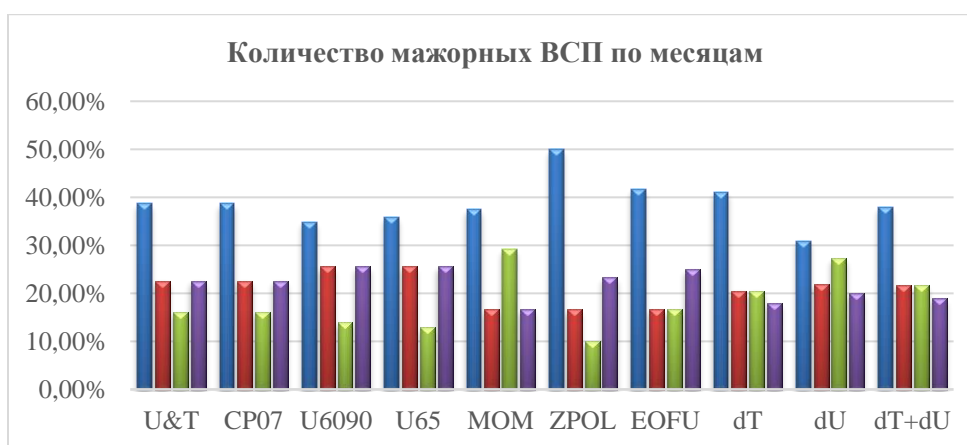


**Рис. 3.** Высотно-временные изменения зимой 2014 г. меридионального потока тепла (вверху), скорости зонального ветра (в середине), изменения температуры (внизу), осредненных по широтному кольцу  $60\text{--}90^\circ$  с. ш. Черными линиями изображены нулевые контуры второй производной

Для средней зональной скорости показано, что во время ВСП может наблюдаться уменьшение скорости, направленной на восток, и последующий разворот направления зонального ветра. В качестве даты ВСП принимается положение нулевого контура второй производной, расположенного в начале процесса уменьшения ветра. Для изменения температуры нулевые контуры

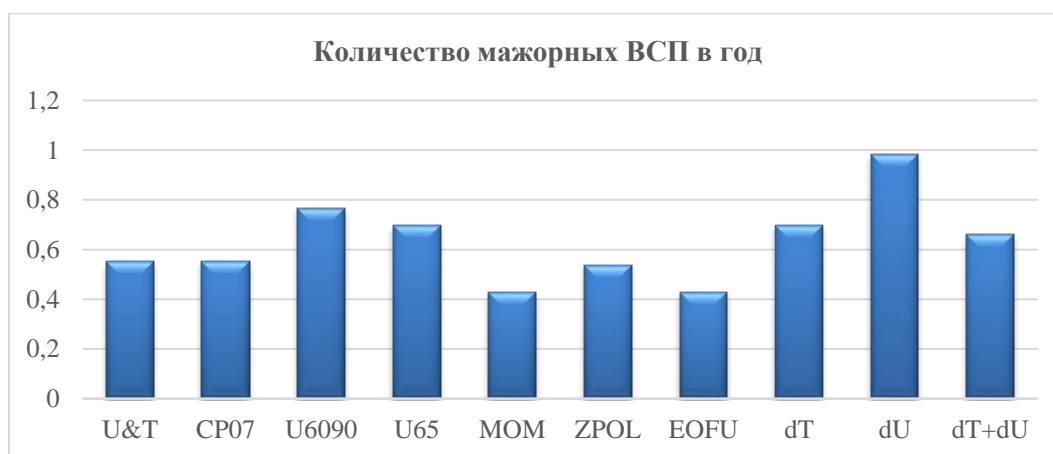
второй производной дают даты максимальной скорости роста температуры. Аналогично и для верхнего графика, показывающего меридиональный приток тепла.

Даты ВСП определялись на уровне 30 км. Определялись даты максимального роста температуры, максимальной скорости убывания зонального ветра и максимальной скорости роста меридионального потока тепла. Также были определены типы ВСП в соответствии с наличием разворота среднезонального ветра и скорости роста температуры. Также был предложен способ, учитывающий одновременно скорость роста температуры и разворот среднезонального ветра. ( $dT + dU$ ). Всего зарегистрировано 148 событий ВСП, в среднем 2–3 ВСП в год. 1 ВСП в год — мажорное (в среднем 39 % от всех случаев ВСП). Средняя продолжительность событий ВСП 7–9 дней. Было проведено сравнение дат начала мажорных ВСП с датами начала мажорных ВСП, полученных известными методами. Среднее отличие составляет 3 дня. Предложен метод более раннего определения. Погрешность определения дат начала ВСП не превосходит разброса дат начала ВСП при использовании общепринятых методов. Наибольшее количество мажорных ВСП обнаружено в январе, что показано на рис. 4.



**Рис. 4.** Количество мажорных ВСП по месяцам, полученные известными методами (слева) и предложенными нами (3 справа). Синяя диаграмма ВСП в январе, красным — феврале, серым — марте, желтым — ноябре-декабре

Наибольшее количество мажорных ВСП было определено по предложенному нами способу по развороту среднезонального ветра ( $dU$ ) (рис. 5).



**Рис. 5.** Количество мажорных ВСП в год, полученные известными методами (слева) и предложенными нами (3 справа)

С помощью проведенных расчетов получено, что сначала увеличивается меридиональный приток тепла, затем увеличивается скорость роста температуры, что влечет за собой смену направления среднезонального ветра на противоположное.

## Выводы

1. В качестве даты ВСП предложено считать моменты максимальной скорости роста температуры и максимальной скорости убывания зональной скорости. Разработаны алгоритмы и программы для поиска нулевых значений второй производной по времени, которые соответствуют экстремальным значениям первой производной (скорости изменений).
2. Используемые алгоритмы применены для разработки скриптов системы GRADS и разработаны методы поиска максимальной скорости роста температуры, когда вторая производная равна нулю, а первая производная положительна, а также для поиска максимальной скорости убывания зонального ветра, когда вторая производная равна нулю, а первая производная отрицательна.
3. Выполнен поиск и определение дат ВСП за 59 лет. Показано, что предлагаемым методом в год регистрируется в среднем 2–3 ВСП (одно-два минорных и одно мажорное). Даты максимальных скоростей изменения температуры и ветра отличаются не более чем на один день. Определяемые даты ВСП лежат в пределах неопределенностей других общепринятых методов определения дат ВСП.
4. Сначала увеличивается меридиональный приток тепла, затем увеличивается скорость роста температуры, что влечет за собой смену направления среднезонального ветра на противоположное.

## Список литературы

1. Quiroz R. Stratospheric evolution of sudden warmings in 1969–74 determined from measured infrared radiation-fields // J. Atmospheric Sci. V. 32. P. 211–224. 1975. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1975\)032<0211:TSEOSW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<0211:TSEOSW>2.0.CO;2)
2. Labitzke K. Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere // Monthly Weather Rev. V. 105. N 6. P. 762–770. 1977. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<0762:IVOTWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<0762:IVOTWS>2.0.CO;2)
3. Chandran A., Collins R.L., Harvey V.L. Stratosphere-mesosphere coupling during stratospheric sudden warming events // Advances Space Res. V. 53. P. 1265–1289. 2014. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.02.005>
4. Labitzke K. Stratospheric-Mesospheric Midwinter Disturbances — a Summary of Observed Characteristics // J. Geophys. Res. Atmospheres. V. 86. P. 9665–9678. 1981. <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09665>
5. Charlton A. J., Polvani L. M. A new look at stratospheric sudden warmings Part I: Climatology and modeling benchmarks // J. Climate. V. 20. P. 449–469. 2007. <https://doi.org/10.1175/JCLI3996.1>
6. Butler A., Seidel D., Hardiman S., Butchart N., Birner T., Match A. Defining sudden stratospheric warmings // Bull. Amer. Meteorol. Soc. V. 96. N. 11. P. 1913–1928. 2015. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00173>

## Исследование связи между условиями в геомагнитной среде, индексами геомагнитной активности и высыпаниями энергичных электронов

Гранкин Д. В.<sup>(1)</sup>, Миронова И. А.<sup>(1)</sup>, Базилевская Г. А.<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), 199034, Россия, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: d.grankin@spbu.ru, i.a.mironova@spbu.ru

<sup>(2)</sup> Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН (ФИАН), 119991, Россия, г. Москва, Ленинский пр., 53, e-mail: bazilevskaya@lebedev.ru

### Аннотация

Высыпания энергичных частиц (ВЭЧ) играют большую роль в изменении химического состава полярной атмосферы Земли. Частицы, испускаемые Солнцем в виде солнечного ветра (СВ), достигают магнитосферы Земли, ускоряются до высоких энергий и достигают плотных слоев атмосферы, вызывая дополнительную ионизацию атмосферы и запуская цепи химических реакций, приводящих к изменению химического состава атмосферы. В данной работе, используя экспериментальные данные, мы проследили за связью между ВЭЧ, сопутствующими параметрами межпланетной среды и индексами геомагнитной активности. Исследовался регион над Апатитами (67.57 N, 33.56 E,  $L = 5.3$ ).

### Ключевые слова:

высыпания энергичных электронов, индексы геомагнитной активности, солнечно-земная физика

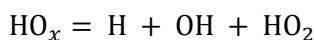
### Введение

Высыпания энергичных частиц (ВЭЧ) играют большую роль в изменении химического состава полярной атмосферы Земли [1–3]. Частицы, испускаемые Солнцем в виде солнечного ветра (СВ), достигают магнитосферы Земли, ускоряются до высоких энергий и достигают плотных слоев атмосферы, запуская цепочки химических реакций, приводящих к изменению химического состава атмосферы, в особенности в периоды полярной зимы, когда воздействие солнечной радиации минимально и возможен вертикальный перенос образующихся химически активных примесей. Таким образом, рассматривая эти периоды отдельно, можно изучать эффекты, связанные с ВЭЧ.

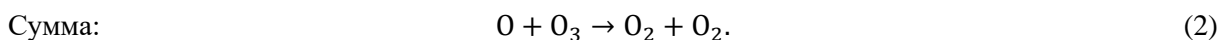
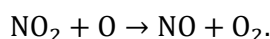
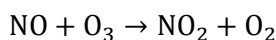
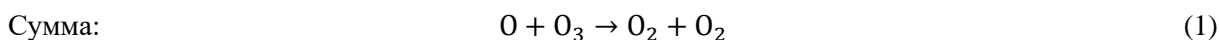
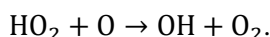
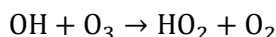
Известно, что ВЭЧ приводят к ионизации атмосферы [3–6]. Подходы к рассмотрению высыпаний энергичных частиц весьма различны: с точки зрения причины возникновения (т. е. рассматривая причину высыпаний, например солнечное протонное событие, корональная дыра и т. д.); со стороны энергетического спектра; со стороны изучения географического местоположения воздействия на атмосферу (т. е. изучая место высыпаний); рассмотрение энергичных частиц с привязкой к солнечной активности.

Под энергичными частицами подразумеваются такие частицы, как электроны, протоны, альфа-частицы и другие более тяжелые элементы (достаточно редки), которые выбрасываются с поверхности Солнца. Тогда как высокоэнергичные протоны способны проникать в полярные области, где магнитное поле ослаблено, электронам для проникновения в атмосферу необходимо ускорение, которое осуществляется за счет различных возмущений в магнитосфере. В данной работе изучается воздействие электронов (ВЭЭ — высыпания энергичных электронов) на атмосферу Земли, поскольку высыпания электронов происходят регулярно, а интенсивные протонные события — довольно редкие явления [7]. В связи с этим именно высыпания магнитосферных электронов производят наиболее значимое влияние на химию атмосферы в долгосрочной перспективе.

Как было сказано, ВЭЧ ведет к изменению химического состава атмосферы. Вводятся группы нечетного водорода и нечетного азота [1, 2, 4, 8]:



Разрушение озона в мезосфере происходит по каталитическим циклам. Компоненты, состоящие в  $\text{HO}_x$  и  $\text{NO}_y$  семействах, участвуют в цепочках быстрых реакций, приводящих к разрушению мезосферного озона [1–3]:



Эти химические реакции приводят к изменениям озона и температуры атмосферы [5]. Это два наиболее важных цикла разрушения озона, так называемые водородный и азотный каталитические циклы [9].

Итак, изменение химического состава атмосферы под воздействием энергичных частиц ведет к производству радикалов и истощению озона. Как известно, озон поглощает как ультрафиолетовое солнечное излучение, так и длинноволновую радиацию. Все изменения в химическом составе атмосферы ведут к нагреву и выхолаживанию, а потери озона в периоды сильных магнитных бурь и солнечных протонных событий могут достигать 40–50 % в верхней стратосфере и 80–90 % в мезосфере [1, 2].

Целью работы является изучение высыпаний энергичных электронов в полярной атмосфере Земли. Наша задача — используя экспериментальные данные (каталог высыпаний электронов [10]), установить связь между индексами геомагнитной активности и высыпаниями энергичных электронов над Апатитами (67.57 N, 33.56 E,  $L = 5.3$ ), где были проведены многочисленные баллонные наблюдения [10, 11].

## Возмущенность геомагнитного поля и высыпания энергичных частиц

### Индексы геомагнитной активности

Магнитосфера — плазменная оболочка Земли, область околоземного пространства, физические свойства которой определяются магнитным полем Земли и его взаимодействием с заряженными частицами солнечного и космического происхождения. Магнитосфера представляет собой гигантский резервуар с плазмой, образующейся в потоке солнечного ветра и помещенной в магнитное поле Земли. Наибольший вклад в магнитное поле Земли вносит его дипольная составляющая, создаваемая токовыми системами внутри Земли. В магнитосфере текут токи, создающие магнитные возмущения, которые регистрируются на Земле. Для изучения этих возмущений и понимания их природы необходимо построить соответствующие токовые системы. Различные токовые системы и создаваемые ими магнитные возмущения описываются индексами геомагнитной активности. Несмотря на наличие множества космических аппаратов, измеряющих геомагнитное поле, эти индексы являются незаменимым инструментом при изучении магнитного поля Земли, поскольку:

- 1) индексы строятся на основе данных более 300 станций, распределенных по всей земной суше, что позволяет определять планетарные характеристики активности;
- 2) измерения магнитных вариаций в обсерваториях проводятся непрерывно в течение многих лет. Это позволяет исследовать длинные ряды однородных данных, что важно для изучения магнитного поля Земли. Первоначально мировая сеть магнитных обсерваторий была создана Гауссом и Вебером еще в 1834 г., и именно с этого времени начали проводиться измерения в Санкт-Петербурге;
- 3) измерения (и построенные на их основе индексы) производятся с разными временными разрешениями (на практике используют разрешение до 1 минуты).

Согласно современным представлениям, магнитосфера является существенно открытой системой, поведение которой в большой степени определяется параметрами солнечного ветра. В настоящей работе рассмотрены основные планетарные индексы геомагнитной возмущенности (AE, Dst, Kp).

### *Высыпания энергичных частиц в атмосферу*

В работе исследуются высыпания энергичных частиц, наблюдаемые, зафиксированные с помощью баллонных наблюдений [6, 10, 11], и определяется связь высыпаний с параметрами межпланетной среды и геомагнитной возмущенностью [12]. Для этого мы использовали базу OMNI [12] и базу данных баллонных наблюдений [10]. База данных [12] имеет информацию об индексах геомагнитной возмущенности по всем дням, начиная с 1964 г. по 2018 г. База данных [10] содержит информацию о временах (датах начиная с 1961 г., часах, минутах), когда наблюдались высыпания энергичных частиц (всего 593 события).

Данные по баллонным измерениям над Апатитами (67°33' N 33°20' E, параметр Мак-Ил-вайна  $L = 5.3$ ) собираются ФИАН им. П. Н. Лебедева [11]. Баллон поднимается на высоту более 22 км, где ведутся наблюдения за высыпаниями энергичных частиц на протяжении в среднем около 30 минут. В ходе всего измерения баллоны могут удаляться от исходной точки запуска на 100 км вдоль широты (вдоль долготы баллон почти не перемещается вследствие особенности направления ветра в данном регионе).

Баллон (или радиозонд, или метеорологический воздушный шар) имеет на своем борту счетчик Гейгера и передает информацию о потоках ионизирующих частиц на высотах от поверхности Земли до высот 30–35 км, которые являются максимальной высотой подъема таких баллонов. В спокойные периоды потоки частиц в основном состоят из галактических космических лучей. Возникновение высыпаний энергичных электронов ведет к увеличению радиационного потока на высотах более 20 км. Счетчик Гейгера измеряет:

- 1) протоны (с энергиями от 5 МэВ);
- 2) электроны (с энергиями от 200 кэВ);
- 3) мюоны (с энергиями от 1 МэВ);
- 4) рентгеновские лучи (с энергиями от 20 кэВ), чувствительность меньше 1 % для рентгена.

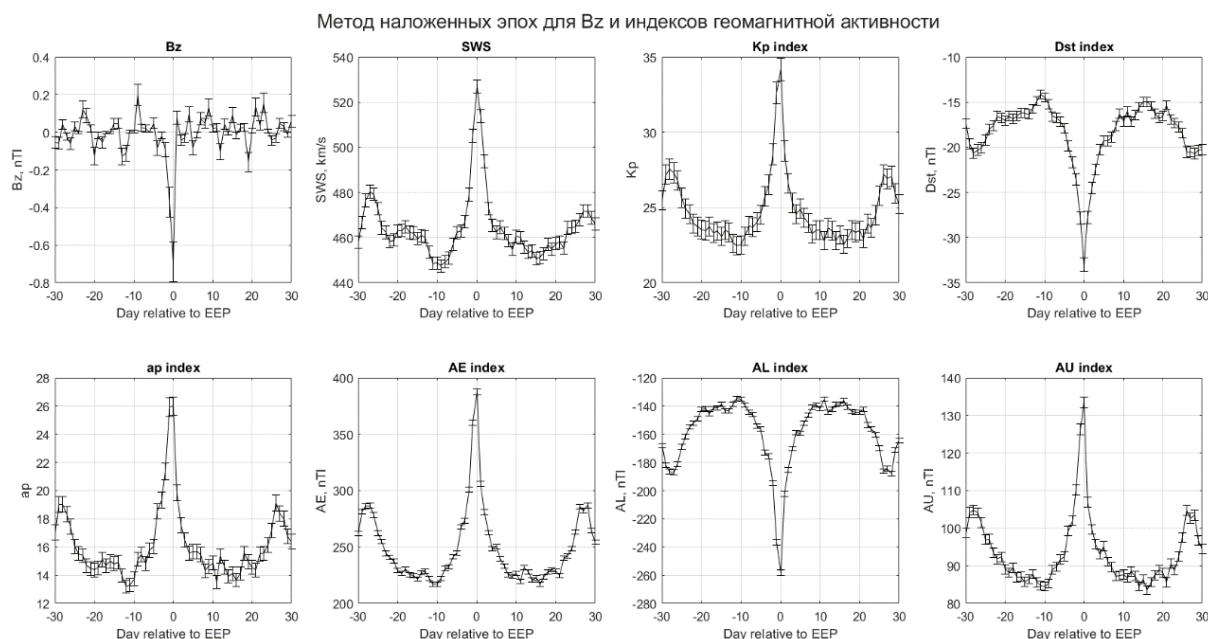
### *Связь между возмущенностью геомагнитного поля и высыпаниями энергичных частиц*

Для определения связи между значениями индексов геомагнитной возмущенности в периоды высыпаний энергичных частиц мы использовали метод наложенных эпох [13]. Результаты данного исследования представлены на рис. 1.

По горизонтальной оси каждого графика на рис. 1 отражены дни относительно момента, когда были обнаружены высыпания (нулевой день). Из рисунка видно, что экспериментальные данные подтверждают теорию: для того, чтобы частицы высыпались в атмосферу Земли, необходимо, чтобы  $B_z$ -компонента межпланетного магнитного поля имела отрицательное значение



(видно, что момент высыпания (0 по горизонтальной оси) частиц характерен только для Bz отрицательных).



**Рис. 1.** Результаты применения метода наложенных эпох для восьми параметров, характеризующих магнитосферные возмущения. По горизонтальной оси — время (сутки) относительно момента наблюдения ВЭЭ (т. е. 0 — день, когда были обнаружены ВЭЭ). Слева направо и сверху вниз: Bz-компонента межпланетного магнитного поля (нТл), скорость солнечного ветра (SWS, км/ч), Kp-индекс, Dst-индекс (нТл), ap-индекс, AE-, AL-, AU-индексы (нТл)

Кроме Bz-компоненты, видим, что скорость солнечного ветра (SWS) в моменты высыпаний достаточно высока (больше 500 км/с). Видим также, что высыпания наблюдаются при возмущенной магнитосфере: Kp-индекс больше 3 (на графиках указаны значения, умноженные на 10). Кроме того, индексы AE (AL и AU) говорят о том, что высыпания наблюдались в периоды суббурь. Dst-индекс, согласно проведенному анализу данных, указывает, что высыпания высокоэнергичных электронов в основном были обнаружены при Dst меньше  $-30$  нТл.

Исследование связи между высыпаниями энергичных электронов и индексами геомагнитной активности с более точным (часовым) разрешением данных представлены в виде гистограмм на рис. 2 и 3. Были взяты значения с 1963 по июнь 2022 г. Значения брались за тот час, когда были обнаружены ВЭЭ.

Гистограммы представляют собой столбцы (бины), имеющие ширину, равную некоторому диапазону того или иного индекса. Высота бина соответствует числу событий, попадающих в данный интервал значений (равный ширине бина).

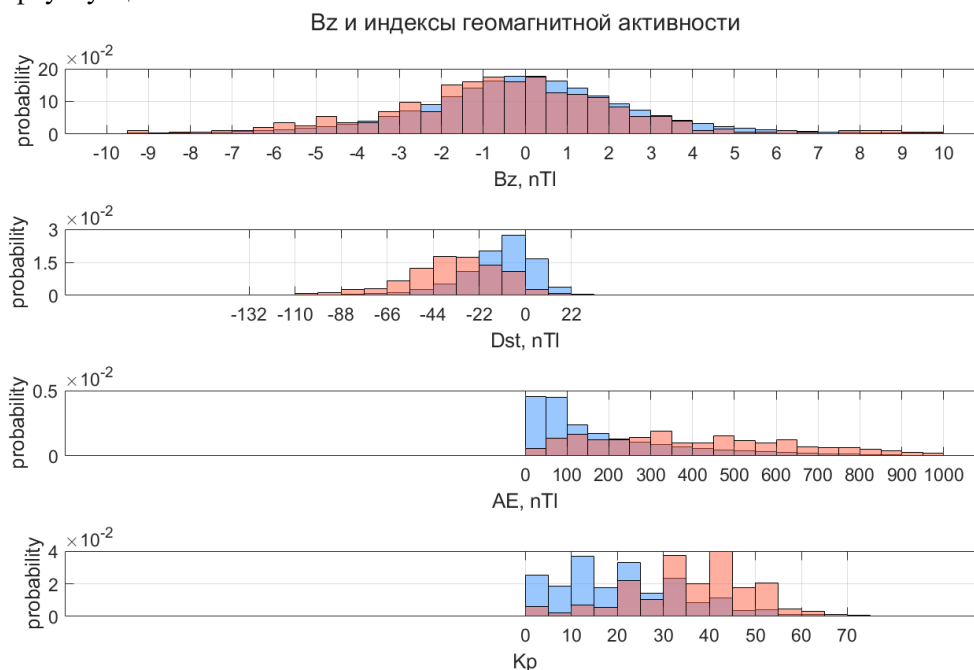
На рис. 2 и 3 представлены гистограммы распределений тех или иных физических величин во время наблюдения ВЭЭ и усредненные по всем данным, которые есть в OMNIWEB. Так мы получаем сравнение параметров, типичных во время ВЭЭ и наблюдаемых в среднем.

Видим, что высыпания энергичных частиц действительно приходятся на периоды магнитных бурь и суббурь (по Dst-индексу) с большей долей вероятности (рис. 2): около  $\frac{1}{3}$  всех событий попадают в интервал от  $-44$  до  $-22$  нТл по Dst.

Распределение по Bz-компоненте имеет вид нормального распределения, но сдвинуто в отрицательную часть; кроме того, примерно  $\frac{1}{3}$  событий приходится на положительные Bz. Это отражает тот факт, что связь между Bz-компонентой и ВЭЭ не мгновенная. Отрицательное Bz способствует проникновению возмущенной плазмы солнечного ветра в магнитосферу и запускает процессы ускорения и потерь электронов, которые уже не связаны с совпадающими по времени

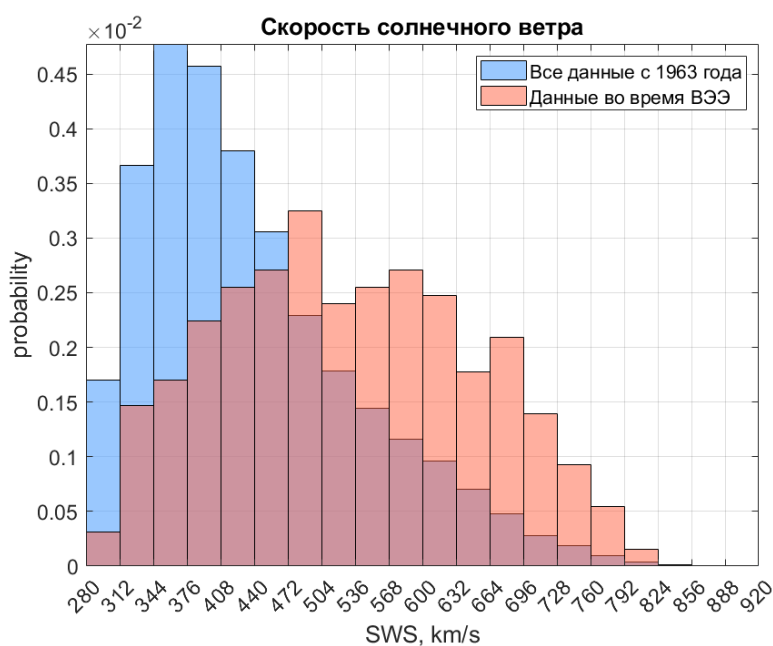


значениями  $B_z$ . Следует также отметить, что  $B_z$  внутри высокоскоростного потока подвержено сильным флуктуациям.



**Рис. 2.** Гистограммы распределения функций плотностей вероятностей для  $B_z$ -компоненты межпланетного магнитного поля и трех индексов геомагнитной активности. Значения Кр-индекса умножены на 10. Красным — данные во время ВЭЭ, синим — усредненные с 1963 г.

Большинство событий происходят при скорости солнечного ветра от 350 до 700 км/с (рис. 3), с увеличением скорости солнечного ветра не происходит увеличения числа событий. Небольшое число событий с ВЭЭ было обнаружено как при малых скоростях солнечного ветра (до 300 км/с), так и при больших (от 750 км/с) (рис. 3). Это объясняется тем, что благоприятные условия для ускорения частиц в магнитосфере зависят не от значения скорости солнечного ветра, а от длительности воздействия высокоскоростного потока на магнитосферу.



**Рис. 3.** Гистограмма распределения функции плотности вероятности для скорости солнечного ветра. Красным — данные во время ВЭЭ, синим — усредненные с 1963 г.

Во время событий также характерны Кр-индексы, соответствующие возмущенной геомагнитной активности: больше 85 % событий соответствуют Кр больше 2, а АЕ-индекс больше 200 нТл для более 70 % событий.

Из около 600 событий, в ходе которых зафиксированы высыпания энергичных электронов, менее 200 приходятся на периоды магнитных бурь ( $Dst$  меньше  $-44$  нТл). Остальные приходятся на суббури. Для исследуемых событий характерны следующие значения основных индексов геомагнитной активности: для большей доли событий (около  $\frac{2}{3}$  от всего числа событий)  $Bz$ -компонента межпланетного магнитного поля отрицательна (первая панель рис. 2), а среднее значение примерно равно  $-0,6$  нТл (рис. 1); примерно  $\frac{1}{3}$  от всех событий приходится на время со значениями  $Dst$ -индекса, попадающими в интервал от  $-22$  до  $-44$  нТл, среднее значение по всем событиям примерно равно  $-35$  нТл (рис. 1 и вторая панель рис. 2). Для большинства событий характерны также следующие параметры геомагнитной активности: скорость солнечного ветра (SWS) принимает значения от 400 до 700 км/с (рис. 3) (в среднем 520 км/с, рис. 1); Кр-индекс больше 2 (рис. 2, третья панель) (в среднем 3.3, рис. 1); АЕ-индекс больше 200 нТл (рис. 2, четвертая панель) (в среднем 375 нТл, рис. 1).

Из проведенного анализа следует, что высыпания наблюдаются в основном в периоды геомагнитных суббурь, средние значения, доли событий и интервалы, в которые они попадают, отображены в табл. 1.

**Таблица 1.** Средние значения исследуемых индексов геомагнитной активности в периоды высыпаний энергичных электронов; интервалы значений, в которые попадает большая доля количества событий (в ходе которых обнаружены ВЭЭ); доля от общего числа событий, попадающих в эти интервалы (всего 593 события)

Индекс геомагнитной активности, ед. измерения	Среднее значение (рис. 3)	Интервал значений, на который приходится наибольшая доля событий (рис. 4–5)	Доля событий, попадающих в интервал (рис. 4–5)
$Bz$ , нТл	$-0.6$	От 0 до $-100$	67 %
$Dst$ , нТл	$-35$	От $-44$ до $-22$	33 %
SWS, км/с	520	От 400 до 700	90 %
Кр	3.3	От 2 до 7.5	85 %
АЕ, нТл	375	От 200 до 1000	70 %

## Выводы

Мы пришли к следующим выводам:

1. Подтвержден ранее известный факт [14], что высыпания энергичных электронов коррелируют с умеренными геомагнитными бурями.
2. Высыпания энергичных электронов связаны с одновременными возмущениями геомагнитных индексов.
3. Высыпания энергичных электронов происходят на фоне высокоскоростных потоков солнечного ветра и отрицательной  $Bz$ -компоненты межпланетного магнитного поля. Эти факторы создают условия для ускорения и потерь электронов, но их действие на ВЭЭ разнесено во времени и не создает однозначной связи между событием ВЭЭ и одновременными значениями параметров межпланетной среды.

## Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 20-55-12020.

## Список литературы

1. Розанов Е. В. Влияние высыпающихся энергичных частиц на озоновый слой и климат // Химическая физика. Т. 37. № 8. С. 73–78. 2018.
2. Lilensten J., Dudok de Wit T., Matthes K. (Eds.) Earth's climate response to a changing Sun. Les Ulis: EDP Science. xiv, 345 p. 2015. <https://doi.org/10.1051/978-2-7598-1733-7>
3. Mironova I., Karagodin-Doyennel A., Rozanov E. The Effect of Forbush Decreases on the Polar-Night HOx Concentration Affecting Stratospheric Ozone // Front. Earth Sci. V. 8. Art. N. 618583. 2020. doi:10.3389/feart.2020.618583
4. Artamonov A., Mironova I., Kovaltsov G., Mishev A., Plotnikov E., Konstantinova N. Calculation of atmospheric ionization induced by electrons with non-vertical precipitation: Updated model CRAC-EPII // Adv. Space Res. V. 59. N. 9. P. 2295–2300. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.02.019>
5. Mironova I., Artamonov A., Bazilevskaya G., Rozanov E., Makhmutov V., Mishev A., Karagodin A. Ionization of the polar atmosphere by energetic electron precipitation retrieved from balloon measurements // Geophys. Res. Lett. V. 46. P. 990–996. 2019. <https://doi.org/10.1029/2018GL079421>
6. Mironova I., Bazilevskaya G., Kovaltsov G., Artamonov A., Rozanov E., Mishev A., Makhmutov V., Karagodin A., Golubenko K. Spectra of high energy electron precipitation and atmospheric ionization rates retrieval from balloon measurements // Science of The Total Environment, V. 693. Art. N. 133242. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.07.048>
7. Базилевская Г. А. и др. Солнечные протонные события в циклах солнечной активности 21–24 // Известия Российской академии наук. Серия физическая. Т. 79. № 5. С. 627–630. 2015.
8. Brasseur G., Solomon S. Aeronomy of the Middle Atmosphere. Dordrecht: Springer. xii, 646 p. 2005.
9. Jackman C., DeLand M., Labow G., Fleming E., Weisenstein D., Ko M., Sinnhuber M., Russell J. Neutral atmospheric influences of the solar proton events in October–November 2003 // J. Geophys. Res. V. 110. Art. N. A09S27. 2005. <https://doi.org/10.1029/2004JA010888>
10. EEP events data base of Lebedev Physical Institute of the Russian Academy of Sciences: [https://sites.lebedev.ru/ru/DNS\\_FIAN/479.html](https://sites.lebedev.ru/ru/DNS_FIAN/479.html). Дата обращения: 01.07.2022.
11. Bazilevskaya G., Kalinin M., Krainev M., Makhmutov V., Stozhkov Y., Svirzhetskaya A., Svirzhetsky N., Gvozdevsky B. Temporal characteristics of energetic magnetospheric electron precipitation as observed during long term balloon observations // J. Geophys. Res.: Space Phys. V. 125. Art. N. e2020JA028033. 2020. <https://doi.org/10.1029/2020JA028033>
12. NASA OMNI Web database: <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>. Дата обращения: 01.01.2022.
13. Chree C. Some phenomena of sunspots and terrestrial magnetism at Kew observatory // Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A. 1912. V. 213. P. 75–116. <https://doi.org/10.1098/rsta.1913.0003>
14. Baker D. N., Ericksen P. F., Fennell J. F. et al. Space Weather Effects in the Earth's Radiation Belts // Space Sci. Rev. V. 214. Art. N. 17. 2018. <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0452-7>

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОКОСМОСА —2022**

Материалы XIV школы-конференции с международным участием

Санкт-Петербург

3–7 октября 2022 г.

Компьютерная верстка *Ю. Ю. Тауриной*

Корректор *С. В. Крутаярова*

Технический редактор *Е. И. Егорова*

Подписано в печать 10.11.2022. Формат 60×84 <sup>1</sup>/<sub>8</sub>.

Усл.-печ. л. 18,4. Тираж 20 экз. Заказ № 14284.

ООО «Скифия-принт»

197198, Санкт-Петербург, ул. Большая Пушкарская, д.10