

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
имени академика Н.П. Лаврова Уральского отделения
Российской академии наук

На правах рукописи



Морозов Алексей Николаевич

**СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА
РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ
ЗА ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ**

Специальность 1.6.9. «Геофизика»

Диссертация на соискание учёной степени

доктора технических наук

Научный консультант:

Член-корреспондент РАН, доктор технических наук

А.А. Маловичко

Архангельск – 2024

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1 ИСТОРИЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АРКТИКИ	12
1.1 Развитие инструментальных наблюдений	12
1.2 История изучения сейсмичности	34
1.3 Сейсмологическая изученность западного сектора Российской Арктики .	44
1.4 Выводы главы 1	51
Глава 2 АНАЛИЗ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ АРКТИКИ	52
2.1 Исходные данные: от бюллетеней сейсмических станций начала XX в. до данных современных цифровых сейсмических станций	52
2.2 Алгоритмы расчета параметров гипоцентров сейсмических событий	63
2.3 Скоростные модели	72
2.4 Уточнение шкалы <i>ML</i> для западной части Евразийской Арктики	86
2.5 Унификация магнитуд современных землетрясений Евразийской Арктики	93
2.6 Совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики	104
2.7 Выводы главы 2	111
Глава 3 СЕЙСМИЧНОСТЬ АРКТИКИ В НАЧАЛЕ XX В.	112
3.1 Постановка задачи и методика решения	112
3.2 Результаты уточнения параметров очагов землетрясений	116
3.3 Сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г.	136
3.4 Выводы главы 3	142
Глава 4 СЕЙСМИЧНОСТЬ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА	143
4.1 Постановка задачи и методика решения	143
4.2 Уточнение параметров очагов землетрясений западного сектора Российской Арктики	146
4.3 Современная сейсмичность зоны перехода «континент–океан»	176
4.4 Выводы главы 4.....	184
Глава 5 СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ	185

5.1	Постановка задачи и методика решения	185
5.2	Пространственно-временное распределение эпицентров сейсмичности	192
5.3	Роевая сейсмичность.....	196
5.4	Выводы главы 5	201
Глава 6	СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	202
6.1	Сейсмологическая изученность	202
6.2	Постановка задачи и методика решения	214
6.3	Современная сейсмичность	218
6.4	Сейсмичность севера Русской плиты за инструментальный период	224
6.5	Выводы главы 6	231
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	232
	СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	238
	ПРИЛОЖЕНИЕ	269
А	Сводный бюллетень землетрясений за период с октября 1904 г. по сентябрь 1919 г.	269
Б	Каталог землетрясений, зарегистрированных в районе зоны перехода «континент–океан» за период с декабря 2011 г. по ноябрь 2020 г.	274
В	Уточнённый каталог сейсмических событий севера ВЕП за период с 2005 по 2018 г.	279

Каталог – это не догма, а руководство к действию

д.ф.-м.н., проф. Н.В. Шебалин

Каталог – это альфа и омега сейсмологических исследований

д.г.-м.н., проф. А.А. Никонов

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. В течение всего инструментального периода обширные территории Арктики были крайне неравномерно и слабо охвачены стационарными сейсмическими наблюдениями из-за сложных климатических и географических условий, а также в силу исторических и экономических причин. Развитие инструментальных наблюдений проходило неравномерно как во времени, так и в пространстве. Особенности развития инструментальных наблюдений напрямую влияли на сейсмологическую изученность арктических территорий [Hodgson, 1965; Панасенко, 1986; Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996; Schlindwein et al., 2015].

В основе исследований по оценке сейсмической опасности территории лежит каталог землетрясений, по данным которого вычисляются параметры сейсмического режима. Для Арктического региона информация об исторических и палеоземлетрясениях практически недоступна, поэтому большую роль играет достоверность вычисленных параметров землетрясений, зарегистрированных за весь инструментальный период. Однако, в течение всего XX в. вычисление основных параметров землетрясений происходило преимущественно на основе данных не всех функционировавших в регионе сейсмических станций, с применением устаревших в настоящее время скоростных моделей и алгоритмов локации. Землетрясения оценивались магнитудами разных типов, вычисленными в разных международных и региональных сейсмологических центрах. Для части землетрясений отсутствовали значения магнитуд. Это приводит к сложностям при сопоставлении данных о землетрясениях за разные периоды времени и для разных арктических территорий.

С начала XXI в. начался процесс интенсивного развития инструментальных наблюдений в Арктике. Количество зарубежных и отечественных сейсмических станций, оснащенных современной высокочувствительной аппаратурой, существенно увеличилось. Расширилась и географическая представительность стационарных сейсмических станций [Ottmöller et al., 2018; Маловичко, 2010; Виноградов и др., 2012; Schweitzer et al., 2021; Антоновская и др., 2022].

Однако, как и в XX в., сейсмические станции принадлежат разным международным и региональным сейсмическим сетям. Вычисленные в разных сейсмологических центрах основные параметры арктических землетрясений отличаются, т.к. основаны, чаще всего, на анализе данных лишь станций конкретной сети, собственных (глобальных и региональных) скоростных моделях и шкалах локальных магнитуд, а также вычислены с применением разных алгоритмов локации. Чаще всего региональные сейсмические сети, в силу географического расположения, «специализируются» на мониторинге отдельных арктических территорий. Поэтому низкомagnitude землетрясения, зарегистрированные за пределами района ответственности, не отражаются в каталогах регионального центра.

На основе геолого-геофизических исследований в западном секторе Российской Арктики открыты такие крупные нефтегазовые месторождения как Штокмановское, Ледовое, Лудловское, Приразломное на Баренцевом шельфе и Русановское, Ленинградское на Карском шельфе [Ivanova et al., 2006]. В настоящее время в рамках реализации проектов по освоению месторождений в Российской Арктике ведется проектирование и строительство промышленных систем и объектов.

Таким образом, особенности развития инструментальных наблюдений, необходимость оценки потенциальных природно-техногенных рисков и обеспечения безопасной эксплуатации промышленных систем и объектов при освоении крупных месторождений в западном секторе Российской Арктики и инфраструктуры Северного морского пути накладывают необходимость в проведении исследований по обобщению и уточнению основных параметров (гипоцентр, магнитуда) землетрясений, зарегистрированных за весь период инструментальных наблюдений. Такие исследования необходимо проводить с применением новых и современных алгоритмов локации, апробированных региональных скоростных моделей, уточненной шкалы локальной магнитуды, и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней функционировавших в регионе сейсмических станций.

Объектом исследования являются землетрясения, зарегистрированные за инструментальный период наблюдений в западном секторе Российской Арктики.

Цель работы – разработать совокупность решений, направленную на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений (гипоцентр, магнитуда) в западном секторе Российской Арктики и провести на её основе исследования по созданию уточнённых и унифицированных каталогов землетрясений за весь инструментальный период наблюдений, в том числе для территорий, ранее недоступных для детальных сейсмических наблюдений.

Достижение поставленной цели потребовало решения следующих задач.

1. Разработать совокупность решений, направленную на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики.
2. Обобщить сведения о зарегистрированных за первые десятилетия XX в. сильных арктических землетрясениях и провести уточнение основных параметров их очагов.
3. Создать новый сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений западного сектора Российской Арктики за инструментальный период.
4. Выявить пространственно-временные и энергетические особенности проявления современной слабой сейсмичности западного сектора Российской Арктики и прилегающих территорий, в том числе срединно-океанического хребта Гаккеля, ранее недоступных для детального сейсмического мониторинга.
5. Создать сводный уточненный каталог современных землетрясений приарктических территорий севера Восточно-Европейской платформы на основе объединения каталогов, бюллетеней и, частично, исходных данных всех региональных сейсмических сетей, функционирующих на севере платформы.

Исходные материалы и методы исследований.

Исходными материалами для исследований в рамках диссертации являлись бюллетени и исходные данные отечественных и зарубежных сейсмических станций, функционировавших в Арктике с начала XX в. по настоящее время, из следующих источников:

- архивы проектов «Historical Seismogram Filming Project», «USGS WWFC Pilot Scanning Project», EuroSeismos и ISC-GEM [Lee et al., 1988; Alejandro et al., 2019; Michelini et al., 2005; Storchak et al., 2015];
- архив ФИЦ ЕГС РАН;
- архив Геофизического центра РАН;
- фонд Российской государственной библиотеки;
- архив ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН;
- личный архив Й. Швейцером (J. Schweitzer) из Университета г. Осло [*Schweitzer, Lee, 2003*];
- Сводные бюллетени: сборники «Shide Circulars» (1899–1912 гг.); бюллетени ISA (1895–1897 гг., 1903–1908 гг.); Бюллетень ПЦСК (1902–1907 гг., 1911–1912 гг.); бюллетени BAAS (1913–1918 гг.); бюллетени ISS (1918–1963 гг.); Бюллетень сети сейсмических

станций СССР (1954–1970 гг.); бюллетени ISC (1964 г.– по настоящее время); бюллетени NEIC (1973 г. – по настоящее время).

- электронные ресурсы FDSN [FDSN, 2022], ORFEUS [ORFEUS, 2022], GEOFON [GEOFON, 2022] и IRIS [IRIS, 2022].

В работе использован набор методов математической геофизики, сейсмологии, ГИС-технологии и др.

Научная новизна и практическая значимость работы состоит в следующем.

– Создан сводный электронный архив, содержащий бюллетени сейсмических станций, функционировавших в первой половине XX в., сведения об их аппаратуре, а также сводные бюллетени и каталоги землетрясений начала XX в. Архив позволяет проводить исследования по уточнению основных параметров очагов ранее зарегистрированных землетрясений на основе наиболее полных наборов инструментальных данных.

– Создан метод вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных. Данный метод позволяет проводить локацию землетрясений при небольшом количестве макросейсмических сведений и данных лишь одной или двух сейсмических станций для территорий, которые характеризуются умеренной сейсмичностью, но долгое время не обладали плотной сетью сейсмических станций из-за малонаселённости и труднодоступности.

– Вычислены и апробированы новые региональные скоростные модели, создана комбинированная модель, состоящая из 11 региональных моделей, уточнена шкала магнитуды *ML*. Всё это позволяет повысить достоверность локации и магнитудных оценок землетрясений в западном секторе Российской Арктики и на прилегающих территориях.

– Выявлены соотношения между магнитудами разных типов, вычисленные в отечественных и зарубежных региональных сейсмологических центрах, что даёт возможность унифицировать магнитуды при создании сводных каталогов землетрясений для оценки сейсмической опасности арктических территорий.

– Выявлены «забытые» сильные землетрясения Арктики, зарегистрированные в первые десятилетия XX в. и не упоминающиеся в современных каталогах, что может оказать влияние на итоговую оценку сейсмической опасности некоторых арктических территорий.

– Создан наиболее полный уточнённый каталог землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г. с параметрами очагов для большей части рассмотренных землетрясений существенно отличными от первоначальных, указанных в различных источниках.

– Создан новый уточнённый и унифицированный каталог землетрясений для западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г., который позволил уточнить пространственное распределение землетрясений в регионе и предложить рекомендации по корректировке границ, значений максимально возможных магнитуд и глубин сейсмогенных слоёв доменов в ЛДФ-моделях карт общего сейсмического районирования ОСР-97 и -2016 для данного региона.

– Выявлены зоны повышенной сейсмичности в Баренцево-Карском регионе в районах, ранее недоступных для детального сейсмического мониторинга и, соответственно, не представленные в ЛДФ-моделях карт ОСР-97 и ОСР-2016.

– Впервые по данным многолетних стационарных сейсмических наблюдений выявлены пространственно-временные особенности проявления слабой сейсмичности и роевых последовательностей срединно-океанического хребта Гаккеля – одной из главных сейсмоактивных зон в Арктике. Полученные результаты позволили уточнить наши представления о проявлении вулcano-тектонических процессов, протекающих в пределах хребта.

– Создан единый уточнённый каталог современных землетрясений приарктических территорий севера Восточно-Европейской платформы с использованием апробированной региональной модели, современного алгоритма локации и на основе бюллетеней, частично, исходных данных всех региональных сейсмических сетей, функционирующих на севере платформы.

– Уточнение параметров очагов землетрясений, зарегистрированных за инструментальный период на севере Русской плиты, позволило исключить землетрясения, не относящиеся к данному региону и, наоборот, включить ранее не фигурировавшие в сейсмических каталогах по Европейскому Северу.

Теоретическая и практическая значимость работы определяется получением новых знаний, имеющих отношение к фундаментальным областям сейсмологии и возможностью их применения при оценке сейсмической опасности арктических территорий и для обеспечения безопасной эксплуатации промышленных систем и объектов при освоении крупных месторождений в западном секторе Российской Арктики.

Положения, выносимые на защиту:

1. Совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в., включающая в себя: сводный электронный архив бюллетеней сейсмических станций; новый метод вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений; современный алгоритм локации,

реализованный в программе NAS (New Association System), и глобальную скоростную модель *ak135*.

2. Совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров современных землетрясений западного сектора Российской Арктики, включающая в себя: новые и апробированные региональные одномерные скоростные модели; комбинированную скоростную модель, состоящую из 11 региональных моделей; уточненную шкалу локальной магнитуды *ML* и корреляционные связи между магнитудами разных типов, вычисленными в различных сейсмологических центрах; современный алгоритм локации, реализованный в программе NAS (New Association System), и интеграцию цифровых данных отечественных и зарубежных сейсмических станций.

3. Уточнённый и унифицированный каталог раннеинструментальных землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г., включающий «забытые» сильные землетрясения, не упоминающиеся в современных каталогах, и новый уточнённый и унифицированный каталог землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г., отражающий зоны повышенной сейсмичности в районе желобов Франц-Виктория и Св. Анны, о. Белый, архипелагов Новая Земля и Северная Земля.

4. Пространственно-временные закономерности проявления современной слабой сейсмичности и роевых последовательностей хребта Гаккеля, выявленные на основе данных многолетних стационарных сейсмических наблюдений, характеризуют особенности проявления вулcano-тектонических процессов в пределах арктического хребта Гаккеля с ультрамедленной скоростью спрединга, относящегося к слабоизученному типу срединно-океанических хребтов.

Достоверность полученных результатов и их апробация. Достоверность полученных результатов обеспечена статистически представительным фактическим сейсмологическим материалом, унифицированным подходом к интерпретации полученных данных и комплексированием методов исследований. О достоверности свидетельствуют системный характер и непротиворечивость конечных результатов, а также согласованность с данными многих исследователей. Значительная часть материалов, изложенных в диссертационной работе, опубликована в рецензируемых рейтинговых журналах, получила экспертную оценку ученых и специалистов как составная часть отчетов о результатах фундаментальных исследований.

Основные результаты и положения диссертационной работы докладывались и обсуждались на различных периодических международных и всероссийских конференциях: General Assembly of the European Seismological Commission (ESC) (Италия, г. Турин, 2016 г.); Международных сейсмологических школах «Современные

методы обработки интерпретации сейсмологических данных» (2009–2011 гг., 2022 г.); Юдахинских чтениях «Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке» (г. Архангельск, 2012 г., 2014 г.); Научных чтениях памяти Ю.П. Булашевича «Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей» (г. Екатеринбург, 2013 г., 2021 г.) и др. Всего было сделано более 30 устных докладов.

Личный вклад автора. Формулировка цели и выбор методов диссертационного исследования, интерпретация результатов исследования. Диссертанту принадлежит определяющая роль в получении всех результатов диссертационной работы. Им лично написана существенная часть объема публикаций по теме диссертации.

По тематике диссертационной работы диссертант являлся руководителем грантов Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук (№№ МК-930.2014.5, МК-7387.2016.5), проекта РФФИ (№ 16-35-00020), молодёжных грантов УрО РАН (№№ 11-5-НП-339, 13-5-НП-272). Ответственным исполнителем и исполнителем тем государственного задания ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (№№ АААА-А16-116052710111-2, АААА-А18-118012490072-7); ИФЗ РАН (№№ АААА-А19-119072590031-6, 122040600090-0); проектов РФФИ (№№ 14-05-98801, 10-05-00497-а), в т. ч. международного (№14-05-93080); программы Президиума РАН (№ 12-П-5-1009); Федеральных целевых программ (Госконтракты №№ 14.740.11.0195, 8331) и гранта Российского научного фонда (№ 22-27-00190).

Публикации. Основные результаты исследований по теме диссертации опубликованы в 28 статьях в рецензируемых научных изданиях, входящих в список ВАК РФ и индексируемых в Web of Science, Scopus и RSCI; в одной монографии и в пяти главах коллективных отечественных и зарубежных монографий. Создано одно учебно-методическое пособие и получено три свидетельства о государственной регистрации программ для ЭВМ и базы данных.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы из 380 наименований и трёх приложений. Работа изложена на 286 страницах машинописного текста и содержит 71 рисунок и 35 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своему научному консультанту члену-корреспонденту РАН, д.т.н. Алексею Александровичу Маловичко (ФИЦ ЕГС РАН) за всестороннюю поддержку, плодотворные дискуссии и консультации. Искреннюю признательность за поддержку и советы автор выражает д.ф.-м.н. А.Д. Завьялову (ИФЗ РАН), к.ф.-м.н. И.М. Алёшину (ИФЗ РАН) и к.ф.-м.н. И.П. Габсатаровой (ФИЦ ЕГС РАН). Особая благодарность д.г.-м.н. А.А. Никонову (ИФЗ РАН) за творческое

общение и рекомендации, которые побудили автора заняться проблемой уточнения параметров очагов землетрясений за инструментальный период наблюдений, а также к.ф.-м.н. В.Э. Асмингу (ФИЦ ЕГС РАН), чьи современные сейсмологические программные продукты и творческое общение позволили успешно решить задачу уточнения параметров очагов землетрясений.

Автор благодарен к.ф.-м.н. В.И. Францужовой, в лице которой он нашёл своего первого наставника в науке. Автор выражает благодарность д.т.н. Г.Н. Антоновской (ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН), усилиями которой в Российской Арктике были введены в строй и функционируют новые сейсмические станции Архангельской сети. Особую благодарность за ценные идеи, дискуссии и совместную работу автор выражает своему постоянному соавтору, единомышленнику и помощнику во всех научных начинаниях к.г.-м.н. Н.В. Вагановой (ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН). Автор благодарит сотрудников лаборатории сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, своих многолетних уважаемых коллег к.т.н. Я.В. Конечную, к.ф.-м.н. Е.В. Шахову, к.ф.-м.н. К.Б. Данилова, Я.А. Михайлову, А.И. Кошкина и Е.В. Иванову за взаимопомощь на различных этапах исследований.

Автор хранит светлую память о член-корреспонденте РАН, профессоре Феликсе Николаевиче Юдахине, который занимался становлением и развитием сейсмологии в Архангельской области, общение с которым сформировало взгляды автора на большинство рассмотренных в работе вопросов.

ГЛАВА 1. ИСТОРИЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АРКТИКИ

1.1. Развитие инструментальных наблюдений

В 1906 г. с целью организации сейсмометрических наблюдений в Вассияуре (Vassijaure) на севере Швеции был установлен горизонтальный сейсмограф Wiechert, который в 1915 г. был перенесён на территорию Научно-исследовательской станции Абиско (Abisco) [Kulhánek, 1988]. Сейсмическая станция Вассияуре (Vassijaure) стала первой станцией, функционирующей севернее Полярного круга. Дату начала инструментальных наблюдений в Арктике связывают с началом функционирования этой станции [Аветисов, 1996].

Описывать историю инструментальных наблюдений в Арктике нельзя без упоминания важных этапов развития инструментальных наблюдений в целом. Первые представления о сейсмичности Арктики были получены по данным станций мировой сети. В 1895 г. Джоном Милном (John Milne) совместно с Эрнстом фон Ребёр-Пашвицем (Ernst von Rebeur-Paschwitz) была предложена идея организации международных сейсмических наблюдений с целью изучения географического распределения землетрясений и внутреннего строения Земли [Schweitzer, 2007; Storchak et al., 2015]. Благодаря поддержке Британской ассоциации развития науки (British Association for the Advancement of Science, BAAS) Дж. Милну удалось реализовать эту революционную для своего времени идею. Была создана сеть сейсмических станций, включавшая на пике своей работы 10 станций на Британских островах и 30 станций по всему миру, которая обеспечивала довольно равномерное покрытие территории Земли [Adams, 1989; Storchak et al., 2015] (Рис. 1.1.1). Станции были оснащены горизонтальными приборами Дж. Милна, которые, однако, имели невысокое усиление и были незатухающими. Показания сейсмограмм обрабатывались Дж. Милном и его помощниками у него дома на о. Уайт в Англии. Результаты мониторинга за период с 1899 по 1912 г. были опубликованы в Сводных бюллетенях «Shide Circulars» [BAAS, 1899–1912; Schweitzer, Lee, 2003].

Примерно в этот же период развивалась сейсмологическая сеть ордена иезуитов (Jesuit network). Начало созданию сети было положено в 1865 г., когда был установлен сейсмограф в г. Маниле (Филиппины) и организована обсерватория «Observatorio de Manila» [Su, 1988]. Сейсмические станции устанавливались в разных представительствах ордена по всему миру. Большинство станций ($N=38$) были установлены до 1920 г. и некоторые из них функционировали до 70-х годов [Schweitzer et al, 2003; Storchak et al., 2015].

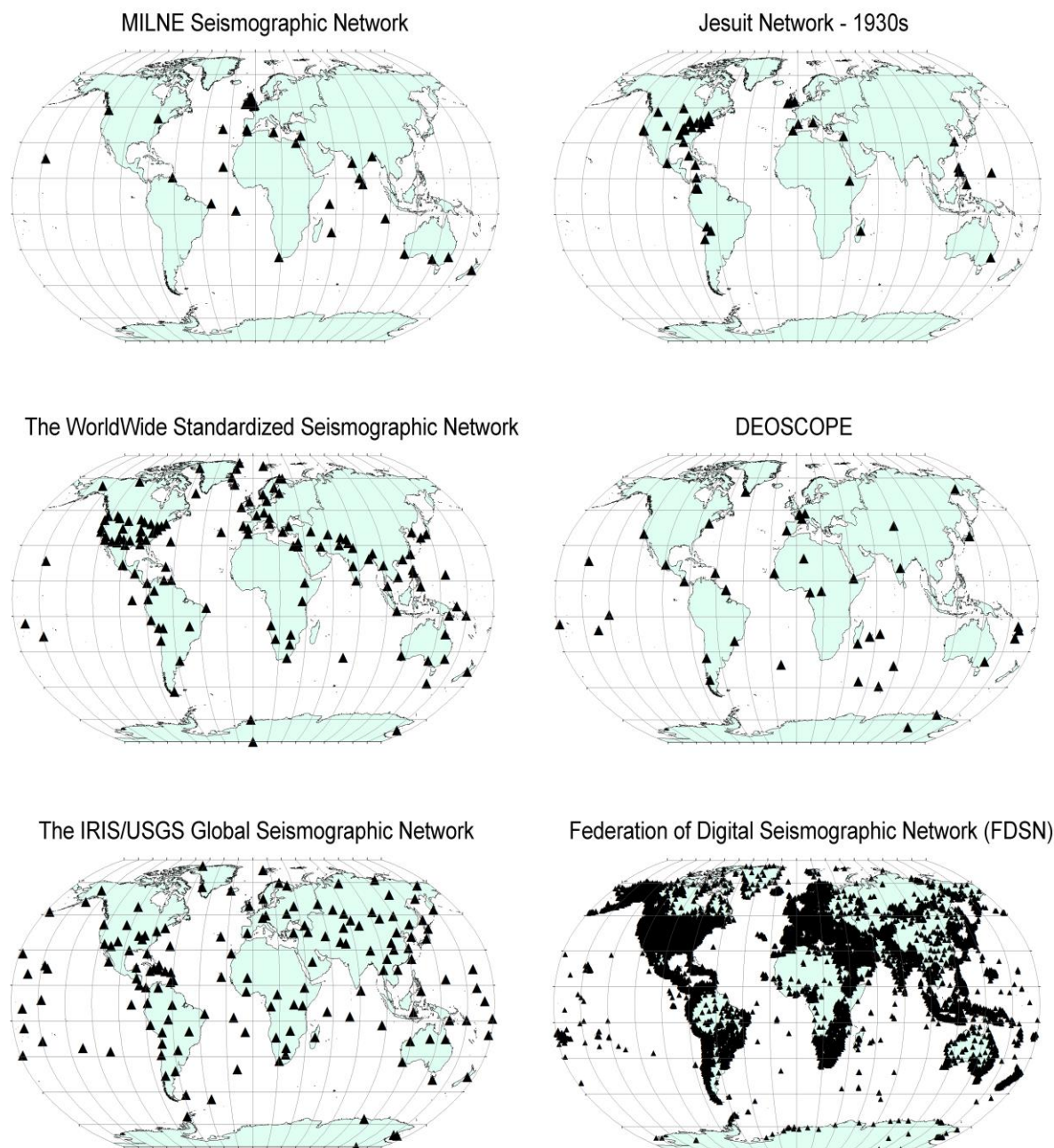


Рис. 1.1.1 – Международные сейсмические сети с относительно стандартизированными приборами, развернутыми в период с 1900 по 2020 г.

В начале XX в. функционировали отдельные сейсмические станции при обсерваториях и университетах в Италии, Германии и Швеции, а также национальные сети в Японии и России [Кирнос и др., 1961]. Для регистрации землетрясений в Арктике важное значение имело открытие в 1904 г. сейсмических станций Берген (Норвегия) и Уппсала (Швеция), в 1906 г. станции Вассияуре (Швеция) и в 1909 г. – Рейкьявик (Исландия).

Развитие в начале XX в. инструментальных наблюдений позволило уже 9 октября 1904 г. инструментально зарегистрировать первое землетрясение, произошедшее в Арктике (севернее 70° с.ш.) [Tams, 1922]. Землетрясение было зарегистрировано 11 сейсмическими

станциями (Рис. 1.1.2). В дальнейшем регистрация сильных землетрясений в Арктике позволила получить первые представления о проявлении сейсмичности на арктических территориях.

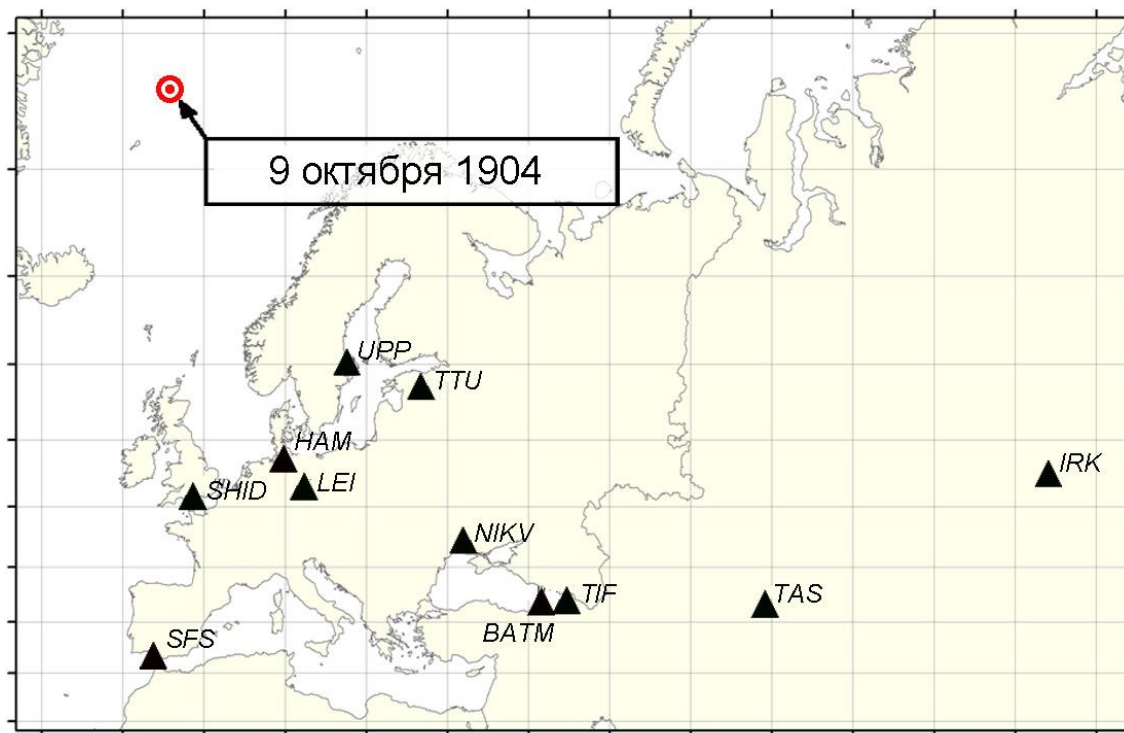


Рис. 1.1.2 – Расположение сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясение 9 октября 1904 г. Кругок с точкой – уточненный эпицентр по [Morozov et, 20196]; треугольники показывают станции, зарегистрировавшие колебания от землетрясения

Более подробно история начального периода инструментальных наблюдений и применявшихся сейсмографов описана в работах [Galitzin, 1911a,b,c; Galitzin, 1914; Berlage 1932; Кирнос и др., 1961; Dewey, Byerly, 1969; Lee et al, 1988; Ferrari,1990; Schweitzer et al., 2003; Schweitzer, 2007]. Данные о сейсмических станциях, функционировавшие в начале XX в., представлены в [Wood, 1921, 1942; McComb, West, 1931; Charlier, Van Gils, 1953; Кирнос и др., 1961].

В первом десятилетии XX в. в ходе проведения арктических экспедиций устанавливались сейсмографы для изучения локальной сейсмичности. С октября 1907 г. по май 1912 г. на о. Диско (Disko) у западного побережья о. Гренландия был установлен сейсмограф Bosche с целью изучения сейсмичности в районе моря Баффина и, прежде всего, о. Гренландия [Harboe, 1912]. С ноября 1911 по 1912 г. были проведены первые исследования локальной сейсмичности на архипелаге Шпицберген. Члены немецкой экспедиции под руководством Георга Ремпа (G. Rempp) установили сейсмограф Mainka и зарегистрировали ряд землетрясений на расстояниях от 160 до 300 км от станции [Rempp, 1914; Austegard, 1976].

Однако вплоть до 1950-х годов стационарные сейсмические станции севернее Полярного круга не устанавливались, за исключением станции Scoresbysund (SCO) на о. Гренландия, установленной в 1928 г и оснащенной сейсмографом Б.Б. Голицына (Рис. 1.1.3; Табл. 1.1). В основном развитие инструментальных наблюдений в мире происходило в сейсмоактивных регионах: увеличивалось число сейсмических станций и повышалась чувствительность их оборудования. Вследствие своей удаленности станции мировой сети регистрировали только достаточно сильные землетрясения в Арктике, хотя постепенно магнитудный порог снижался за счет повышения чувствительности аппаратуры сейсмических станций и их количества.

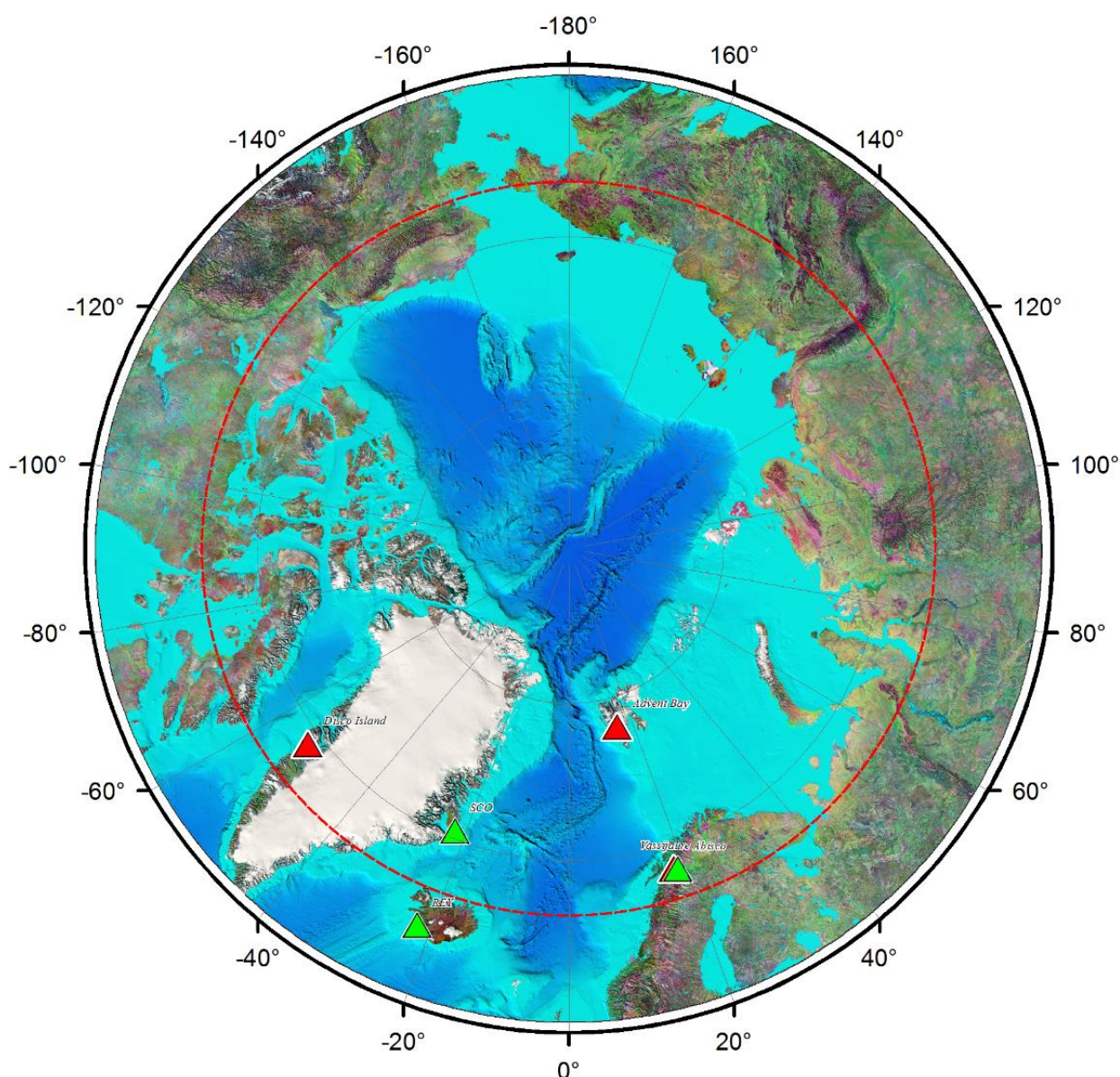


Рис. 1.1.3 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике до 1950-х годов. Зелеными треугольниками указаны сейсмические станции, функционирующие непрерывно в течение указанного периода, красными треугольниками – станции, закрытые в течение указанного периода. Красной линией указан Северный Полярный круг

Таблица 1.1 – Арктические сейсмические станции, функционировавшие севернее Полярного Круга

Регион		Название (код) станции	φ,°	λ,°	Открытие	Заккрытие	Примечание
до 1950 г.							
Западное полушарие	Гренландия	Disco Island	69.09	-53.16	1910	1912	
		Scoresbysund (SCO)	70.48	-21.95	1928		
	Канада	-					
	Аляска	-					
Восточное полушарие	Фенноскандия	Vassijaure	68.42	18.18	1906		в 1915 г. была перенесена на территорию Научно-исследовательской станции Абиско (Abisco)
	Шпицберген	Advent Bay	78.08	15.21	1911	1912	
	СССР	-					
1950–1960 гг.							
Западное полушарие	Гренландия	Thule (TE-)	76.50	-68.61	1957	1966	
		Nord (NOR)	81.60	-16.68	1957	1972	
	Канада	Resolute Bay (RES)	74.69	-94.90	1950		
	Аляска	-					
Восточное полушарие	Фенноскандия	Kiruna (KIR)	67.84	20.42	1951		
		Sodankyla (SOD)	67.37	26.63	1956	1999	
		Tromso (TRO)	69.63	18.93	1960		
	Шпицберген	Isfjord	78.06	13.62	1958	1963	
	СССР	Тикси (TIXI)	71.65	128.87	1956		
		Апатиты (АРА)	67.57	33.41	1956		
		Хейс (КНЕ)	80.62	58.05	1957	1992	
1961–1970 гг.							
Западное полушарие	Гренландия	Godhavn (GDH)	69.25	-53.53	1962	2000	
		Кар Tobin (KTG)	70.42	-21.98	1963	1998	
	Канада	Alert (ALE)	82.50	-62.35	1961		
		Mould Bay (MBC)	76.24	-119.36	1961		
		Coppermine (CMC)	67.83	-115.08	1963	1969	
		Inuvik (INK)	68.31	-133.53	1969		
	Аляска	Barrow (BRW)	71.30	-156.75	1969	2000	
Восточное полушарие	Фенноскандия	Kevo (KEV)	69.76	27.01	1962		
		Kirkenes (KRK)	69.72	30.06	1964	1969	
	Шпицберген	Kingsbay (KBS)	78.93	11.94	1967		
	СССР	Амдерма (AMD)	69.77	61.68	1962	1964	
		Норильск (NRI)	69.43	88.08	1964	1999	
	Иультин (ILT)	67.87	-178.73	1964	1996		

Регион	Название (код) станции	φ,°	λ,°	Открытие	Заккрытие	Примечание	
1971–1980 гг.							
Западное полушарие	Гренландия	Danmark Havn (DAG)	76.77	-18.66	1972		
	Канада	Igloolik (IGL)	69.38	-81.81	1976	2005	в 2005 г. была перенесена на новое место и получила новый код ILON
	Аляска	Indian Mountain (IMA)	66.07	-153.68	1971	2005	
		Fort Yukon (FYU)	66.57	-145.23	1972		
		Fort Yukon (FY1-5)	67.27	-148.97	1976-1977	1980	Сейсмическая группа
		Remote (REM)	65.96	-164.58	1977	1995	
		Kotzebue (KTA)	66.85	-162.61	1977	1982	
		Devil Mountain (DMA)	66.31	-164.52	1977	1982	
		Candle (CDL)	66.11	-161.66	1978	1998	
Barter Island (BI1-4)	70.13	-143.64	1975	1978	Сейсмическая группа		
Восточное полушарие	Фенноскандия	-					
	Шпицберген	Edge Oya (EO1)	77.66	21.22	1975	1976	
	СССР	Батагай (BTGS)	67.65	134.64	1975		
1981–1990 гг.							
Западное полушарие	Гренландия						
	Канада	Sachs Harbour (SWT)	71.99	-125.28	1981	1986	в 1986 г. была перенесена и получила новый код SXT
		Tuktoyaktuk (TKT)	69.43	-133.00	1982	1984	
		Sachs Harbour (SXT)	71.99	-125.24	1986	1992	
	Аляска	Komakuk Beach (KBT)	69.59	-140.18	1981	1991	
		Shingle Point (SPY)	68.92	-137.26	1982	1991	
Bench (BEH)		66.02	-149.81	1985	2006		
Восточное полушарие	Фенноскандия	ARCESS Array (ARCES)	69.54	25.51	1987		Сейсмическая группа
		Lofoten (LOF)	68.13	13.54	1987		
		Kautokeino (KTK1)	69.02	23.24	1989		
	Шпицберген	Баренцбург (BRB)	78.06	14.22	1982	199?	
		Пирамида (PIR)	78.66	16.35	1984	1988	
		Hornsund (HSP)	77.01	15.55	1984		
	СССР	Сайды (SAYS)	68.70	134.40	1980	1995	
		Табалах (TBK)	67.50	136.50	1980	1995	
		Амдерма (AMD)	69.77	61.68	1983	1986	
		Тенкели (TLIS)	70.20	140.80	1984	1994	
	Юбилейная (YUB)	70.70	136.10	1985	1993		
	Столб (SOTR)	72.40	126.80	1985	1994		

Регион		Название (код) станции	φ,°	λ,°	Открытие	Закрытие	Примечание
		Кюсюр (KYU)	70.70	127.40	1985	1990	
		Найба (NAYS)	70.80	130.70	1985	2000	
		Таймылыр (TML)	72.60	121.90	1986	1994	
		Полярные Зори (PLZ)	67.4	32.53	1986	199-	
		Полярный Круг (PLQ)	66.44	32.75	1988	199-	
1991–2000 гг.							
Западное полушарие	Гренландия	Sodankyla (SDF)	67.42	26.39	1992	2001	
		Sondre (SFJ)	67.00	-50.62	1996		с 2005 года стала функционировать под кодом SFJD
		Daneborg (DBG)	74.31	-20.22	2000		
		Hjoernedal (HJO)	70.35	-28.16	2000		
		North Grip (NGR)	75.00	42.32	2000		
	Канада	Thule (TULEG)	76.54	-68.82	2000		
		Baffin Island (BINU)	68.46	-71.59	2000		
		Grise Fiord (GFNU)	76.42	-82.90	2000		
		Pond Inlet (PINU)	72.70	-77.98	2000	2007	
		Taloyoak (SBNU)	69.54	-93.56	2000	2002	
Аляска	Eureka (EUNU)	80.05	-86.42	2000			
Восточное полушарие	Фенноскандия						
	Шпицберген	Spitsbergen Array (SPITS)	78.18	16.37	1991		Сейсмическая группа
	Россия	Ловозеро (LVZ)	67.90	34.65	1992		
		Апатиты (AP0)	67.61	32.99	1992		Сейсмическая группа
		Амдерма (AMD)	69.77	61.68	1993	2003	Сейсмическая группа с апертурой около 100 м
		Норильск (NRIL)	69.51	88.44	1992	2014	
		Bilibino (BILL)	68.04	166.27	1995		
2001–2010 гг.							
Западное полушарие	Гренландия	Aasiaat (ASIG)	68.71	-52.87	2004		
		Aftenstjerne Lake (ASSG)	82.17	-38.1	2004		
		Citronen Fjord (CFJ)	83.08	-28.32	2004		
		Frank Field Bay (FFBG)	82.13	-56.03	2006		
		Ilulissat (ILUG)	69.22	-51.11	2006		
		Ilulissat (ILULI)	69.21	-51.11	2009		
		Icelocation 2 (IS2)	69.17	-44.74	2000		
		Icelocation 2 (IS3)	68.91	-31.54	2000		

Регион		Название (код) станции	φ,°	λ,°	Открытие	Заккрытие	Примечание	
		Kullorsuaq (KULLO)	74.58	-57.22	2009			
		Eemian (NEEM)	77.45	-51.07	2007			
		North Griq (NGR)	75.00	-42.32	2000			
		Rypely (RYL)	83.00	-34.07	2006			
		Sarfartog 4 (SA4G)	66.59	-52.43	2006			
		Kangerlussuaq 2 (SFJD)	67.00	-50.62	2005			
		Sisimiut (SISG)	66.94	-53.64	2006			
		Soedalen (SOEG)	68.20	-31.38	2000			
		Summit (SUMG)	72.58	-38.45	2002			
		Uummannaq (UMM)	70.68	-52.13	2004			
	Канада	Igloolik (ILON)	69.37	-81.82	2005			
		Kugluktuk (KUKN)	67.82	-115.09	2010			
	Аляска	Coldfoot (COLD)	67.23	-150.20	2004			
		Red Dog Mine (RDOG)	68.05	-162.91	2009			
Восточное полушарие	Фенноскандия	Sodankylä (SGF)	67.44	26.53	2001			
		Dundret (DUNU)	67.10	20.60	2003			
		Masugnsbyn (MASU)	67.50	220	2003			
		Nikkaluokta (NIKU)	67.90	190	2003			
		Ertsjaerv (ERTU)	66.60	22.20	2004			
		Pajala (PAJU)	67.00	23.10	2004			
		Hetta (HEF)	68.41	23.66	2006			
		Kilpisjarvi (KIF)	69.04	20.80	2006			
		Varrjo (VRF)	67.75	29.61	2007			
		Steigen (STEI)	67.93	15.242	2007			
	Hammerfest (HAMF)	70.64	23.68	2010				
	Шпицберген	Баренцбург А (BRBA)	78.06	14.22	2001			
		Баренцбург В (BRBB)	78.09	14.21	2001		Сейсмоинфразвуковой комплекс	
		Vjornoya (BJO1)	74.50	19.00	2005			
		Hopen (HOPEN)	76.51	25.01	2007			
		Hornsund (HSPB)	77.00	15.53	2010			
	Россия	Депутатский (DEPR)	69.39	139.90	2003			
		Териберка (TERR)	69.20	35.11	2009			
	о. Ян-Майен	Амдерма (AMDE)	69.76	61.68	2010	2019	Станция была перенесена за пределы поселка и получила новый код AMDE1	
		Jan Mayen (JMIC)	70.99	-8.51	2003			
	2011–2020 гг.							
		Гренландия	Godhavn (GDH)	69.25	-53.53	2019		

Регион		Название (код) станции	φ,°	λ,°	Открытие	Заккрытие	Примечание
Западное полушарие		Icesheet (ICESG)	69.09	-39.65	2011		
		Niaqornat (NIAQ)	70.79	-53.66	2019		
		Saattut (SAATT)	70.81	-51.63	2019		
		Saqqaq (SAQQ)	70.01	-51.94	2019		
	Канада	Clyde River (CLRN)	70.47	-68.59	2011		
		Pond Inlet (POIN)	72.70	-77.96	2018		
	Аляска	A19K	70.20	-161.07	2020		
		A21K	71.32	-156.62	2020		
		A22K	71.00	-154.97	2020		
		B18K	69.36	-161.80	2020		
		B20K	70.01	-157.16	2020		
		B22K	70.34	-153.42	2020		
		C16K	68.28	-165.34	2020		
		C18K	68.65	-161.19	2020		
		C19K	69.11	-159.59	2020		
		C21K	69.16	-154.78	2020		
		C23K	69.84	-150.61	2020		
		C26K	69.92	-144.91	2020		
		C27K	69.63	-143.71	2020		
		D17K	67.70	-163.08	2020		
		D20K	68.71	-156.61	2020		
		D22K	68.88	-152.68	2020		
		D24K	69.15	-148.82	2020		
		D25K	69.32	-146.38	2020		
		E18K	67.42	-160.60	2020		
		E19K	67.46	-157.23	2020		
		E21K	68.44	-153.97	2020		
		E22K	68.13	-151.81	2020		
		E24K	68.08	-148.49	2020		
		E25K	68.12	-145.57	2020		
		E27K	68.19	-141.60	2020		
		F18K	66.60	-159.65	2020		
	F20K	67.05	-153.48	2020			
F21K	67.22	-155.73	2020				
G23K	66.71	-150.02	2020				
G24K	66.70	-147.48	2020				

Регион		Название (код) станции	φ,°	λ,°	Открытие	Заккрытие	Примечание
		G27K	66.81	-141.66	2020		
		PS01	70.26	-148.61	2020		
		PS04	68.42	-149.36	2020		
		PS05	66.81	-150.67	2020		
		Toolik Lake (TOLK)	68.64	-149.57	2020		
Восточное полушарие	Фенноскандия	Jettan (JETT)	69.56	20.41	2014		
		Vadso (VADS)	70.12	29.36	2016		
		Laukkuluspa (RATU)	67.82	19.59	2011		
		Fauske (FAUS)	67.38	15.29	2014		
		Gildeskaal (GILDE)	66.93	14.19	2019		
		Røst (ROEST)	67.52	12.11	2019		
		Vaagaholmen (VAGH)	66.73	13.27	2019		
		Lossi (LOSSI)	68.19	17.79	2020		
		Vestbygd (VBYGD)	68.36	15.39	2020		
	Шпицберген	Пирамида (PYR)	78.66	16.35	2015		
		Bear Island Array (BEAR)	74.50	19.01	2019		
	Россия	Белая гора (YBGR)	68.53	146.19	2011		
		Земля Франца-Иосифа (ZFI)	80.81	47.66	2011	2017	
		Земля Франца-Иосифа (ZFI2)	80.81	47.66	2011		
		Земля Франца-Иосифа (ZFI3)	80.81	47.61	2012	2015	
		Нарьян-Мар (NRM)	67.65	53.04	2011	2013	
		Омега (OMEGA)	80.78	47.73	2015		
		Рыбачий (PRYB)	69.75	32.18	2015		
		Северная Земля (SVZ)	79.28	101.66	2016		
		Столб (SOTR)	72.40	126.81	2013		
		Бованенково (BVNN)	70.48	68.55	2017		
		Сабетта (SBTT)	71.22	71.79	2017		
		Харасавэй (HRSV)	71.19	67.04	2017		
		Амдерма (AMDE1)	69.72	61.67	2019		
		Колба (KOLBA)	73.53	80.70	2020		

В монографии [Gutenberg, Richter, 1954] предполагается, что все землетрясения, которые происходили на Земле с начала XX в. с $M \geq 7.0$ были зарегистрированы сейсмическими станциями. Р. Дж. Ветмиллер и Р.Б. Форсайт [Wetmiller, Forsyth, 1978] пришли к выводу, что это утверждение применимо и к Арктике. Г.П. Аветисов в своей монографии [Аветисов, 1996] оценивает значения представительной магнитуды в этот период в $M=5.5-6.0$. К 1940-м годам XX в. в арктическом регионе уже регистрировались землетрясения с $M=6.0$, а с середины 1950-х годов. – с $M=5.0$ [Wetmiller, Forsyth, 1978]. В работе [Morozov et, 2019] отмечается, что в период с 1904 по 1911 г. станции мировой сети могли регистрировать землетрясения в Арктике с магнитудой (M_w) от 6.3, с 1911 г. – от 5.5, в уже с 1915 г. – от 5.0.

Также в работе [Wetmiller, Forsyth, 1978] оценивается точность вычисления параметров эпицентров арктических землетрясений в первой половине XX в. Авторы приходят к выводу, что до 1962 г. ошибка в определении эпицентров была ± 100 км, а для некоторых землетрясений доходила до ± 300 км. В работе [Линден, 1959] были переработаны относящиеся к Арктике материалы инструментальных наблюдений сейсмических станций Советского Союза за период с 1908 по 1958 г. с привлечением данных мировой сейсмической сети. Были определены параметры гипоцентров для 350 землетрясений и только 19 землетрясений были отнесены к классу точности Б (ошибка не более 50 км), остальные к категории неклассных (ошибка более 50 км).

С 1950 по 1960 г. количество сейсмических станций севернее Полярного круга увеличилось (Табл. 1.1). Прежде всего, этому способствовала подготовка и проведение Международного геофизического года (1957–1958 гг.) [Odishaw, 1959; Stoneley, 1960]. Новые сейсмические станции, севернее Полярного Круга, появились на территориях Арктической Канады, о. Гренландия, архипелага Шпицберген, Фенноскандии и СССР. В Арктической зоне СССР в этот период начали функционировать станции Тикси (1956), Апатиты (1956) и на архипелаге Земля Франца-Иосифа станция Хейс (1957) (Рис. 1.1.4).

В работе [Wetmiller, Forsyth, 1978] отмечается, что с середины 1950-х годов арктические землетрясения регистрировались без пропуска с $M=5.0$. Согласно [Аветисов, 1996], минимальный уровень регистрируемых без пропусков землетрясений в этот период понизился до $M=4.5-5.0$, в то время как в Фенноскандии уверенно регистрировались землетрясения с $M=3.0-3.5$. Ошибка в определении эпицентров для большинства землетрясений была более 50 км [Линден, 1959].

В 1960-х годов начинается развёртываться Всемирная сеть сейсмических станций (World-Wide Network of Seismograph Stations, WWSSN), которая насчитывала к 1971 г. примерно 120 станций с однотипной аппаратурой (Рис. 1.1.5). Станции были распределены

на большей части суши, за исключением Советского Союза, Китая и Франции, включая её бывшие колоний в Африке [Oliver, Murphy, 1971; Bondár I., Engdahl, 2019]. Севернее Полярного круга в рамках создания сети WWSSN новые сейсмические станции появились на архипелаге Шпицберген, о. Гренландия, в Фенноскандии и на Аляске (Табл. 1.1). С развертыванием сети WWSSN количество зарегистрированных событий во всем мире увеличилось в несколько раз. На основе этих данных были выявлены точные закономерности сейсмичности Земли, которые во многом способствовали развитию концепции тектоники плит [Oliver, Murphy, 1971].

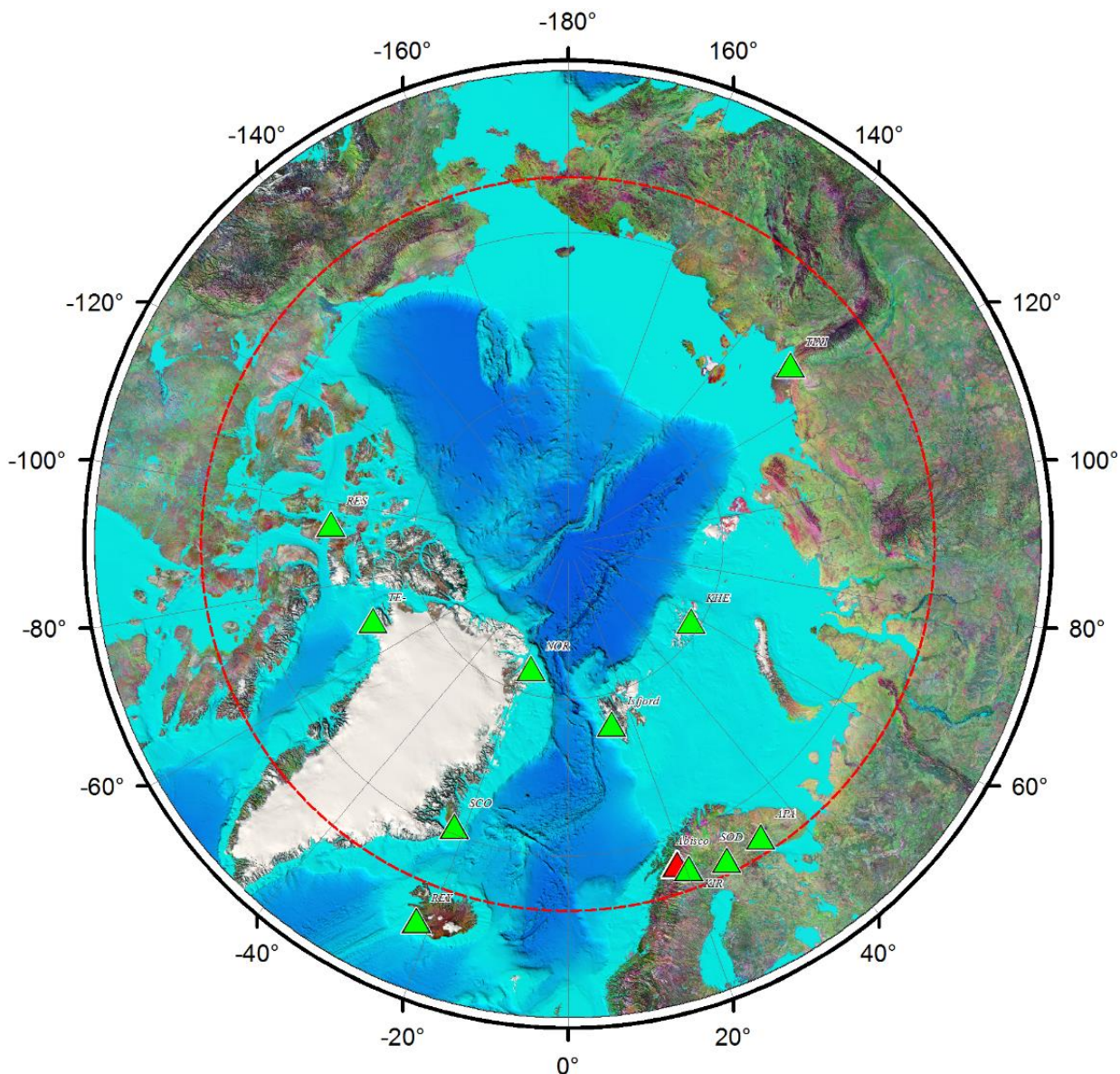


Рис. 1.1.4 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике в период с 1950 по 1960 г. Обозначения аналогичны рисунку 1.1.3

Также в этот период произошло расширение сети сейсмических станций в Арктической Канаде. За период с 1961 по 1969 г. были введены в строй четыре станции (Табл. 1.1). На Аляске в 1964 г. чуть южнее Полярного Круга начинает функционировать сейсмическая группа ALPA (Alaskan Long Period Array) с целью мониторинга ядерных

испытаний, производимых на архипелаге Новая Земля. Группа состояла из 19 датчиков с апертурой 19 км и функционировала она до 1979 г (Рис. 1.1.5).

В 1964 г. Сессия Совета по сейсмологии приняла структуру Единой системы сейсмических наблюдений в СССР (ЕССН). Было принято, что ЕССН будет состоять из опорных и региональных станций, объединённых в соответствующие сети. Осенью 1964 г. на сессиях Совета по сейсмологии было принято положение о зональных сетях сейсмических станций, независимых от республиканских границ, объединённых едиными объектами наблюдений и исследований – сейсмоактивными зонами. Одной из сейсмоактивных зон была Арктическая [Старовойт, 2005]. В этот период в Советском Союзе начали функционировать сейсмические станции Норильск (NRI), Иультин (ILT) и Амдерма (AMD).

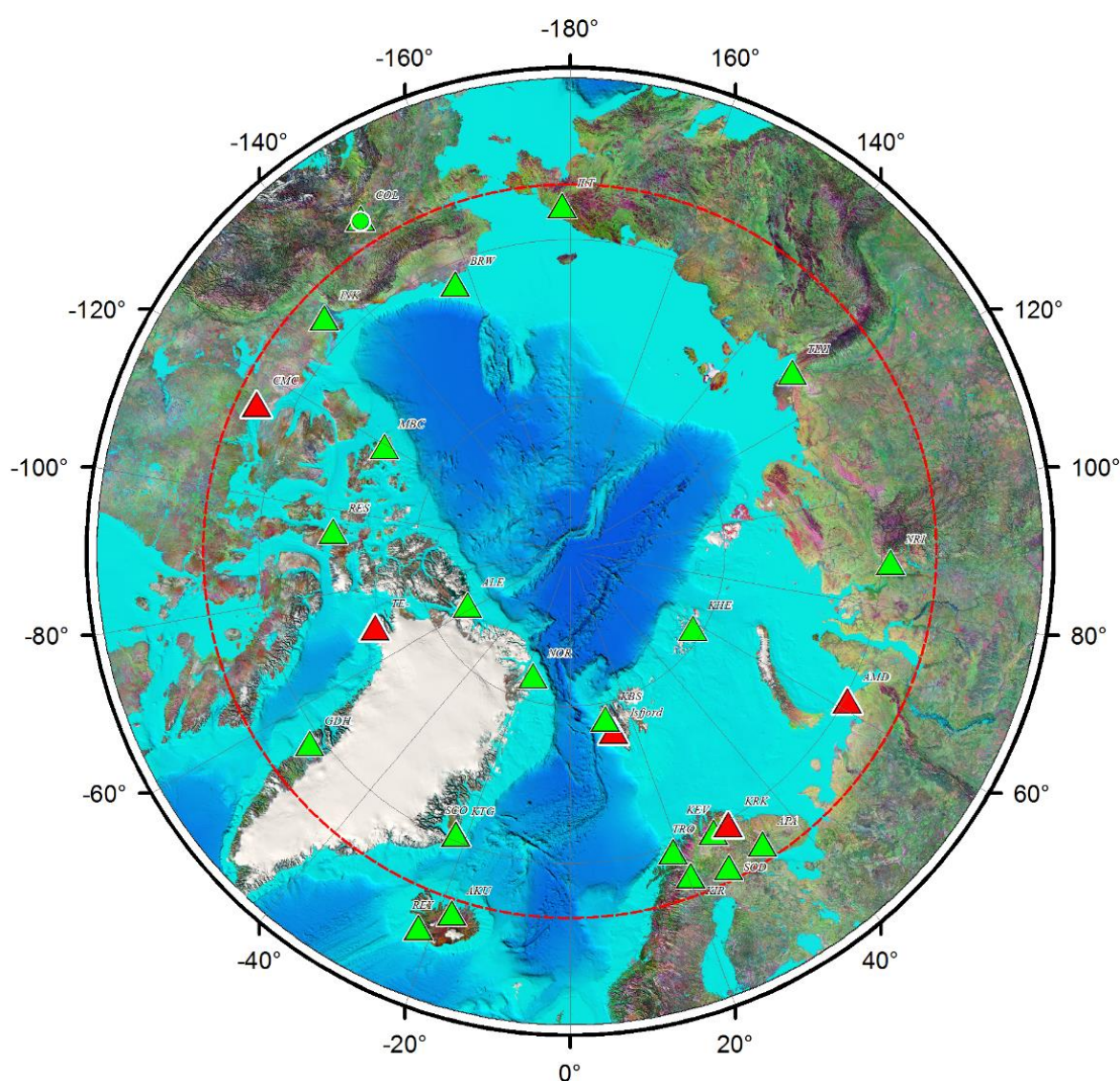


Рис. 1.1.5 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике в период с 1960 по 1970 г. Зелеными треугольниками указаны сейсмические станции, а кружками – сейсмические группы, функционировавшие непрерывно в течение указанного периода; красными треугольниками и кружками – закрытые в течение указанного периода, соответственно, станции и группы. Красной линией указан Северный Полярный Круг

Таким образом, к началу 1970-х годов, благодаря расширению сети арктических станций, представительный уровень регистрации в целом для Арктики составил $M=4.0-4.5$ [Аветисов, 1996]. В Арктической Канаде в этот период регистрируются все землетрясения с $M=4.5$ [Leblanc, Wetmiller, 1974]. Ошибка в определении эпицентров, согласно [Wetmiller, Forsyth, 1978], была около 50 км для большинства землетрясений и около 20 км для сильных землетрясений. В [Новый каталог..., 1977] для землетрясений с 1963 по 1974 г. характерен класс точности не ниже 4 (погрешность $\pm 0.2^\circ$).

В течение 1970-х годов расширение сети арктических станций происходило практически только на Североамериканском континенте, главным образом на Аляске [Аветисов, 1996]. За период с 1971 по 1977 г. были открыты шесть сейсмических станций (Табл. 1.1). В районе научно-исследовательской базы, в которой функционировала станция Fort Yukon (FYU), в 1976–1977 гг. была организована сейсмическая группа из пяти станций. Также в период с 1975 по 1978 г. функционировала сейсмическая группа Barter Island (BI-4), состоящая из четырёх станций с апертурой около 120 км (Рис. 1.1.6).

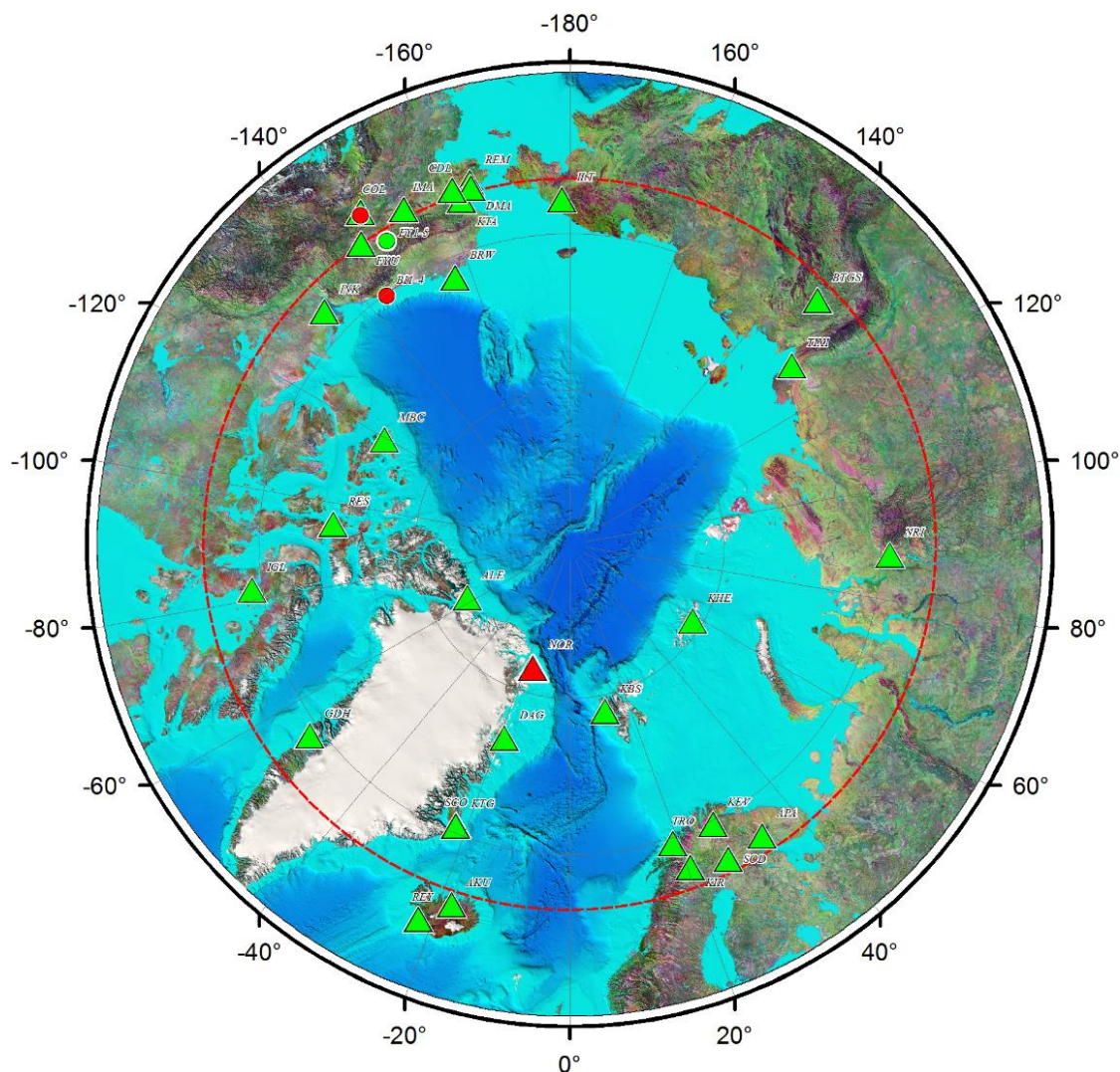


Рис. 1.1.6 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике в период с 1970 по 1980 г. Обозначения аналогичны рисунку 1.1.6.

В восточном полушарии изменение сети арктических станций произошло на архипелаге Шпицберген, где в 1977 г., в районе ошутимого землетрясения 18 января 1976 г., была открыта станция Edge Oya (EO1). А также в СССР, где в 1975 г. в Якутии была открыта станция Батагай (BTGS) (Рис. 1.1.6).

Как отмечается в [Аветисов, 1996], подобное незначительное расширение сети не могло заметно отразиться на общем для Арктики представительном уровне регистрируемых землетрясений, которое равнялось $M=4.0-4.5$. Хотя были и более пессимистические оценки чувствительности сети сейсмических станций в этот период. Например, в [Kristoffersen, 1982] утверждается, что для центральной части срединно-арктического хребта значение представительной магнитуды (m_b) могло достигать значений 5.0–5.2.

В 1980-е годы количество арктических сейсмических станций заметно увеличилось (Табл. 1.1). После разрушительных землетрясений около п. Газли (Узбекистан) в апреле и мае 1976 г. направление дальнейших исследований в области сейсмологии и сейсмостойкого строительства в Советском Союзе определило Постановление Совета Министров СССР в 1977 г. В частности, в 1978 г. в целях усиления научных исследований в области сейсмологии в Академии наук СССР в системе сейсмических наблюдений был осуществлён перевод станций на новую систему финансирования. Это крайне положительно сказалось на развитии региональных сетей сейсмических станций. В течение 80-х годов было открыто более 200 новых станций [Старовойт, 2005]. В Арктическом регионе благодаря усилиям сотрудников Кольского научного центра Академии наук СССР были открыты станции на архипелаге Шпицберген: в 1982 г. Баренцбург (BRB); в 1984 г. Пирамида (PIR), закрытая в 1988 г; На Кольском полуострове были открыты станции: в 1986 г. Полярные Зори (PLZ); в 1988 г. Полярный Круг (PLQ). Почти после двадцатилетнего перерыва возобновила работу в 1983 г. станция Амдерма (AMD) [Кременецкая и др., 1991; Виноградов и др., 2012] (Рис. 1.1.7).

Огромная работа по расширению сети региональных станций была проведена сотрудниками Опытной-методической сейсмологической партии Якутского филиала Сибирского отделения Академии наук СССР. К концу 1980-х годов в Якутии функционировала сеть из одной опорной сейсмической станции и 21 региональной. Среди них девять станций функционировали севернее Полярного Круга (Рис. 1.1.7; Табл. 1.1).

С 1986 г. начинает функционировать Глобальная сейсмическая сеть (Global Seismic Network, GSN), созданная в партнерстве между Геологической службой США (USGS), Национальным научным фондом (NSF) и Объединенными исследовательскими институтами по сейсмологии (IRIS) [Hutt et al., 2002]. Сеть GSN обеспечивает практически

однородный всемирный мониторинг Земли с помощью более 150 современных сейсмических станций, расположенных по всему миру. Станции GSN находятся в ведении сейсмологической лаборатории USGS в Альбукерке, группы IDA (International Deployment of Accelerometers) в Калифорнийском университете в Сан-Диего и в других дочерних организациях.

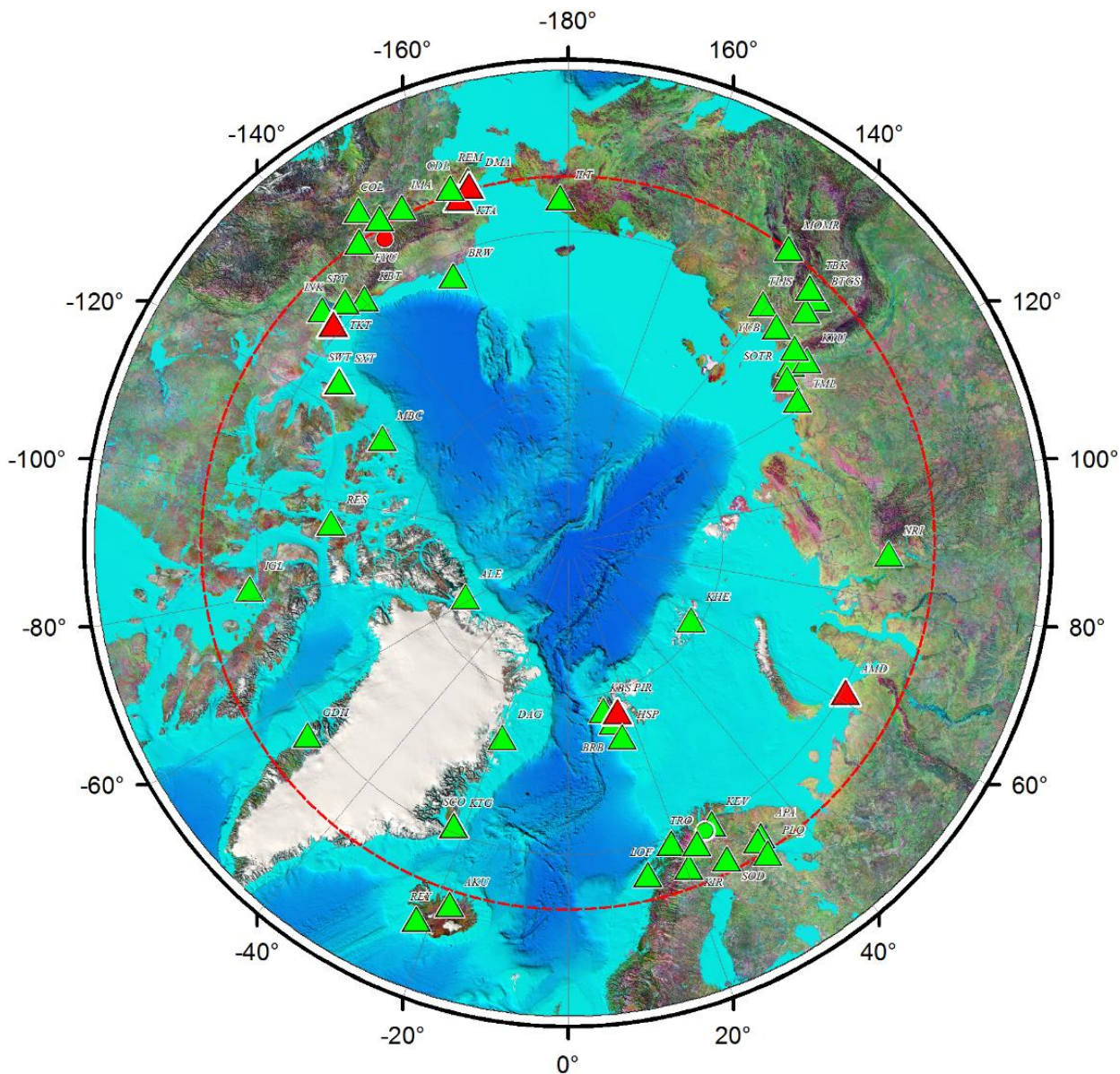


Рис. 1.1.7 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике в период с 1980 по 1990 г. Обозначения аналогичны рисунку 1.1.6.

В Арктическом регионе к сети GSN стали принадлежать ранее уже функционировавшие станции Kingsbay (KBS), Alert (ALE), Kangerlussuaq (SFJD), College (COL), Kevo (KEV) и Tiksi (TIXI). В последствии в 1990-х годах уже под эгидой этой сети будут открываться новые сейсмические станции в Арктическом регионе.

На Аляске в этот период были открыты четыре станции, а в Арктической Канаде – две станции (Табл. 1.1). Сеть Гренландии осталась без изменений. В Норвегии агентством

NORSAR в 70-х и 80-х годах были введены в строй несколько сейсмических групп в Норвегии. За Полярным кругом в 1987 г. начала функционировать группа ARCES [Schweitzer, Roth, 2015]. На архипелаге Шпицберген в 1984 г. была открыта новая станция Hornsund (HSP) (Рис. 1.1.7).

Сеть арктических сейсмических станций к концу 1980-х годов обеспечивала регистрацию без пропусков землетрясений с $M=3.9-4.0$. В то же время в Арктической Канаде и Северной Аляске регистрировались землетрясения с $M=3.0-3.5$. Для Фенноскандии это значение доходило до $M=2.0-2.5$ [Аветисов, 1996].

После распада СССР в 1991 г. и последующего после этого экономического кризиса количество сейсмических станций в России заметно сократилось. За период с 1991 по 1994 г. в России прекратили свою работу около 60 станций [Маловичко и др., 2007]. В частности, в Арктическом регионе закрылись сейсмические станции: Хейс (KHE) на архипелаге Земля Франца-Иосифа; законсервирована станция Баренцбург (BRB); станция в Магадане Иультин (ILT); якутские станции Кюсюр (KYU), Сайды (SAYS), Столб (SOTR), Табалах (TBK), Таймылыр (TML), Тенкели (TLIS), Юбилейная (YUB) и в 2000 г. станция Найба (NAYS). В результате землетрясения из Российской Арктики могли регистрировать только удаленные сейсмические станции.

Масштабное закрытие арктических сейсмических станций в 1990-х затронуло не только Россию. В Арктической Канаде и на Аляске были закрыты шесть арктических станций. Две станции перестали функционировать в Гренландии и Финляндии (Рис. 1.1.8).

В период с 1990 по 2000 г., несмотря на экономический кризис в России, закрытие одних станций компенсировалось открытием новых станций и модернизацией действующих. В 1988 г. СССР вступил в Международную федерацию цифровых сейсмических сетей (International Federation of Digital Seismograph Networks) и заключил соглашение с Консорциум научно-исследовательских институтов по сейсмологии (IRIS), предусматривающее оснащение ряда сейсмических станций современной цифровой сейсмической аппаратурой [Старовой, Чернобай, 1994].

Благодаря сотрудничеству с IRIS в 1992 г. в Ловозерском горном массиве в подземном руднике «Карнасурт» ОАО «Севредмет» была установлена станция Ловозеро (LVZ), оборудованная высокочувствительной аппаратурой с динамическим диапазоном 120–140 Дб в полосе частот от 0.003 до 40 Гц [Старовойт, 2005]. В 1992 г. была установлена новая станция Норильск (NRIL), вошедшая в сеть GSN, которая впоследствии заменила закрытую в 1999 г. станцию NRI. В 1995 г. в Магаданской области была открыта станция Bilibino (BILL), которая также стала часть сети GSN (Рис. 1.1.8).

Бюро отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Академии Наук СССР под председательством академика В.А. Жарикова 31 мая 1991 г. приняло постановление №13100/6-54 «Об организации Кольского регионального сейсмологического центра Кольского научного Центра АН СССР» (КРСЦ КНЦ). Уже летом 1991 г. сотрудники нового сейсмологического центра провели работы по модернизации опорной станции сети Апатиты (АРА). В дополнение к аналоговым сейсмографам на ней была установлена цифровая аппаратура нового поколения: комплект из трех сейсмометров типа S-13, соединенный через аналого-цифровой преобразователь Nanometric RD-3 с персональной ЭВМ PS-2. По прошествии года вместо датчиков S-13 стали применяться трехкомпонентные Guralp CMG-3T.

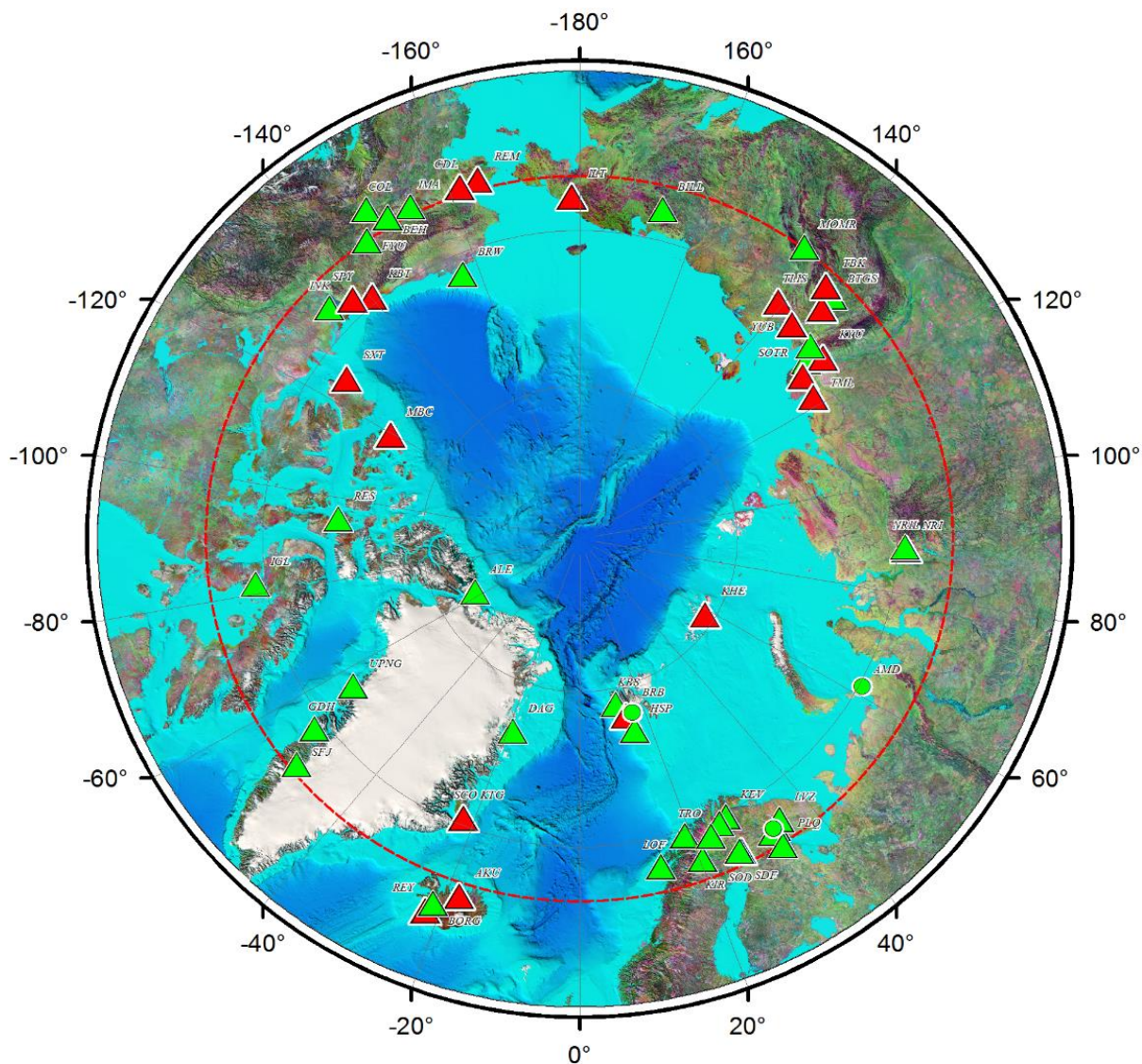


Рис. 1.1.8 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике в период с 1990 по 2000 г. Обозначения аналогичны рисунку 1.1.6.

В 1992 г. при технической помощи NORSTAR и при финансовой поддержке со стороны Кольской АЭС на территории эколого-геофизического полигона Кольского научного Центра РАН на побережье озера Имандра в 17 км от г. Апатиты была создана

первая в России малоапертурная сейсмическая группа (small-aperture array), получившая в дальнейшем свой международный код AP0. Группа состояла из 11 сейсмометров Geotech 500, три из них образовали трехкомпонентную станцию в центре, остальные регистраторы вертикальных движений были равномерно размещены на двух окружностях с радиусом 200 м (3 прибора) и 500 м (5 приборов). Введение группы в эксплуатацию позволило обеспечить регистрацию фоновой сейсмичности территории в радиусе 50 км от Кольской АЭС, включая север Беломорского региона, с магнитудным порогом $M=0-1.0$ [Виноградов и др., 2012] (Рис. 1.1.9).

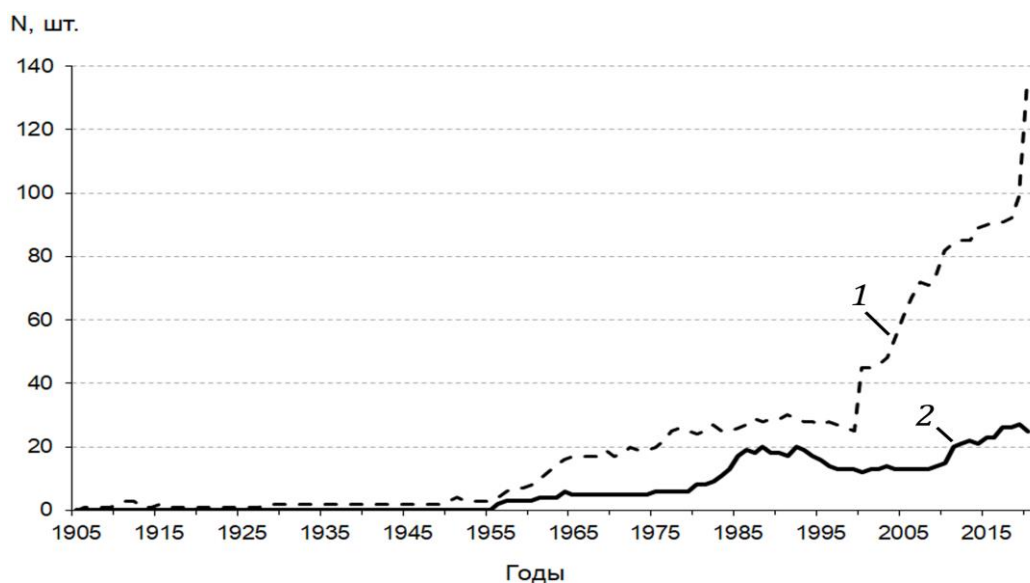


Рис. 1.1.9 – Динамика изменения по годам количества стационарных сейсмических станций, функционирующих севернее Полярного Круга: 1 – зарубежные станции; 2 – отечественные станции

В конце 1990-х годов была создана Международная система мониторинга (International Monitoring System, IMS) в рамках Организации Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний (ОДВЗЯИ). IMS предназначена для мониторинга ядерных испытаний. Сейсмический компонент IMS включает 50 основных и 120 вспомогательных сейсмических станций, которые используются Международным центром данных (International Data Centre, IDC) для выпуска бюллетеня (REB).

На архипелаге Шпицберген агентством NORSAR в 1991 г. была введена в строй сейсмическая группа SPITS [Schweitzer, Roth, 2015]. В Арктической Канаде с 2000 г. начали функционировать пять новых станций (Табл. 1.1). Среди них станция Eureka (EUNU) является самой северной в Канаде. Канадская станция Thule (TULEG) в 2000 г. была установлена на западном побережье о. Гренландия. Также на о. Гренландия в этот период были установлены шесть новых сейсмических станций (Рис. 1.1.8; Табл. 1.1).

В начале XXI в. началось самое значительное за весь инструментальный период увеличение сети зарубежных и российских арктических станций (Рис. 1.1.9). Благодаря

сотрудникам Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН в 2000–2001 гг. на архипелаге Шпицберген были возобновлены инструментальные наблюдения на станции Баренцбург (BRBA).

В августе 2001 г. в четырех километрах к северу от неё на побережье Ис-фиорда установлен сейсмоинфразвуковой комплекс BRBB, состоящий (в наст. время) из сейсмографа CMG-3ESPC и трех геофонов GSV-316 с частотным диапазоном 1–50 Гц. В 2015 г. были возобновлены инструментальные наблюдений на станции Пирамида с установкой сейсмоинфразвукового комплекса, состоящего из сейсмографа CMG-6T и трех микрофонов MPA-201 BSWA-Tech (Рис. 1.1.10).

В районе размещения береговой инфраструктуры для освоения Штокмановского газоконденсатного месторождения в 2009 г. была открыта сеймостанция Териберка (TERR), укомплектованная короткопериодным сейсмографом CMG-40T [Виноградов и др., 2012]. В 2015 г. была установлена новая станция на полуострове Рыбачий Кольского полуострова с кодом PRYB. Сотрудниками Центрального отделения ФИЦ ЕГС РАН в 2017 г. установили три сейсмические станции по полуострову Ямал: Бованенково (BVNN), Сабетта (SBTT) и Харасавэй (HRSV).

Якутским филиалом ФИЦ ЕГС РАН удалось модернизировать существующие и установить новые станции на севере Якутии, доведя их количество до уровня конца 80-х годов. В XXI в. были установлены следующие сейсмические станции: в 2003 г. Депутатский (DEPR); в 2011 г. Белая гора (YBGR); в 2013 г. были возобновлены инструментальные наблюдения на станции Столб (SOT) (Рис. 1.1.10).

Сотрудники ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН в 2010 г. установили сейсмическую станцию AMDE на побережье Карского моря в п. Амдерма [Данилов и др., 2013; Antonovskaya et al, 2020]. Ранее в этом поселке в разные периоды времени проводились инструментальные наблюдения: с 1962 по 1964 г.; с 1983 по 1986 г. и с 1993 по 2003 г. А в 1993 г в поселке функционировала сейсмическая группа с апертурой около 100 м [Виноградов и др., 2012]. Первоначально станция AMDE была оснащена широкополосным датчиком производства Guralp System Ltd, но из-за труднодоступности местности и сложных климатических условий в 2012 г. широкополосный датчик был заменён на короткопериодный CMG-40T той же фирмы для упрощения эксплуатации аппаратуры. В 2019 г. станция была перенесена за пределы п. Амдерма с целью уменьшения влияния техногенных шумов на станцию. Новая станция была оснащена аппаратурой Trillium Compact 120s и получила код AMDE1.

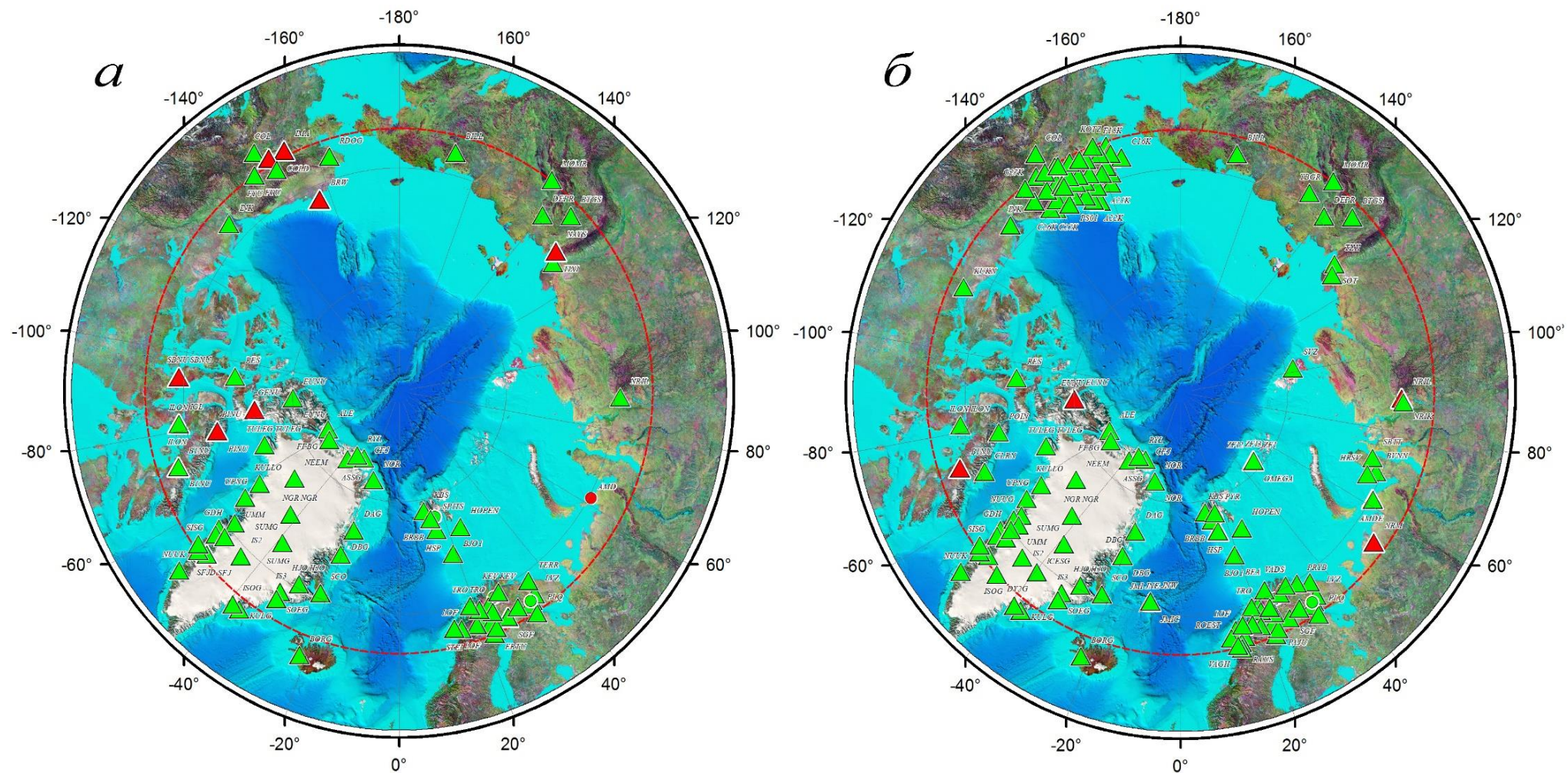


Рис. 1.1.10 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике в период с 2000 по 2010 г. (а) и с 2010 по 2020 г. (б). Обозначения аналогичны рисунку 1.1.6.

В 2011 г. на архипелаге Земля Франца-Иосифа (о. Земля Александры) на небольшом удалении друг от друга были установлены сейсмические станции ZF1 и ZF12, оснащенные первоначально широкополосным и короткопериодным датчиками, производства Guralp System Ltd [Danilov et al, 2014; Antonovskaya et al, 2020]. Впоследствии станция ZF1 с широкополосным датчиком была закрыта, а на станции ZF12 в 2017 г. был установлен датчик Trillium Compact -120s с регистратором Centaur-3 (Nanometrics, Canada). В 2015 г. на удалении 2.5 км от станции ZF12 на территории базы национального парка «Русская Арктика» была установлена новая сейсмическая станция, которой был присвоен код «OMEGA». Станция оснащена широкополосным датчиком CMG-3T Polar, производства Guralp System Ltd [Antonovskaya et al, 2020].

В 2016 г. на архипелаге Северная Земля (о. Большевик) впервые была установлена стационарная сейсмическая станция SVZ, оснащенная датчиком CMG-6TD [Антоновская и др., 2018]. В 2020 г. также впервые на побережье Карского моря в районе поселка Диксон была установлена стационарная сейсмическая станция KOLBA, оснащенная аппаратурой Trillium Compact 120s. Все установленные в Арктике сейсмические станции входят в состав Архангельской сейсмической сети (код сети АН, DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>).

Установка сотрудниками ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН сейсмических станций на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля, а также на побережье Карского моря позволила уменьшить значение представительной магнитуды для центральной части Евразийской Арктики и начать регистрировать низкомagnitude землетрясения и анализировать распределение их эпицентров в пространстве и во времени [Антоновская и др., 2013; Morozov et al., 2014, 2015; 2016; 2017; 2018; Конечная, 2013, 2015; Рогожин и др., 2016а,б; Rogozhin et al., 2018; Antonovskaya et al., 2020, 2021].

В этот период существенно увеличилось количество зарубежных арктических сейсмических станций (Рис. 1.1.10). На севере Норвегии в 2010 г. была установлена сейсмическая станция Hammerfest (HAMF), в 2014 г. – станция Jettan (JETT), а в 2016 г. – станция Vadso (VADS). Появились новые станции на о. Ян-Майен (JMIC). Польской академией наук на архипелаге Шпицберген в 2010 г. была установлена широкополосная сейсмическая станция HSPB [Wilde-Piórko et al, 2009]. Агентством NOR SAR в 2019 г. на о. Медвежий была установлена новая сейсмическая группа BEAR.

В 2000-х годах существенно увеличилась сеть сейсмических станций в Швеции, которая ориентирована, прежде всего, на регистрацию сейсмических событий в пределах Фенноскандии. Нынешняя Шведская национальная сейсмическая сеть (Swedish National Seismological Network) с 1998 г. управляется Университетом Упсала (Uppsala University). В 2000-х годах была развернута совершенно новая сеть стационарных сейсмических станций.

В настоящее время сеть состоит примерно из 60 широкополосных станций, использующих в основном 100-секундные датчики и дигитайзеры Guralp [Lund et al., 2021].

Существенно увеличилось количество сейсмических станций в западном полушарии. К 2018 г. был реализован масштабный проект по созданию геофизической сети с целью получения сейсмических, метеорологических и инфразвуковых данных в тех частях Аляски, которые раньше практически не имели возможности для мониторинга. Сеть до 2020 г. управлялась некоммерческим университетским консорциумом IRIS при финансировании Национального научного фонда в рамках проекта EarthScope. В настоящий момент происходит процесс передачи созданной сети под управление Центра землетрясений Аляски (Alaska Earthquake Center). Если этот процесс успешно завершится, то на территории Аляски севернее Полярного Круга будет функционировать плотная сеть сейсмических станций, состоящая из 40 сейсмических станций.

Начавшаяся в Канаде с 2014 г. значительная модернизация оборудования и инфраструктуры сейсмической сети близится к завершению. Модернизированная сеть является единообразной с точки зрения оборудования. Все короткопериодные станции преобразованы в широкополосные и с постоянной частотой дискретизации. Регистраторы сильных движений (акселерометры) теперь совмещены с сейсмометрами на многих станциях во всех регионах Канады.

Таким образом, к настоящему моменту можно говорить, что в Арктике функционирует наиболее плотная сеть стационарных сейсмических станций за весь период инструментальных наблюдений. Впервые для большей части Арктики были созданы благоприятные условия для регистрации и локации низкомagnitude землетрясений.

1.2 История изучения сейсмичности

В данном разделе представлен литературный обзор, который частично опирается на материалы Г.П. Аветисова [Аветисов, 1996], но является существенно дополненным как по времени, так и по содержанию. Первые публикации о сейсмичности Субарктики и Арктики касались отдельных наиболее сильных землетрясений, по которым были получены инструментальные данные. В сводке классика сейсмологии Джона Милна, доложенного им Британской Сейсмологической Ассоциации в августе 1907 г., среди 474 эпицентров отмечалось только три, расположенных в пределах Арктики. Все они находились вблизи о. Ян-Майен. Двум исландским землетрясениям 22 января 1910 г. и 6 мая 1912 г. были посвящены работы Б.Б. Голицына (1911 г.) и И.И. Вилиппа (1913 г.), соответственно [Аветисов, 1996].

В начале XX в. начинают издаваться первые сводные бюллетени и каталоги землетрясений, зарегистрированные мировой сетью:

- сборники «Shide Circulars» (1899–1912 гг.);
- бюллетени ISA (1895–1897 гг., 1903–1908 гг.);
- Бюллетень ПЦСК (1902–1907 гг., 1911–1912 гг.);
- каталог Гутенберга–Рихтера (1904–1952 гг.);
- бюллетени BAAS (1913–1918 гг.);
- бюллетени ISS (International Seismological Summary) (1918–1963 гг.);
- Сводный кварталный бюллетень сети телесеизмических станций (1928–1939 гг.);
- бюллетени BCIS (1930–1971 гг.);
- Бюллетень сети сейсмических станций СССР/Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (1940–1987 гг.) и др.

Они являлись одним из важных источников при изучении и обобщении сведений о сейсмичности разных регионов Земли. Более подробно они рассмотрены в главе 2 данной диссертации.

Одно из первых обобщений сведений о сейсмичности Арктического региона приведено в работе [Tams, 1922]. На основе данных предыдущей работы [Tams, 1921] с результатами обработки землетрясений за период с 1904 по 1915 г., Е. Тамс создал сводный уточнённый каталог из 26 землетрясений за период с 1904 по 1921 г. Локация производилась по первым вступлениям *P*-волны на сейсмических станциях и с указанием ошибки локации. Также были указаны значения максимальных амплитуд и соответствующие им периоды. Данные значения позволили впоследствии для некоторых землетрясений вычислить магнитуду *M_S* [Morozov et al., 2018]. В статье [Tams, 1922] впервые выявлена зона сейсмической активности, которая протягивается между о. Гренландия и Скандинавией через о-ва Исландия, Ян-Майен и архипелаг Шпицберген.

В работе [Tams, 1927] приводятся координаты пяти землетрясений в районе моря Лаптевых за период с 1909 по 1925 г. Эпицентры нанесены на тектоническую карту Сибири В.А. Обручева, однако вопрос их тектонической природы автором не обсуждался.

В статье [Hodgson, 1929] были обобщены данные сейсмологических обсерваторий в г. Оттаве за период с 1911 по 1927 г. и в г. Оксфорде за период с 1913 по 1925 г., с привлечением данных из бюллетеня Джона Милна «Shide Circulars» за период с 1899 по 1906 г. В статье отмечалось, что сейсмически активными являются районы о-ва. Исландия, Ян-Майен, устья рек Лена, где было зарегистрировано 30 мая 1923 г. два землетрясения с разницей в девять часов, и Маккензи.

Чуть позже при изучении сейсмоактивных зон в пределах срединно-атлантического хребта Н. Хек (N. Heck) в своей работе [Heck, 1938] отмечает, что землетрясения регистрируются и на продолжении хребта в Арктическом океане. В подтверждение приводится карта эпицентров Арктического региона с указанием зоны регистрации землетрясений с учетом их ошибок локации. В этой работе отмечается, что указанная зона проходит рядом с Северным Полюсом и далее через Сибирь соединяется с зоной эпицентров на Камчатке.

В работе Б. Гутенберга и К. Рихтера [Gutenberg, Richter, 1941] приведен каталог землетрясений для Арктики за период с 1921 по 1938 г. с указанием точности определения координат. При этом в каталоге приведено меньше землетрясений, чем в работах [Райко, Линден, 1935; Heck, 1938], как указано, по причине их недостаточной обоснованности. При этом в работе [Gutenberg, Richter, 1941] отмечается, что у советских исследователей был доступ к исходным сейсмограммам и бюллетеням советских станций, которого не было у авторов. Но даже такое количество землетрясений было достаточно, чтобы показать распространение сейсмоактивного пояса в Арктике.

Подготовка и проведение Международного геофизического года (МГГ, 1957–1958 гг.) внесло существенный вклад в историю сейсмологических исследований Арктики. В этот период произошло общее существенное расширение сети арктических станций. По результатам исследований в рамках МГГ вышло много работ, посвященных сейсмичности Арктики. Например, работы Н.А. Линден [Линден, 1959, 1963], А.П. Лазаревой [Лазарева, 1963; Лазарева, Мишарина, 1965] и Е.А. Hodgson [Hodgson et al., 1965].

В работе [Линден, 1959] были переработаны относящиеся к Арктике материалы инструментальных наблюдений сейсмических станций Советского Союза за период с 1908 по 1958 г. с привлечением данных станций мировой сети. Определение эпицентров производилось главным образом способом засечек на основании моментов вступлений *P*-волн. В расчётах использовался годограф Джеффриса-Буллена [Jeffreys, Bullen, 1940]. Были определены параметры гипоцентров для 350 землетрясений. По глубине залегания все землетрясения были отнесены к категории нормальных (очаг в пределах земной коры). Только 19 землетрясений из 350 были отнесены к классу точности Б (ошибка не более 50 км), остальные к категории неклассных (ошибка более 50 км). В работе автор отмечает наличие полосы землетрясений, которая тянется от южных районов хребтов Верхоянского и Черского к устью р. Лена и далее на север, через море Лаптевых, к северо-восточной части Гренландии, почти параллельно подводному хребту Ломоносова. Отмечается повышенная сейсмичность в Норвежском и Гренландском морях, на Аляске, северо-востоке Чукотского п-ва и в других районах.

Впоследствии наработки Н.А. Линден легли в основу каталога региона «Арктика» в «Атлас землетрясений в СССР» за период с 1911 по 1957 г. [Атлас..., 1962]. В Атлас были включены параметры 99 землетрясений: 12 отнесено к классу Б, 87 – к неклассным. А также результаты Н.А. Линден представлены в работе [Норе, 1959], в которой проводится обобщение сведений о тектонике дна Северного Ледовитого океана.

В следующей работе [Линден, 1963] уже приводится каталог сильных и слабых землетрясений Арктики, зарегистрированных в период МГГ за период с 1957 по 1959 г. Как отмечается в [Аветисов, 1996], в работе А.П. Лазаревой [Лазарева, 1963] успешно осуществлена фактически первая попытка расчета глубин гипоцентров арктических землетрясений. До этого можно отметить лишь оценки, сделанные Д.И. Мушкетовым по годографу для 13 землетрясений из его каталога, давшие приблизительно значения 70–100 км [Мушкетов, 1935]. По сейсмограммам станции Пулково на основе выделения фазы *sP* определены глубины очагов 102 из 246 землетрясений, представленных в каталоге Н.А. Линден. Однако опубликованы лишь 29 определений, подтвержденные материалами других станций (Москва, Тикси, Хейс). Указанная информация по глубинам арктических землетрясений долгое время оставалась единственной.

Обобщение знаний о сейсмичности Арктики до МГГ и предварительные итоги его проведения приведены в работе [Hodgson et al., 1965]. В работе описываются уже известные на тот момент сведения о сейсмоактивных зонах в Арктике и указывается, что эпицентры, зарегистрированные в период МГГ, подтверждают данные сведения. Любопытным для нас является указание в статье на наличие для каждой арктической станции локальной (региональной) сейсмичности, которая из-за малого количества сейсмических станций в Арктике и их удалённости не регистрируется другими станциями. Поэтому выделить в пространстве зоны сейсмической активности не представлялось возможным. Такая проблема, когда низкомagnitude землетрясений регистрируются только одной станцией, остаётся актуальной и в настоящее время.

В том же году опубликована работа Л.Р. Сайкс [Sykes, 1965], в которой автор переуточнил с использованием компьютера параметры землетрясений за период с января 1955 г. по март 1964 г. Точность определения эпицентров составила 10 км. Как было показано выше, в предыдущих исследованиях точность определения координат эпицентров была значительно меньше. Такая точность позволила автору подробно описать особенности распространения основного сейсмического пояса Арктики, отметив отдельно, что он довольно узкий и линейный, и привязать его к возможному срединно-арктическому хребту. До этого уже в работе [Heezen, Ewing, 1961] постулировалось, что пояс землетрясений в Арктике может быть приурочен к срединно-океаническому хребту, который простирается

в Евразийском суббассейне. Также Л.Р. Сайкс впервые для землетрясений Арктики определил угол наклона графика повторяемости, равный $b=0.91$.

Начало качественно новому этапу исследования сейсмичности Арктики положили работы А.П. Лазаревой и Л.А. Мишариной [Лазарева, Мишарина, 1965; Мишарина, 1967], являющиеся первыми исследованиями фокальных механизмов арктических землетрясений. Для землетрясений, опубликованных в работе [Лазарева, Мишарина, 1965], А.Э. Шайдеггер (A.E. Scheidegger) [Scheidegger, 1966] провел тектоническую интерпретацию фокальных механизмов. Автором было отмечено, что землетрясения в Норвежско-Гренландском бассейне по фокальному механизму однотипны с землетрясениями срединно-атлантического хребта, а землетрясения на севере Сибири с землетрясениями Верхоянского хребта.

В 1960-х годах начинается развёртываться Всемирная сеть сейсмических станций (World-Wide Network of Seismograph Stations, WWSSN) [Oliver, Murphy, 1971; Bondár, Engdahl, 2019]. Поэтому в этот период статьи зарубежных авторов были посвящены анализу полученных данных со станций сети WWSSN [Tarr, 1970; Barazangi, Dorman, 1970; Wetmiller, Forsyth, 1978]. Работа [Wetmiller, Forsyth, 1978] посвящена обобщению сведений о сейсмичности Арктики до начала функционирования сети WWSSN и анализу полученных данных уже станциями этой сети. В этой работе приведены данные 3400 землетрясений за период с 1908 по 1975 г. и проводится анализ проявления сейсмичности.

В диссертационной работе А.П. Лазаревой [Лазарева, 1977] приведён каталог арктических землетрясений за период с 1964 по 1974 г., а также детальный каталог Чукотского полуострова, который, как указывается в [Аветисов, 1995], явился основой при сейсмическом районировании этой территории. А.П. Лазарева вместе с Е.А. Хромецкой и Н.В. Шебалиным являются составителями каталога по региону «Арктика» в фундаментальной работе [Новый каталог ..., 1977]. В каталог вошли данные 60 землетрясений за период с 1908 по 1974 г. Для землетрясений до 1924 г. характерен класс точности не ниже 6 (погрешность $\pm 1.0^\circ$), до 1963 г. – не ниже 5 (погрешность $\pm 0.5^\circ$), а до 1974 г. – не ниже 4 (погрешность $\pm 0.2^\circ$).

В этот период начинают выпускаться ежегодники «Землетрясения в СССР» (с 2019 г. – журнал «Землетрясения Северной Евразии»), «Canadian earthquakes», а также «Землетрясения Фенноскандии», в которых обобщаются сведения о сейсмичности в течение года определённых районов Арктики.

Таким образом, к началу 1970-х годов уже имелось ясное представление об особенностях распространения в пространстве главной сейсмоактивной зоны Арктики и её приуроченность к срединно-арктическому хребту. Развитие инструментальных

наблюдений в мире, проведение экспедиционных сейсмометрических наблюдений на удаленных арктических территориях, совершенствование методов анализа сейсмических данных позволило акцентировать внимание на изучении особенностей проявления внутриплитной сейсмичности, на вычислении фокальных механизмов очагов землетрясений и оценке их глубин.

Путём объединения данных гренландских и канадских станций были проанализированы особенности проявления сейсмичности о. Гренландия [Gregersen, 1982]. Особенности распределения эпицентров землетрясений, их глубины и фокальные механизмы в заливе Баффина рассмотрены в работах [Qamar, 1974; Reid, Falconer, 1982]; в пределах континентального склона Арктической Канады в [Basham et al., 1977; Gregersen, 1979], севера Аляски [Gedney et al., 1977], Чукотского моря [Лазарева, 1975]. Большой блок статей в этот период посвящен вычислению и анализу механизмов очагов арктических землетрясений в Арктике [Grachev, 1982; Dziewonski et al., 1983; Козьмин, 1984; Cook et al., 1984; McMullen, 1985; Jemsek et al., 1986].

С конца 1960-х и до конца 1980-х годов экспедиционные наблюдения на советских арктических территориях проводились НПО «Севморгеология» [Аветисов, 1995], в частности, на архипелагах Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и Шпицберген, а также на Новосибирских островах и побережье моря Лаптевых. Во всех пунктах регистрировались низкомагнитудные землетрясения от разных сейсмоактивных зон, которые не регистрировались стационарными сейсмическими станциями из-за их малого количества и удалённости [Аветисов, 1971; 1975; 1979; 1991; 1995].

В мае 1979 г. И. Кристофферсен с коллегами [Kristoffersen et al., 1982] использовали группу гидроакустических буев на ледовой станции Fram 1. Станция дрейфовала в пределах 25 км от рифтовой долины срединно-арктического хребта около его западной оконечности. Было зарегистрировано более 100 низкомагнитудных сейсмических событий ($M=1.0-2.0$). Около 20 сейсмических событий были локализованы, исходя из предположения о небольшой глубине очага. Эпицентральное распределение предполагало наличие двух линейных трендов на расстояниях около 10 км друг от друга в рифтовой долине. Кристофферсен с коллегами предположили, что они зарегистрировали рой землетрясений и, что это может быть не редким явлением для хребта.

Похожие исследования были проведены в ходе экспедиции AMORE2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) на борту двух научно-исследовательских ледоколов: немецкого «Polarstern» и американского «Healy». Проводилась регистрация слабых землетрясений с помощью малых апертурных сейсмических групп. Каждая группа состояла из четырех трехкомпонентных сейсмометров, установленных на лед около разных участков

хребта. Все группы зафиксировали многочисленные микроземлетрясения (с $M < 2.0$) в центральной рифтовой долине и на её флангах, которые В. Шлиндвайн (V. Schlindwein) с соавторами интерпретируют как тектонические землетрясения. Был зарегистрирован рой микроземлетрясений, локализованный с высокой точностью в районе вулканической гряды в рифтовой долине, и, на основании этого, выдвинуто предположение о магматической природе этих микроземлетрясений [Schlindwein et al, 2005; Schlindwein et al, 2007].

В период с июля по сентябрь 2012 г. в рамках экспедиции FRAM-2012 были проведены аналогичные исследования с установкой на лёд малых апертурных сейсмических групп с целью регистрации микроземлетрясений в пределах рифтовой долины хребта Гаккеля, в частности, в районе координат от 3°в.д. до 11°в.д. [Норе, 2013]. В ходе этих работ, прежде всего, апробировались новые технические и программные решения подобного мониторинга. Несмотря на технические сложности и проблемы, было зарегистрировано 41 микроземлетрясение.

Результаты экспедиционных сейсмометрических наблюдений свидетельствуют о неполноте наших представлений о проявлении слабой сейсмичности в Арктическом регионе. Современные экспедиционные исследования, например, «Seismicity and neotectonics of Laptev Sea region (SIOLA)» [Гайсслер, 2018] и комплексные научно-образовательные экспедиции «Арктический плавучий университет» в 2012–2013 гг. [Морозов, 2012, 2013] подтверждают данный тезис.

Обобщающей работой по геолого-геофизической изученности Арктического региона является монография коллектива канадских, американских и скандинавских авторов «The Arctic Ocean Region» [The Arctic Ocean Region, 1990]. В этой монографии есть глава «Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia» [Fujita et al., 1990], посвященная обобщению (на момент 1990 г.) знаний о сейсмичности Арктического региона. В заключении этой главы авторы отмечают, что увеличение количества сейсмических станций и развитие методов анализа значительно расширили наши знания о сейсмичности в Арктике, однако, преобладание в Арктике несильных землетрясений и удаленность большей части Арктического региона по-прежнему затрудняют детальное его изучение.

В 1996 г. выходит известная монография Г.П. Аветисова «Сейсмоактивные зоны Арктики» [Аветисов, 1996], в которой обобщены и проанализированы сведения об истории сейсмологических исследований в Арктике, распределении эпицентров арктических землетрясений, их механизмах, обозначены связи сейсмичности с тектоникой, высказаны соображения о геодинамике сейсмоактивных зон Арктики и их месте в ряду

сейсмоактивных зон Земли (Рис. 1.2.1). На долгие годы эта книга станет настольной для исследователей Арктики.

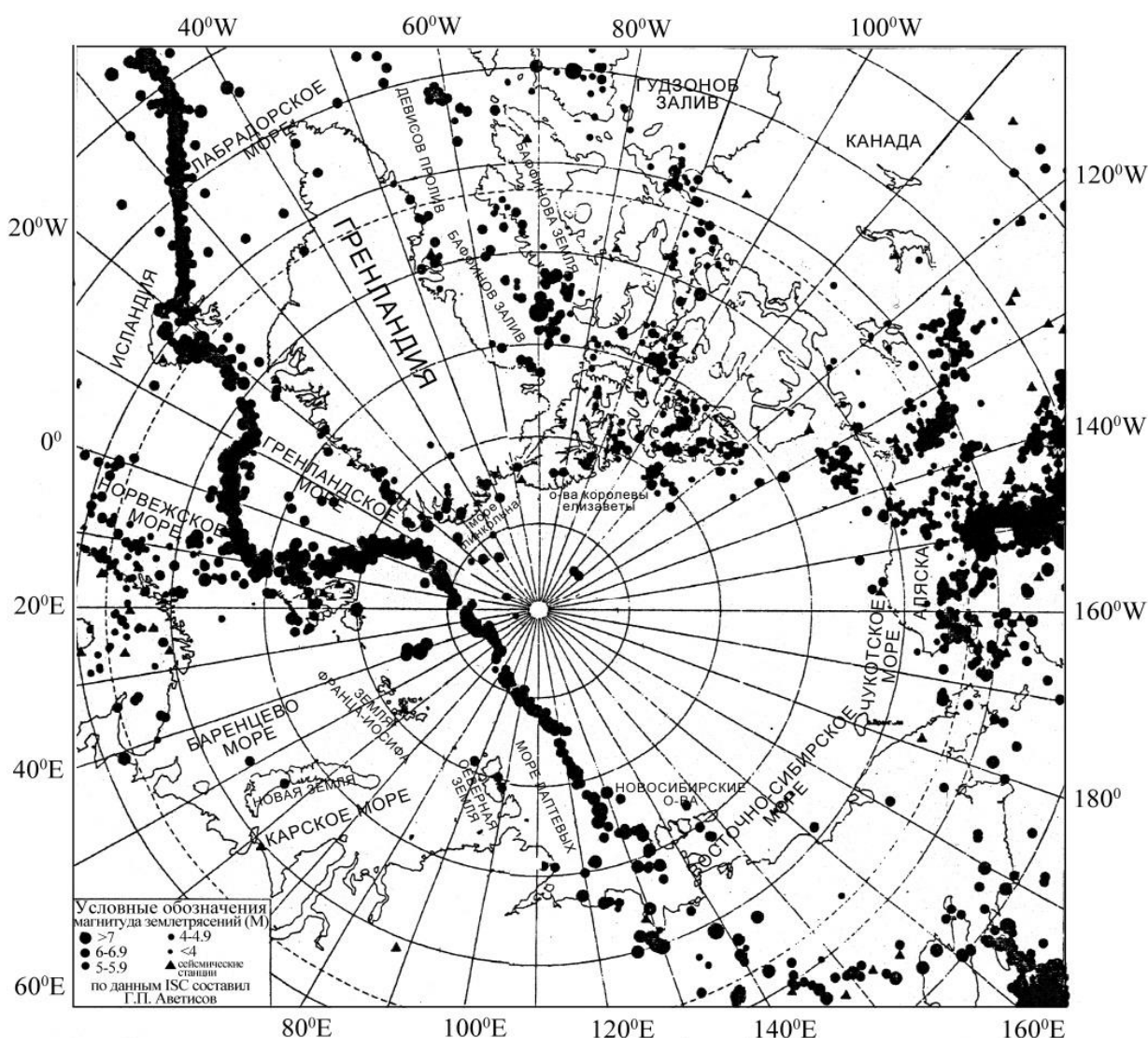


Рис. 1.2.1 – Карта эпицентров землетрясений Арктики и субарктики по [Аветисов, 1996]

В монографии Г.П. Аветисов, в частности, отмечает, что существующая на момент середины 1990-х годов сеть отечественных и зарубежных сейсмических станций в какой-то степени достаточна для проведения общего мониторинга сейсмического режима Арктического региона в целом и накопления данных по уже известным его особенностям, но совершенно не удовлетворительна для осуществления детального изучения наиболее интересных и важных, с позиций научного и прикладного аспектов, узловых фрагментов сейсмоактивных зон.

Г.П. Аветисов полагал, что внутриплитная сейсмичность западного сектора Арктики обусловлена в общем случае интегральным воздействием трех факторов: внутриплитных напряжений, генерируемых процессами на границах плит; вертикальных тектонических движений; нагрузки аномально быстро накапливающихся осадочных толщ.

Позже Г.П. Аветисов с коллегами создаст схему зон возможных очагов землетрясений (зон ВОЗ) [Аветисов и др., 2002] (Рис. 1.2.2). По результатам этой работы было установлено, что максимальные для региона землетрясения с $mb=5.8-6.1$ возможны в дизъюнктивных узлах осевой части Евразийского суббассейна. Зоны ВОЗ с магнитудами $mb=5.4-5.7$ установлены на шельфе моря Лаптевых вдоль границ выделяемой здесь Лаптевской микроплиты. Помимо зон ВОЗ, связанных с областями рифтогенеза, повышенной активностью отличаются районы современного воздымания: архипелаги Шпицберген, Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля, а также побережья Канадского Арктического архипелага, Кольского полуострова, Гренландии и Чукотки. В пределах Земли Франца-Иосифа и Канадского Арктического архипелага землетрясения указанных магнитуд еще не регистрировались. Зоны ВОЗ с магнитудами $mb=5.0-5.3$ выделены в море Бофорта. Большая часть внутренних областей глубоководного бассейна и шельфовых морей, являются слабосейсмичными и асейсмичными. Впервые зоны ВОЗ с магнитудами до $mb=3.8-4.1$ выделены над хребтом Ломоносова, северо-восточной частью хребта Альфа, Чукотским куполом и хребтом Нортунд, на о. Врангеля.

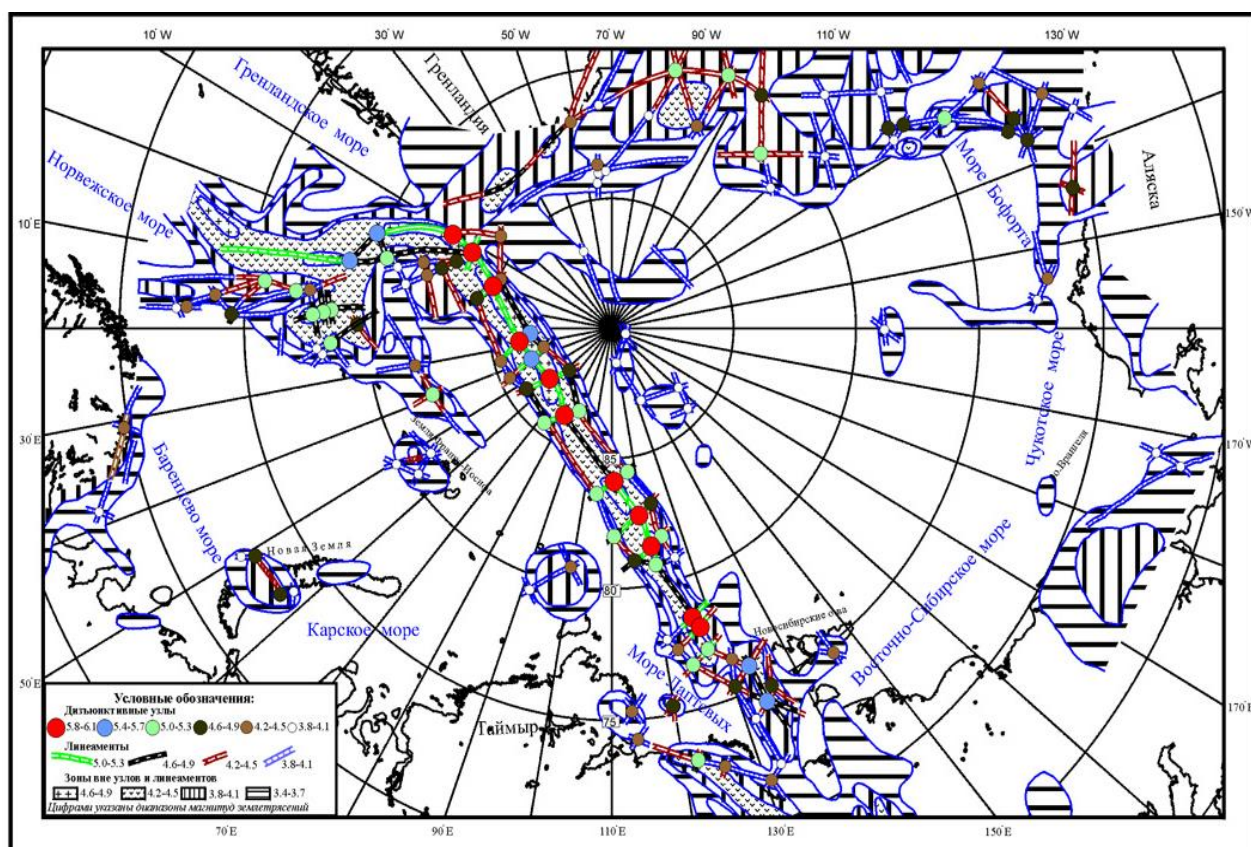


Рис. 1.2.2 – Карта зон ВОЗ Арктического региона по [Аветисов и др., 2000]

Важным для понимания особенностей проявления сейсмичности в пределах срединно-арктического хребта и её связи с особенностями геофизических полей является исследование [Engen et al, 2003]. Авторы создали наиболее полный и точный (средняя

ошибка локации ± 10 км) каталог землетрясений за период с 1955 по 1999 г., произошедших севернее 72° с.ш. Каталог является представительным с магнитуды $M_S=4.4$. Полученные данные из каталога были сопоставлены с батиметрическими картами и данными о потенциальных полях. В результате, были выявлены характерные особенности в проявлении сейсмичности в западной и восточной частях срединно-океанического хребта Гаккеля. Выявлены рои и указан возможный 12-летний цикл проявления сейсмичности в районе Шпицбергенской зоны разломов.

В дальнейшем изучение сейсмичности в пределах Срединно-Арктического хребта было продолжено коллективом сейсмологов из Института полярных и морских исследований имени Альфреда Вегенера (Германия) под руководством Веры Шлиндвайн. Исследовались, в частности, пространственно-временные проявления сейсмичности и ее связь с магматическими процессами [Schlindwein, 2012; Schlindwein et al., 2013; Schlindwein et al., 2015; Meier et al., 2021].

В статье [Schlindwein et al., 2015] авторы обобщили сведения о проявлении сейсмичности в пределах хребта Гаккеля и её связи с магматическими процессами. В заключении статьи авторами отмечается, что для дальнейшего углубления нашего понимания процессов, протекающих в пределах хребта и связи их с сейсмичностью, необходимо получить сейсмические данные о землетрясениях в пределах магнитуд 2.0–4.0, которые закрывают разрыв в охвате магнитуд между очень локальными и краткосрочными исследованиями сейсмичности на льдинах и телесеизмическими данными. Необходимы долгосрочные исследования донными сейсмометрами, которые позволят изучить очевидные различия в сейсмичности разных участков хребта Гаккеля.

Исследование донными сейсмометрами слабой сейсмичности определённых районов Арктики получили своё распространение в XXI в. В работе [Крылов и др., 2020] описываются предварительные результаты функционирования временной сети, состоящей из семи широкополосных донных сейсмостанций, установленных на шельфе моря Лаптевых. Для Лаптевоморского региона существуют несколько моделей развития на современном этапе, но ни одной из них нельзя отдать предпочтения из-за недостатка локальных инструментальных наблюдений.

Три донные сейсмические станции были установлены западнее архипелага Шпицберген с целью регистрации низкомagnitude землетрясений в пределах хребта Книповича и Шпицбергенской зоны разломов [Jeddi et al., 2021]. Совместное использование данных сети донных станций и ближайших стационарных сейсмических станций позволило существенно улучшить точность локации и расширить магнитудный диапазон регистрируемых для этого района землетрясений. В статье отмечается, что даже одна

донная станция, функционирующая в районе хребта, может существенно повлиять на каталог землетрясений и их интерпретацию.

Для шельфовых территорий вполне возможны сейсмические явления, вызванные деструкцией малоглубинных газогидратных залежей в осадочном покрове шельфа [Баранов, Виноградов, 2010; Виноградов, 2016]. В работе [Виноградов, 2016] отмечается, что традиционно в инженерной геологии остаются явно недооцененными угрозы для промышленной безопасности, создаваемые деструкционными процессами в криосфере, в первую очередь – в слое вечной мерзлоты и еще более мощной зоне стабильности газогидратов, развитой повсеместно на арктическом шельфе и побережье [Гинсбург, Соловьев, 1994; Дмитриевский, Баланюк, 2009; Маловичко и др., 2014].

По данным сейсморазведки практически на всей акватории Арктики выделяются многочисленные неглубокие залежи газа («газовые карманы») и зоны газонасыщенных осадков, представляющие опасность для бурения и являющиеся своего рода «минами замедленного действия» [Виноградов, 2016]. Активизации газовых выбросов («выхлопов») способствуют деградация слоя многолетнемерзлых пород и землетрясения. На месте мощных выбросов газа на дне моря остаются кратеры глубиной до 50 м и до километра в поперечнике [Judd, Hovland, 2007]. В этой связи использование донных сейсмических станций может быть крайне полезным для выявления возможной связи между сеймотектонической активностью, состоянием подводной мерзлоты и разгрузкой метана геологического происхождения.

1.3 Сейсмологическая изученность западного сектора Российской Арктики

Употребляемые термины «Российская Арктика» и «российский сектор Арктики» – это часть акватории и территории Арктики, на которую в соответствии с международным правом распространяется юрисдикция российского государства [Лукин, 2012]. Российский сектор Арктики в XX в. был определен на основе разграничения арктического пространства по двум меридианам от крайних западной и восточной точек сухопутной границы России до Северного полюса. В официальных документах, например, в «Основах государственной политики Российской Федерации в Арктике на период до 2020 г. и дальнейшую перспективу», утвержденной 18 сентября 2008 г., чаще всего употребляется политико-правовое понятие Арктической зоны РФ. Арктическая зона России позиционируется как суша (прибрежные территории, острова) и вода (акватория морей Северного Ледовитого океана), входящих в Российскую Арктику на основе норм международного права и российских законодательных актов.

Понятия «Арктической зоны РФ» и «Российской Арктики» по сути своей являются идентичными [Лукин, 2012]. Разделение на западный и восточный сектора Российской Арктики условно. Западный сектор включает географически Баренцево и Карское моря, Восточный – Восточно-Сибирское, Чукотское и море Лаптевых. Данное разделение совпадает с границами между Западно-Арктическим и Восточно-Арктическим секторами Евразийского шельфа, выделенные на основе различий во внутренней структуре и геодинамике в [Геология и полезные ископаемые России, 2004]. При этом море Лаптевых относится к пограничной области между секторами.

Баренцево и Карское моря омывают северную оконечность Евразийского континента и занимают один из самых широких континентальных шельфов в мире. Шельф Баренцева и Карского морей является наиболее изученным геофизическими методами регионом в Арктике. Результаты геолого-геофизических исследований в регионе показали его высокий нефтегазовый потенциал. Здесь расположены такие крупные месторождения, как Штокмановское, Ледовое, Лудловское, Приразломное и др. (шельф Баренцева моря), Русановское и Ленинградское (шельф Карского моря) [Ivanova et al., 2006].

В конце XX и в начале XXI в. произошло существенное увеличение количества арктических сейсмических станций в Баренцево-Карском регионе, оснащенных современной высокочувствительной аппаратурой, что сказалось на уменьшении порога регистрации землетрясений для отдельных районов (Рис. 1.3.1). К таким районам, которые до последнего времени были недоступны для детального изучения сейсмичности, относятся центральная и восточная части Баренцево-Карский региона, которые включают в себя западный сектор Российской Арктики. Практически до начала XXI в. землетрясения регистрировались только удалёнными сейсмическими станциями. А зона перехода «континент-океан» в плане изучения проявления слабой сейсмичности до недавнего времени относилась к малоизученной территории. Западная часть шельфа Баренцева моря напротив, практически всегда имела хорошую инструментальную представительность и была сейсмически хорошо изучена.

В районе зоны перехода «континент-океан», северо-восточнее архипелага Шпицберген, 14 октября 1908 г. произошло одно из сильнейших внутриплитных землетрясений Арктики с $M_w(ISC)=6.6$. Землетрясение было зарегистрировано европейскими сейсмическими станциями. Первое определение параметров эпицентров проведено в работе [Tams, 1922]. В последующих работах [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959; Новый каталог..., 1977] и в каталоге ISC-GEM (International Seismological Centre-Global Earthquake Model) [Storchak et al, 2015] проводилось уточнение параметров

гипоцентров с привлечением времён вступлений дополнительных, не учтённых ранее, сейсмических станций, новых глобальных скоростных моделей и алгоритмов локации.

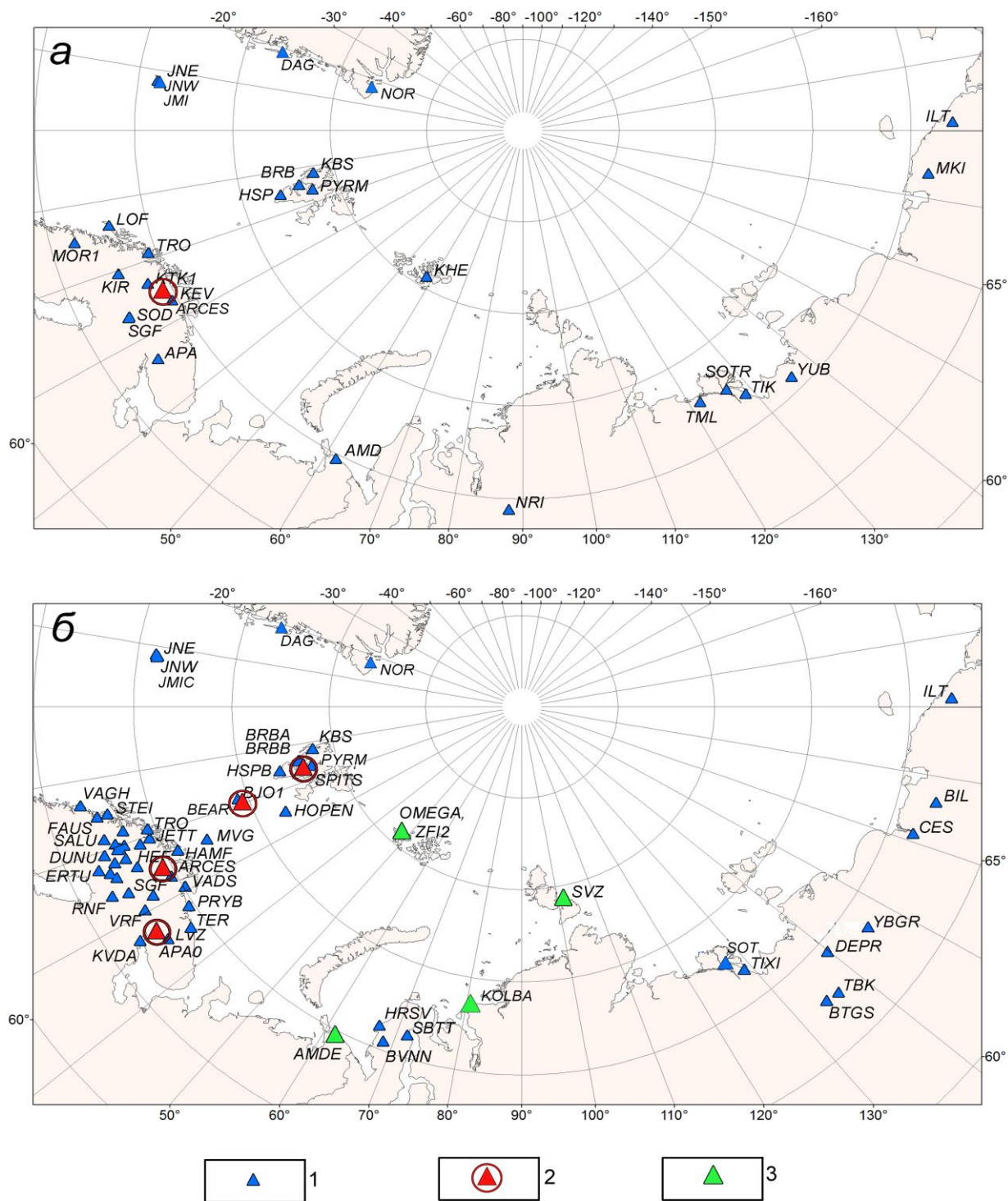


Рис. 1.3.1 – Карта сейсмических станций Евразийской Арктики, функционировавших в 1980-х годах XX в. (а) и на момент 2019 г. (б): 1 – сейсмические станции; 2 – сейсмические группы; 3 – сейсмические станции сети ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (код сети АН, DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>)

Последнее исследование [Mogozov et al., 2019] привязывает эпицентр землетрясения 1908 г. к устью желоба Франц-Виктория, расположенного между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. В районе устья желоба Франц-Виктория

впоследствии 18 февраля 1948 г. произойдёт второе сильное землетрясение с магнитудой $MLH=6.3$. В этом же году будет зарегистрировано ещё два сильных землетрясения: 26 сентября с магнитудой $MLH=5.0$ и 22 ноября с $MLH=5.2$. В дальнейшем землетрясения в этом районе происходили с меньшими, чем в первой половине XX в., магнитудами, что, однако, не уменьшает высокий сейсмический потенциал данной зоны.

При подготовке и проведении Международного геофизического года (МГГ, 1957-1958 гг.) в пределах западного сектора Российской Арктики и на Европейском Севере СССР были установлены стационарные сейсмические станции: Апатиты (АРА) в 1956 г., Хейс (КНЕ) в 1957 г. Впоследствии, в 1962 г. была установлена станция Амдерма (AMD) на территории п. Амдерма у побережья Карского моря. Однако станция не внесла большого вклада в регистрацию сейсмичности региона из-за малого периода функционирования. Небольшое количество станций и их удаленность не позволяли в полной мере изучать проявление сейсмичности в регионе.

С целью получения дополнительной информации, необходимой для составления схемы сейсмического районирования, в 1968 г. сотрудниками НИИ геологии Арктики (после 1972 г. – НПО «Севморгеология») была установлена временная сейсмическая станция на о. Земля Александры (арх. Земля Франца-Иосифа). Функционирование двух станций на архипелаге дало возможность отнести несколько зарегистрированных землетрясений к желобу Франц-Виктория и впервые к желобу Св. Анны [Аветисов, 1971]. Это позволило подтвердить факт повышенной сейсмичности желобов у арх. Земля Франца-Иосифа.

В 1984 г. подобные исследования были проведены на крайней северной точке архипелага Северная Земля – мысе Арктический. Также были зарегистрированы низкомagnitude землетрясения от разных сейсмоактивных зон, которые не регистрировались стационарными сейсмическими станциями из-за их малого количества и удалённости [Аветисов, 1996]. Данная проблема, характерная практически для всех арктических сейсмических станций, была впервые отмечена в [Hodgson et al., 1965] и остаётся актуальной по сей день.

Почти полвека – с 1954 по 1990 г. – в пределах западного сектора Российской Арктики регистрировалась сейсмичность, вызванная исключительно деятельностью ядерного полигона на архипелаге Новая Земля. Только одно сейсмическое событие, произошедшее на архипелаге 01.08.1986 г., предположительно считается собственно тектоническим землетрясением. В работе [Marshall et al., 1989] по наличию четких вступлений глубинных фаз и вычисленной глубине очага (24 км) делается предположение о тектонической природе данного события. В работе [Ассиновская, 1994] были рассчитаны

параметры механизма его очага – взбросовый с субширотным горизонтальным сжатием. Результаты характеризуются в указанной работе как надежные. Однако однозначного мнения у сейсмологического сообщества по поводу природы этого землетрясения до сих пор нет.

Обобщение данных о проявлении сейсмичности в Баренцевоморском регионе на момент начала 1990-х годов проведено в работе Б.А. Ассиновской [Ассиновская, 1994]. В работе проведено подробное описание зон сейсмичности, обрамляющих Баренцево море с созданием унифицированного каталога землетрясений региона за период с 1758 по 1986 г. Были предложены региональные геолого-геофизические критерии сейсмичности, на основе которых составлена схема возможных очагов землетрясений (Рис. 1.3.2).

Распределение выявленных зон ВОЗ в Баренцевоморском регионе весьма неравномерно (Рис. 1.3.2). Большая часть региона относится к асейсмичным областям, в основном, эти области располагаются в центральной его части. Сейсмически активны некоторые районы Балтийского щита, большая часть Свальбардской платформы и архипелаг Шпицберген, районы, примыкающие к зоне Сенья и континентальному уступу Брусилова, локальные области Новой Земли. Для хребтов Мона и Книповича ширина зон ВОЗ составляет около 50 км (при погрешности определения эпицентров 25-50 км); в зоне Земли Геера (арх. Шпицберген) 25-30 км. Таким образом, на основании этих данных для $m_{b_{max}}=6.0$ ширина зоны ВОЗ принята равной 50 км; $m_{b_{max}}=5.5$ – 23 км; $m_{b_{max}}=5.0$ – 5 км. Однако результаты исследований в [Ассиновская, 1994] основаны, прежде всего, на представительной возможности сети функционировавших в тот период времени станций.

Большой вклад в изучение современной сейсмичности Баренцевоморского региона осуществлён сотрудниками Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Прежде всего, это развитие инструментальных наблюдений и создание Баренцевоморской интернациональной сейсмической сети, позволившей проводить сейсмический и инфразвуковой мониторинг в западной Арктике [Виноградов и др., 2012], а также развитие программных и методических средств мониторинга [Асминг, 2004; Асминг и др., 2020; Федоров и др., 2018]. Это позволило создать целый пласт научных исследований сейсмичности и геодинамики северо-запада России, особенно западной части Беломорского региона и архипелага Шпицберген [Kremenetskaya, Asming, 1994; Асминг и др., 1996; Кременецкая и др., 2000; Баранов и др., 2011; Евзеров и др., 2014; Vinogradov et al, 2016; Виноградов, Кременецкая, 2016]. Однако количество сейсмических станций сети было недостаточно для регистрации слабой сейсмичности восточной и северной частей Баренцевоморского региона.

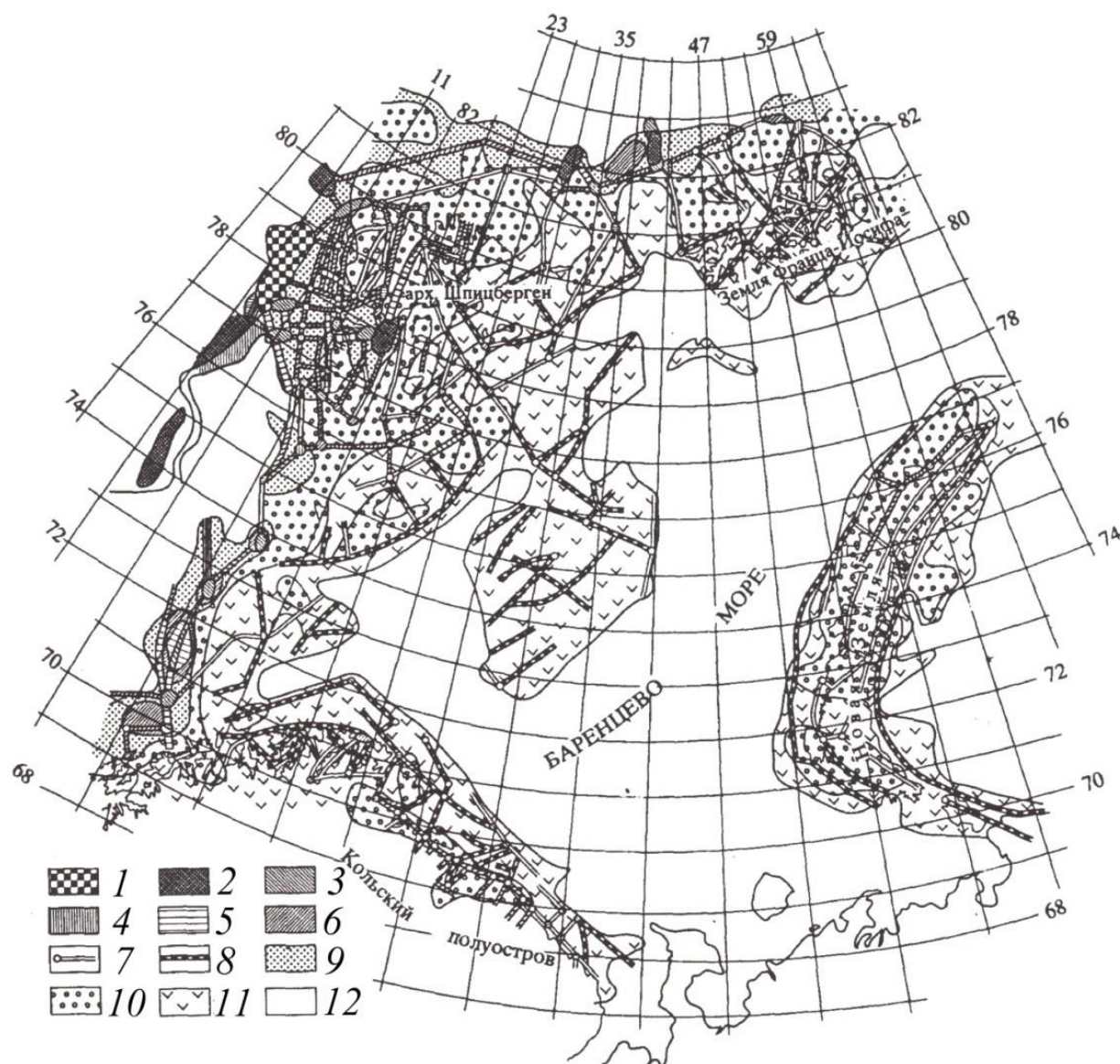


Рис. 1.3.2 – Схема сейсмоактивных зон (зон ВОЗ) Баренцевоморского региона по [Ассиновская, 1994]: зоны, охватывающие узлы и линеаменты с различными значениями mb_{max} : 1 – 6.0-6.2; 2 – 5.7-5.9; 3 – 5.4-5.6; 4 – 5.1-5.3; 5 – 4.8-5.0; 6 – 4.5-4.7. Линеаменты: 7 – уверенные с $mb_{max}=4.0-4.4$; 8 – то же, неуверенные. Поля вне узлов и линеаментов с оценками mb_{max} : 9 – 4.3-4.4; 10 – 3.9-4.2, уверенно; 11 – то же, неуверенно; 12 - $mb_{max}<3.9$

В период с 2010 по 2022 г. появились новые арктические стационарные сейсмические станции сети ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (код сети АН, DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>), функционирующие на архипелагах Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новая Земля и на побережье Баренцева и Карского морей (см. Рис. 1.3.1) [Антоновская и др., 2022]. В результате появилась техническая возможность для регистрации низкомагнитудных землетрясений в пределах центральной и восточной частей Евразийской Арктики. На основе данных новых станций сотрудниками ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН были проведены исследования по изучению проявления современной сейсмичности в западном секторе Российской Арктики и прилегающих территориях

[Morozov et al., 2015, 2018, 2019; Конечная, 2015; Рогожин и др., 2016а,б; Antonovskaya et al., 2020].

Центральным отделением ФИЦ ЕГС РАН в 2017 г. были установлены три стационарные сейсмические станции (BVNN, SBTT и HRSV) на полуострове Ямал в Ненецком автономном округе. Сейсмические станции имеют большое значение для мониторинга шельфа Карского моря и локации современных землетрясений в пределах архипелага Новая Земля [Виноградов, Пятунин, 2017]. Результаты мониторинга новых арктических станций Центрального отделения ФИЦ ЕГС РАН, Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН и ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН аккумулируются в сводных каталогах по региону «Арктика» в ежегоднике «Землетрясения России» и журнале «Землетрясения Северной Евразии», издаваемых ФИЦ ЕГС РАН [Единая геофизическая..., 2020].

В зарубежной литературе интерес к западному сектору Российской Арктики связан, прежде всего, с анализом землетрясений, произошедших в районе архипелага Новая Земля. Связан этот интерес с соблюдением Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний. Например, в 16 августа 1997 г. у восточного побережья архипелага в акватории Карского моря произошло землетрясение с магнитудой $mb(NEIC)=3.2$. Именно из-за района, в котором оно произошло, это «рядовое» землетрясение стало объектом исследования в шести научных статьях и сообщениях, опубликованных, в том числе, в высокорейтинговых журналах [Hartse, 1998; Bowers et al., 1998; Bowers, 2002; Kvaerna et al., 2002; Ringdal et al., 2002; Schweitzer, Kennett, 2007]. Вплоть до настоящего времени землетрясения, зарегистрированные в районе архипелага, вызывают повышенный научный интерес [Gibbons et al. 2016; Kvaerna et al., 2023].

Как уже отмечалось, региональные зарубежные и отечественные арктические сейсмические сети развивались и функционируют независимо друг от друга. Поэтому в настоящее время ряд научных исследований направлено на объединение каталогов, бюллетеней и, частично, исходных данных всех региональных сейсмических сетей, функционирующих в Баренцево-Карском регионе. Это позволит создать единый уточненный каталог землетрясений, который может стать основой для будущих исследований в области сейсмоструктуры и геодинамики [Antonovskaya et al., 2015; Schweitzer et al., 2021]. Подобные исследования по объединению данных с целью создания сводного каталога землетрясения проводят и для восточного сектора Российской Арктики [Gvishiani et al., 2022a; Gvishiani et al., 2022b; Vorobieva et al., 2022].

Однако несмотря на возросшую плотность сейсмометрических наблюдений в западном секторе Российской Арктики, условия для достоверной локации гипоцентров низкомagnitude землетрясений до сих пор остаются неблагоприятными по причине

недостаточного количества сейсмических станций и их удаленности от очагов и друг от друга; несовершенства региональных скоростных моделей и уточнённой шкалы локальной магнитуды ML , а также соотношений между магнитудами разных типов, вычисленных в различных региональных сейсмологических центрах.

1.4 Выводы главы 1

В течение всего инструментального периода обширные территории Арктики были крайне неравномерно и слабо охвачены стационарными сейсмическими наблюдениями. Вычисление основных параметров (гипоцентр, магнитуда) землетрясений в течение XX в. проходило в условиях малого количества станций и их удалённости от очагов, с неполным набором инструментальных данных, с применением устаревших в настоящее время скоростных моделей и алгоритмов локации. Землетрясения оценивались магнитудами разных типов, вычисленными в разных международных и региональных сейсмологических центрах.

В XXI в. в Арктике в целом и в западном секторе Российской Арктики в частности функционирует наиболее плотная сеть стационарных сейсмических станций за весь период инструментальных наблюдений. Однако, как и в XX в., сейсмические станции принадлежат различным международным и региональным сейсмическим сетям. Вычисленные параметры арктических землетрясений отличаются в разных сейсмологических центрах, т.к. основаны, чаще всего, на анализе данных лишь станций конкретной сети, собственных региональных скоростных моделях и шкала локальной магнитуды, а также вычислены с применением разных алгоритмов локации. Чаще всего региональные сейсмические сети, в силу географического положения, «специализируются» на мониторинге отдельных арктических территорий. Поэтому существует необходимость в проведении исследований по обобщению и уточнению основных параметров землетрясений, зарегистрированных за весь период инструментальных наблюдений.

ГЛАВА 2 АНАЛИЗ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ АРКТИКИ

2.1. Исходные данные: от бюллетеней сейсмических станций начала XX в. до данных современных цифровых сейсмических станций

По мере развития инструментальных наблюдений стали публиковаться сводные бюллетени различных национальных и мировых сетей сейсмических станций. В данном разделе будут кратко описаны издаваемые с начала XX в. основные сводные бюллетени и каталоги, сведения из которых можно использовать при уточнении параметров очагов зарегистрированных землетрясений. Подробное описание сводных бюллетеней, издаваемых до 1920 г., приведено в работе [Schweitzer et al., 2003]; бюллетеней, выходивших с начала XX в. по настоящий момент, – в [Storchak et al., 2015], а отечественных бюллетеней – в [Кирнос и др., 1961].

В конце XIX в. в разных странах стали учреждаться комиссии и комитеты по землетрясениям. Целью создания подобных комиссий было изучение сейсмичности и развитие инструментальных наблюдений в разных регионах. Комиссия по землетрясениям Швейцарского общества естествоиспытателей («Erdbebenkommission der Schweizerisch Naturforschenden Gesellschaft») была первой такой комиссией, основанной в Швейцарии в 1878 г. [Sieberg, 1904]. Комиссия публиковала ежегодно сводки по произошедшим землетрясениям. После начала инструментальных наблюдений за землетрясениями с помощью ранних сейсмографов или сейсмографов в эти сводки включались времена вступления сейсмических фаз (обычно время начала цуга поверхностных волн на приборе) и наблюдаемые максимальные амплитуды для локальных или региональных землетрясений. В этих сводках также детально описывались конструкции используемых в тот период сейсмографов и сейсмографов, что позволило получить характеристики усиления для первых приборов [Ferrari, 1990, 1992].

Подобные комиссии или аналогичные учреждения были созданы в Италии (1879 г.), Японии (1880 г.), Австрии (1895 г.), Болгарии (1892 г.), в некоторых землях Германии: Бадене (1880 г.), Баварии (1879 г.), Вюртемберге (1886 г.) и Саксонии (1875 г.), в Греции (1859 г.), в Венгрии (1882 г.) и в Норвегии (1887 г.). В Российской империи 25 января 1900 г. при Российской Академии наук была учреждена Постоянная центральная сейсмическая комиссия (ПЦСК). Комиссии организовывали сейсмометрические наблюдения в своих странах, сбор макросейсмических данных и регулярно публиковали отчеты обо всех ощутимых землетрясениях [Schweitzer and Lee, 2003].

По мере совершенствования сейсмометрических приборов, в частности в сторону введения демпфирования в сейсмографах, исследователям стало доступно изучение

распространения упругих волн в геологической среде. Были получены первые результаты по особенностям внутренней структуры Земли. Для решения подобных задач было необходимо максимально возможное количество инструментальных данных по зарегистрированным землетрясениям. Начинается интенсивный обмен данными между сейсмологическими обсерваториями и комиссиями. В этот период и появляются первые сводные бюллетени и каталоги землетрясений.

Сборники «Shide Circulars» (1899–1912 гг.).

Джон Милн (J. Milne) при финансовой и организационной поддержке Британской ассоциации развития науки (British Association for the Advancement of Science, BAAS в настоящее время – Британская научная ассоциация (British Scientific Association, BSA)) в 1895 г. инициировал установку сейсмических станций по всему миру, а затем и сбор параметрических измерений сейсмических волн, вычисление и публикацию параметров землетрясений. «Shide Circulars» выходили раз в два года. До конца 1912 г. в них содержались бюллетени примерно 30 сейсмических станций, функционировавших в разных регионах Британской империи.

Поскольку сотрудничество носило добровольный характер, то, несмотря на призывы Дж. Милна, только менее трети сейсмических станций предоставляли данные для «Shide Circulars». Кроме того, в бюллетенях содержались только времена начала и максимума колебаний, их максимальная амплитуда и продолжительность. Публикация бюллетеня прекратилась после смерти Дж. Милна в 1913 г.

Несмотря на недостатки, «Shide Circulars» остается единственным непрерывным периодическим сводным бюллетенем сейсмических станций, функционировавших с 1899 по 1912 г. Многие из этих станций больше не существуют, и их бюллетени доступны только в «Shide Circulars». После смерти Дж. Милна работа была продолжена профессором Г. Тернером (H. Turner), что впоследствии привело к созданию бюллетеня «International Seismological Summary» [Schweitzer, Lee, 2003; Storchak et al., 2013].

Бюллетени ISA (1895–1897 гг., 1903–1908 гг.)

Центральное бюро Международной сейсмологической ассоциации (International Seismological Association, ISA) в г. Страсбурге под руководством Э. Рудольфа (E. Rudolph) публиковало бюллетени с нескольких сейсмических станций в период с 1895 по 1897 г. В 1907 г. был опубликован первый международный бюллетень за 1904 г., основанный на данных 139 сейсмических станций. В последующие годы были опубликованы бюллетени за период с 1905 по 1908 г. В бюллетенях ISA публиковались также данные российских станций, предоставляемые ПЦСК. Публикация этих бюллетеней прекратилась из-за начала Первой мировой войны и последующего роспуска ISA в 1922 г. [Storchak et al, 2013].

Бюллетени ПЦСК (1902–1907 гг., 1911–1912 гг.)

В 1904 г. вышел в свет третий выпуск первого тома «Известия ПЦСК», включивший в себя первый выпуск «Бюллетень ПЦСК» за 1902 г. В бюллетенях ПЦСК приводились результаты инструментальных наблюдений и макросейсмические сведения, полученные по опросным листам. Для каждой записавшей землетрясение станции указывались моменты следующих фаз (по среднеевропейскому времени): начало слабых колебаний маятника T , начало колебаний S ; усиление (или минимум) колебаний R ; момент наибольшего размаха маятника M ; конец (или резкое ослабление) колебаний; полная амплитуда наибольшего размаха записи (в мм) A . Однако принятые в бюллетенях ПЦСК до 1907 г. обозначения фаз землетрясений сводились по существу к описанию геометрических свойств каждой сейсмограммы, что снижало их научную значимость. Всего за период с 1902 по 1907 г. было зарегистрировано 3971 землетрясение (Табл. 2.1).

Таблица 2.1 – Число сейсмических станций и записанных ими землетрясений за период с 1902 по 1907 г., согласно [Кирнос и др., 1961]

Год	Количество станций	Количество землетрясений
1902	6	529
1903	6	739
1904	14	510
1905	13	709
1906	15	659
1907	18	825

После перерыва, связанного с реорганизацией деятельности ПЦСК под руководством Б.Б. Голицына, следующие выпуски Бюллетеней ПЦСК, под редакцией секретаря Комиссии П.М. Никифорова, вышли в свет за 1911 и 1912 г. Подготовленные к печати выпуски за 1913–1915 гг. изданы не были. Эти выпуски коренным образом отличались от выпусков 1902–1907 гг. В них уже указывались времена вступления продольной и поперечной волн, «длинных волн» (поверхностных), эпицентральное расстояние, определённые по разности $S-P$ с помощью годографа Цейсига, координаты эпицентров, а также периоды и амплитуды колебаний почвы в максимальной фазе землетрясения [Кирнос и др., 1961].

Каталог Гутенберга–Рихтера (1904–1952 гг.)

Одним из наиболее известных каталогов землетрясений является каталог Б. Гутенберга и Ч. Рихтера, который был опубликован как часть монографии [Gutenberg, Richter, 1954]. К сожалению, авторы никогда не публиковали названия станций, по которым использовались время прихода сейсмических фаз, их амплитуды и периоды. Однако

сохранились так называемые «Дневники Гутенберга» («Gutenberg Notepads»), которые впоследствии были переведены в общедоступный формат с помощью микрофильмирования [Goodstein et al., 1980] и цифрового сканирования [Storchak et al., 2013].

Бюллетени ВААС (1913–1918 гг.)

После смерти Дж. Милна в 1913 г. Комитет по сейсмологическим исследованиям Британской ассоциации развития науки (ВААС) под руководством профессора Г. Тернера (H. Turner) продолжил публиковать бюллетени о сильных землетрясениях, зарегистрированных за период с 1913 по 1918 г. [Storchak et al, 2015].

Бюллетени ISS (1918–1963 гг.)

После окончания Первой мировой войны международное сотрудничество в области сейсмологии возросло благодаря организации Международного союза геодезии и геофизики (International Union of Geodesy and Geophysics, IUGG). В 1922 г. была учреждена специальная Секция по сейсмологии при IUGG, которая была названа Международной ассоциацией сейсмологии (International Association of Seismology, IAS). В 1930 г. на Генеральной ассамблее IAS в г. Стокгольме было принято решение попросить Британскую ассоциацию развития науки публиковать международный бюллетень от имени IAS. Таким образом, с 1918 г. бюллетень ВААС изменил своё название на «International Seismological Summary» (ISS) и с таким названием публиковался до 1963 г. Из-за нехватки средств в послевоенный период с 1953 по 1963 г. обрабатывались только события с магнитудой больше или равной 6.0. Затем в 1963 г. был организован Международный сейсмологический центр (International Seismological Centre, ISC), а в 1964 г. ISS был переименован в «Bulletin of the International Seismological Centre». Краткое изложение истории деятельности ISC дано в [Willemann and Storchak, 2001].

Сводный кварталный бюллетень сети телесеismicических станций (1928–1939 гг.)

После прекращения публикаций бюллетеней ПЦСК из-за начавшейся Первой мировой войны, а затем по причине революционных событий вплоть до 1928 г. сводные бюллетени не публиковались. В этот период отдельные станции выпускали свои еженедельные или ежемесячные бюллетени. В 1928 г. при АН СССР был организован Сейсмологический институт, который стал выпускать сводные кварталные бюллетени сети телесеismicических станций. Координаты эпицентров землетрясений, указанные в этих бюллетенях, определялись по совокупности данных всех телесеismicических станций методом засечек по $S-P$ на глобусе. Для обработки наблюдений использовались годографы Гутенберга [Gutenberg, 1914] и позднее Джеффриса–Буллена [Jeffreys, Bullen, 1940].

Наблюдения сети региональных станций обрабатывались и издавались отдельно в виде региональных сейсмических бюллетеней [Кирнос и др., 1961].

Бюллетени BCIS (1930–1971 гг.)

Центральное международное бюро по сейсмологии (Bureau Central International de Séismologie, BCIS) в г. Страсбурге с 1922 г. является подразделением IAS. BCIS отвечала за оперативную публикацию предварительных определений координат очагов землетрясений во всем мире. Ежемесячные бюллетени публиковались с 1930 по 1971 г. [Cara et al., 1987].

Бюллетень сети сейсмических станций СССР/Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (1940–1987 гг.)

По причине разобщенной обработки землетрясений по данным телесеизмических и региональных станций СССР параметры очагов одних и тех же землетрясений, опубликованных в разных сводных бюллетенях, различались. Особенно неудачно обстояло дело на Кавказе, землетрясения которого обрабатывались разобщенно даже в пределах одного региона. В конце концов была признана необходимость проведения совместной обработки данных всех сейсмических станций СССР [Левицкая, 1947; Линден, 1947; Саваренский, 1947]. С 1940 г. Сейсмологический институт АН СССР начинает выпуск сводного «Бюллетеня сети сейсмических станций СССР».

Совмещение в одном бюллетене данных телесеизмических и региональных станций значительно повысило надёжность результатов их интерпретации. В сводных бюллетенях, помимо данных о землетрясениях, помещались также подробные сведения о сейсмических станциях. Однако увеличение числа региональных станций и повышения качества обработки их данных привело к увеличению информации по слабым локальным и региональным землетрясениям. Из-за затруднений, связанных с увеличением объема сводного бюллетеня, многочисленные материалы наблюдений по слабым землетрясениям не попадали в сводный бюллетень и оставались в индивидуальных ежедекадных бюллетенях станций.

В 1955 г. в связи с увеличением количества ежегодно регистрируемых землетрясений и повышением точности определения координат эпицентров формат «Бюллетеня сети сейсмических станций СССР» был изменен. Он стал состоять из двух частей: в первой приводились сведения о землетрясениях на территории СССР (отдельно по Карпатской, Крымской, Кавказской, Копетдагской, Среднеазиатской, Прибайкальской, Дальневосточной и Арктической зонам), во второй – о землетрясениях за пределами СССР. В Бюллетене указывался момент возникновения землетрясения и координаты эпицентра, класс точности, инструментальная интенсивность, названия станций, зарегистрировавших землетрясение, амплитуда и периоды колебания почвы, времена вступлений и знаки

смещений. Для сравнения сейсмического режима отдельных районов в Бюллетене публиковались данные о слабых землетрясениях с эпицентрными расстояниями <50 км, записанными одной станцией [Кирнос и др., 1961].

С 1962 г. Бюллетень меняет название на «Сейсмологический бюллетень сети сейсмических станций СССР», а с 1964 г. на «Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР».

Бюллетени ISC (1964 г. – по настоящее время)

После организации в 1963 г. Международного сейсмологического центра (International Seismological Centre, ISC) бюллетень ISS в 1964 г. был переименован в «Bulletin of the International Seismological Centre». Бюллетень ISC остается наиболее полным сборником параметрических данных о глобальных землетрясениях. Они содержат данные с 1900 г. по настоящее время о почти 5 млн сейсмических событий. Это 125 млн времен вступлений сейсмических волн, полученных на примерно 19.5 тыс. сейсмических станциях по всему миру [International..., 2022].

В XXI в. Бюллетень ISC был полностью перелоцирован за период 1964–2010 гг. Параметры очагов землетрясений пересчитаны с использованием скоростной модели *ak135* [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005] и изменившейся процедуры локации [Bondár et al., 2015]. Бюллетень был очищен от повторных или вызывавших сомнение данных. В то же время добавлено значительное количество данных, полученных на бывших ранее недоступными постоянных и временных сейсмических станциях.

Бюллетени NEIC (1973 г. – по настоящее время)

Бюллетень NEIC выпускается Национальным центром информации о землетрясениях (National Earthquake Information Center, NEIC) Геологической службы США (United States Geological Survey, USGS) на основе предварительных данных большого количества станций в США и в мире. В настоящее время NEIC перешел к обработке всех свободно доступных записей сейсмических станций. Бюллетень NEIC в его различных формах (EDR, PDE и т.д.) остается самой крупной и неотъемлемой частью бюллетеня ISC [Storchak et al, 2015].

Бюллетени ФИЦ ЕГС РАН (1994 г. – по настоящее время)

На основании Постановления Президиума РАН № 107 (во исполнение Постановления Правительства Российской Федерации № 444 от 11 мая 1993 г.) Президиум РАН по инициативе вице-президента РАН академика Н.П. Лавёрова 31 мая 1994 г. принимает решение о создании Геофизической службы РАН с центром в г. Обнинске, которая в 2015 г. после изменения структуры переименована в Федеральное

государственное бюджетное учреждения науки Федеральный исследовательский центр «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН).

ФИЦ ЕГС РАН осуществляет сбор и обработку сейсмологических данных, полученных на станциях России и стран СНГ, с выпуском ежедекадных сейсмологических каталогов и бюллетеней. На момент 2019 г. при составлении сейсмологических каталогов и сейсмологических бюллетеней использовались данные 108 телесеismicких и 256 региональных станций России и стран СНГ и 604 станций дальнего зарубежья [Маловичко и др., 2020б]. Составленные ежедекадные сейсмологические бюллетени и ежедекадные сейсмологические каталоги сохраняются в базах данных, доступных на сайте ФИЦ ЕГС РАН. Сейсмологические каталоги содержат основные параметры землетрясений, произошедших на территории России с $M > 4.0$, Северной Евразии с $M > 4.5$ и на остальной территории мира с $M > 5.5$.

Бюллетени ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (2004 г. – по настоящее время).

Бюллетень ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН формируется на основе обработки данных Архангельской сейсмической сети (код сети АН, DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>). В настоящее время бюллетень формируется следующим образом [Конечная, 2015]:

– просмотр записей каждой из сейсмических станций Архангельской сети и формирование промежуточного бюллетеня, где максимально полно отображаются, зарегистрированные на станциях события;

– совокупная обработка зарегистрированных событий по набору станций Виртуальной арктической сейсмической сети, формирование окончательного сейсмического бюллетеня и построение карты сейсмичности.

Бюллетень региональных и локальных сейсмических событий содержит следующую информацию: код станции; дата и время вступления фаз на записях станции, вид зарегистрированного сейсмического события (землетрясение, взрыв и т.д.); тип события (региональное или локальное) и наличие информации о нем в других сейсмических каталогах.

Бюллетени и сейсмограммы сейсмических станций первой половины XX в.

Ценность старых сейсмограмм для современной сейсмологии неоднократно подчеркивалось, например, в [Kanamori, 1988; Lee et al., 1988; Schweitzer, 2003; Storchak, 2015]. Даже сегодня старые бюллетени необходимы для уточнения параметров землетрясений ранее зарегистрированных землетрясений, поскольку совершенствуются методы локации и расширяются наши знания о распространении волн в Земле. Они также полезны для пересчета магнитуд раннеинструментальных землетрясений. Например, данные из бюллетеней до 1900 г., полученные от сейсмографов, в основном незатухающих,

могут быть использованы для определения магнитуд землетрясений [Abe, 1994]. Для всех исследований сейсмической опасности каталог землетрясений должен быть наиболее полным. Старые бюллетени необходимы для того, чтобы продлить инструментальный период наблюдений.

К сожалению, не многие из ранних сейсмограмм сохранились, поэтому только некоторая их часть доступна сегодня для повторного анализа. Старые сейсмические бюллетени часто публиковались небольшими тиражами, терялись при организационных изменениях на сейсмических станциях, а также при стихийных бедствиях, авариях и войнах. Многие старые сейсмические станции больше не функционируют, а существующие станции часто не имеют полного набора собственных бюллетеней. К счастью, благодаря существовавшему на заре сейсмологии международному обмену сведениями бюллетени распространялись по всему миру и в настоящий момент могут храниться в нескольких местах. Однако многие из этих старых бюллетеней находятся в очень плохом физическом состоянии из-за тления бумаги и плохих условий хранения. Поэтому возникла идея сохранить старые сейсмические бюллетени и сейсмограммы для возможности их использования в будущем.

В 1985 г. в г. Токио (Япония) в рамках 23-й Генеральной ассамблеи Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, IASPEI) состоялся симпозиум, посвященный историческим землетрясениям и сейсмограммам. На симпозиуме были представлены результаты исследований, проведенных в рамках поддержанного ЮНЕСКО международного проекта «Historical Seismogram Filming Project» по сохранению исторических сейсмограмм и бюллетеней сейсмических станций, а также способам использования исторических бюллетеней для уточнения параметров очагов землетрясений.

По результатам симпозиума была опубликована монография «Historical Seismograms and Earthquakes of the World» [Historical..., 1988], в которой, в частности, опубликованы работы Н. Kanamori, К. Abe, S.K. Singh, S. Stein, E. Okal и D. Wiens. Так, в работе Н. Kanamori [Kanamori, 1988] обсуждается чувствительность (амплитудно-частотные характеристики) ранних сейсмографов и приведен список сильнейших землетрясений с уточненными значениями магнитуды. В статье [Stein et al., 1988] показано, что исторические сейсмограммы играют огромную роль в понимании сейсмического режима слабосейсмичных территорий. Даже сейсмограммы низкого качества, полученные на незатухающих сейсмографах Дж. Милна, как показал К. Abe [Abe, 1994], могут быть полезны при оценке магнитуды и времени в очаге землетрясений. Отдельные главы монографии [Historical..., 1988] посвящены описанию сейсмограмм и каталогов

землетрясений, зарегистрированных в раннеинструментальный период, а также описанию результатов по выполнению одной из главных целей проекта «Historical Seismogram Filming Project» – архивации сейсмограмм для их использования в будущем.

Впоследствии были реализованы и другие подобные научно-исследовательские проекты по сбору и сохранению исторических сейсмограмм и бюллетеней для возможности их использования в будущем. В рамках USGS WWFC Pilot Scanning Project, реализация которого началась в 1999 г., было произведено цифровое сканирование плёнок с фотографиями сейсмограмм станций сети WWSSN [Alejandro et al., 2019]. Создана база данных отсканированных сейсмограмм, доступная по адресу <http://www.iris.washington.edu/spud/filmchip>.

Благодаря проектам, финансируемым IASPEI, были переведены в цифровой вид сейсмограммы и бюллетени сейсмических станций США из архива Магнитной обсерватории береговой и геодезической службы США (US Coast and Geodetic Survey Magnetic Observatory), функционировавших в первой половине XX в. Бюллетени и сейсмограммы доступны по адресу: <http://www.iris.washington.edu/seismo-archives/projects/>.

В рамках реализации проекта по сканированию архива Калифорнийского технологического университета, проведенного в период с 2009 по 2010 г., была создана база данных, которая содержит изображения сейсмограмм, официально хранящихся в Сейсмологической лаборатории Кресге (Kresge Seismological Laboratory). Отсканированные сейсмограммы являются лишь частью примерно 1 миллиона бумажных сейсмограмм, накопленных за период с 1928 г. до середины 1980-х годов. База данных отсканированных сейсмограмм доступна по адресу http://www.iris.washington.edu/seismo-archives/projects/caltech_archive/.

В рамках проекта EuroSeismos (первоначальное название «Saving and Studying the Seismograms of the Strongest Euro-Mediterranean Earthquakes»; http://storing.ingv.it/es_web/) [Michellini et al., 2005] бюллетени европейских сейсмических станций первой половины XX в. были архивированы и выложены в открытый доступ. Проект EuroSeismos (ES) был ориентирован на исследование, восстановление, воспроизведение и научную оценку исторических активов инструментального наблюдения землетрясений по всему Европейско-Средиземноморскому региону.

В рамках реализации проекта ISC-GEM (International Seismological Centre-Global Earthquake Model; <http://storing.ingv.it/bulletins/ISC-GEM/>) [Storchak et al., 2015] создана более полная база бюллетеней сейсмических станций, функционировавших в разных районах Земли в первой половине XX в. Результатом данного проекта является создание каталога ISC-GEM, в котором произведена переоценка параметров очагов землетрясений с

использованием единой скоростной модели, единого алгоритма расчета параметров гипоцентра и всех доступных бюллетеней сейсмических станций [Storchak et al, 2015].

Уникальными архивами бюллетеней и сейсмограмм, как в печатном, так и в электронном виде обладают ФИЦ ЕГС РАН и Геофизический Центр РАН (ГЦ РАН). В архивах имеется большое количество бюллетеней отечественных и зарубежных сейсмических станций, функционировавших в первой половине XX в. Среди них есть бюллетени сейсмических станций, которые не представлены в архивах проектов ISC-GEM и EuroSeismos.

Часть бюллетеней сейсмических станций первой половины XX в. представлена в Российской государственной библиотеке. Среди них есть, возможно в единственном виде, бюллетени сейсмической станции Кучино (КУС), которая функционировала в Московской области в период с 1924 по 1935 г.

В процессе работы с бюллетенями сейсмических станций первой половины XX в. и сводными каталогами землетрясений с целью уточнения основных параметров землетрясений, соискателем был создан сводный электронный архив, в который вошли бюллетени, каталоги и сведения о сейсмических станциях из следующих источников:

- архивы проектов ISC-GEM, EuroSeismos и IASPEI;
- архивы ФИЦ ЕГС РАН и ГЦ РАН;
- архив ISC;
- фонд Российской государственной библиотеки;
- личный архив доктора Й. Швейцера (J. Schweitzer, University of Oslo);
- личный архив д.ф.-м.н. А.А. Никонова (ИФЗ РАН);
- научные статьи и монографии разных авторов, содержащие фрагменты бюллетеней

и данных о сейсмических станциях.

Это позволило проводить исследования по уточнению основных параметров ранее зарегистрированных землетрясений на основе наиболее полных наборов инструментальных данных. В том числе оценивать параметры очагов тех землетрясений, для которых ещё совсем недавно параметры оценивались только по макросейсмическим данным. В настоящее время объём таких исследований заметно увеличился. К подобным исследованиям можно отнести работы: [Bungum et al, 2009] по уточнению параметров землетрясения в Фенноскандии 23 октября 1904 г. с $MS=5.4$ (Oslofjord Earthquake); [Никонов, Чепкунас, 2009] по уточнению параметров Сысольского землетрясения 13 января 1939 г. на Русской плите; [Kanamori et al., 2010, 2012] по уточнению параметров землетрясений 1907 г. в районе о. Суматра и 1909 г. севернее о. Тайвань; [Niemz, Amorèse, 2016] уточнению параметров землетрясения 10 ноября 1935 г. недалеко от Монсеррата

(Малые Антильские острова); [Amorèse et al, 2020] по вычислению параметров очага двух землетрясений 1926 и 1927 гг. в западной части пролива Ла-Манш; [Маловичко и др., 2020] по уточнению параметров Билимбаевского землетрясения 1917 г., сильнейшего на Урале; [Morozov et al, 2019, 2021] по уточнению параметров гипоцентров землетрясений в Арктике и в Крыму.

Цифровые данные современных сейсмических станций

В настоящее время исследователям доступны в электронном виде не только сейсмограммы, бюллетени и сводные каталоги сейсмических станций начала XX в., но и цифровые данные современных станций различных международных и национальных сетей. Свободный доступ к исходным данным сейсмических станций позволяет большему количеству исследователей проводить научные изыскания и тем самым способствовать расширению наших знаний о процессах, протекающих в Земле.

Так, при развёртывании в 1960-х годах сети WWSSN, именно доступ к их данным позволил внести важный вклад в сейсмологию. С развёртыванием сети количество зарегистрированных событий во всем мире увеличилось в несколько раз. На основе этих данных были выявлены точные закономерности сейсмичности Земли, которые во многом способствовали развитию концепций тектоники плит [Oliver, Murphy, 1971]. В настоящее время функционируют несколько международных сетей, которые обеспечивают доступ к своим данным.

Сеть GEOFON

Сеть GEOFON, созданная под руководством Потсдамского центра им. Гельмгольца (GeoForschungsZentrum Potsdam), – это глобальная сейсмологическая широкополосная сеть с возможностью свободного доступа к исходным данным станций [Hanka, Kind, 1994; Quinteros et al., 2021]. Сеть стала создаваться с 1993 г. как часть программы GEOFON, посвященной Эрнсту фон Ребер-Пашвицу, не только с целью предоставления высококачественных широкополосных данных для научного использования, но и для формирования единых стандартов в сейсмологическом сообществе. Параметрические данные и волновые формы выложены на сайте GEOFON [GEOFON, 2023] и используются при составлении глобальных сейсмологических бюллетеней.

Сеть GSN

С 1986 г. глобальная сейсмическая сеть (Global Seismic Network, GSN) была построена на основе более ранних цифровых сейсмических сетей Обсерватории сейсмических исследований (Seismic Research Observatories, SRO), Вспомогательных обсерватории сейсмических исследований (Auxiliary Seismic Research Observatories, ASRO) и Международной сети акселерометров (International Deployment of Accelerometers

networks, IDA) [Hutt et al., 2002; IRIS, 2021]. В настоящее время GSN объединяет более 150 современных цифровых станций. Данные станций сети GSN открыты и используются многими центрами обработки данных.

Объединение ORFEUS

Объединение европейских сейсмологических обсерваторий и исследовательских Центров ORFEUS, основанное в 1987 г., является некоммерческим фондом, который координирует и направляет развитие сейсмологических исследований на базе цифровой широкополосной аппаратуры в европейско-средиземноморском регионе [ORFEUS, 2020]. В составе объединения выделен Информационный центр ODC (ORFEUS Data Centre), занимающийся сбором, архивированием и передачей в обработку данных в виде волновых форм, и четыре рабочие группы, координирующие собственно обработку и предоставление полученных данных. ORFEUS работает под эгидой Европейской сейсмологической комиссии ESC (European Seismological Commission) и близко сотрудничает с ее дочерней организацией Европейско-средиземноморским сейсмологическим центром (European-Mediterranean Seismological Centre, EMSC).

Каталоги и исходные цифровые данные, предоставляемые ORFEUS, находятся в свободном доступе в виде Европейского интегрированного архива данных (European Integrated Data Archive, EIDA). EIDA – это инфраструктура, которая обеспечивает доступ к архивам сейсмологических данных, собранных европейскими сейсмологическими агентствами (всего 12 архивов). Всего через сервисы EIDA доступны данные более 12000 станций из постоянных и временных сетей, оснащенных сейсмометрами, акселерометрами, датчиками давления и другими приборами [Strollo et al., 2021].

Таким образом, в настоящее время сейсмологам доступны бюллетени и сейсмограммы станций начала инструментального периода и данные современных цифровых сейсмических станций. Это позволяет в том числе уточнять параметры землетрясений в разных районах за весь инструментальный период с использованием единой скоростной модели, единого алгоритма расчета и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней сейсмических станций.

2.2 Алгоритмы расчета параметров гипоцентров сейсмических событий

Метод вероятностной локации землетрясений на основе макросейсмических и инструментальных данных

Существуют территории, которые с одной стороны характеризуются умеренной сейсмичностью, но с другой – не обладали долгое время плотной сетью сейсмических

станций из-за малонаселённости, труднодоступности и невысокого уровня их экономического развития. Для таких территорий характерны землетрясения, по которым имеются небольшое количество макросейсмических сведений и данные лишь по одной или двум сейсмическим станциям. Чаще всего при локации таких землетрясений использовались только макросейсмические сведения. В данном разделе описан предложенный метод вероятностной локации таких землетрясений на основе совместного анализа их макросейсмических и инструментальных данных [Морозов и др., 2024]. Метод реализован в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [Асминг, Морозов, 2023].

Для решения задачи локации землетрясений совместно по макросейсмическим и инструментальным данным был использован подход, основанный на применении так называемого наивного Байесовского классификатора. Напомним вкратце идею классификатора. Теорема Байеса выражается следующим соотношением:

$$P(C|F_1, \dots, F_n) = \frac{P(C)P(F_1, \dots, F_n|C)}{P(F_1, \dots, F_n)}. \quad (2.1)$$

В нашем случае C – событие, заключающееся в том, что землетрясение произошло в некоторой области проявления (F_1, \dots, F_n) этого события. Проявления могут быть как макросейсмические – сотрясения некоторой интенсивности в тех или иных пунктах, так и инструментальные – приходы сейсмических волн на станции. Предположение наивности – это предположения о том, что (F_1, \dots, F_n) – независимы, а априорные вероятности вариантов события C заранее неизвестны. Чтобы упростить формулу, положим их одинаковыми. С учетом этого (2.1) можно переписать в виде

$$P(C|F_1, \dots, F_n) \sim \prod_i P(F_i|C). \quad (2.2)$$

Здесь $P(F_i|C)$ имеет смысл вероятности проявления F_i при условии, что произошло событие C , т.е., что землетрясение произошло в тестируемой области. Далее мы предполагаем, что гипоцентр события магнитуды M (магнитуду и глубину фиксируем) с вероятностью 1 располагался в некоторой области на поверхности Земли. Разобьем эту область на маленькие элементы c_j и будем с помощью (2.2) оценивать вероятности $P(c_j|F_1, \dots, F_n)$, т.е. вероятности того, что событие произошло в данной ячейке при условии, что имели место его проявления F_i . Для нормировки воспользуемся тем, что вероятность того, что землетрясение произошло в большой области, равна 1, т.е.

$$\sum_j P(c_j|F_1, \dots, F_n) = 1 \quad (2.3)$$

Чтобы воспользоваться (2.2) нужно оценивать $P(F_i|c_j)$. Рассмотрим эти оценки для макросейсмических и инструментальных данных.

Макросейсмические данные

Проявление F_i – информация о том, что в некоторой точке с координатами (φ_i, λ_i) событие ощущалось в диапазоне интенсивностей (по шкале МСК-64) от I_{i0} до I_{i1} . Существуют известные формулы, связывающие магнитуду землетрясения и расстояние от эпицентра до точки наблюдения с интенсивностью, например, формула Блэйка – Шебалина (в программе ProLom может использоваться любая зависимость). В общем виде ее можно записать как

$$I_{\text{истинная}} = I(M, R),$$

где R – расстояние до гипоцентра землетрясения в км, определяемое через расстояние до эпицентра r и глубину очага h , как $\sqrt{r^2 + h^2}$.

Назовем интенсивность, рассчитанную по этой формуле «истинной» (разумеется, она истинна только в том случае, если в данной точке действительно произошло событие данной магнитуды). Таким образом, оценка $P(F_i|c_j)$ сводится к оценке вероятности $P([I_{i0}, I_{i1}]|I_{\text{истинная},j})$, т.е., оценке вероятности того, что свидетель, находившийся в точке i , зафиксировал интенсивность из диапазона $[I_{i0}, I_{i1}]$ при условии, что в реальности имела место интенсивность $I_{\text{истинная},j}$.

Для этого введем эмпирическую функцию плотности вероятности того, что наблюдатель зафиксировал интенсивность $I_{\text{набл}}$ при условии того, что на самом деле имела место интенсивность $I_{\text{истинная}} - \rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная}})$. Эта функция вводится интерпретатором из некоторых рациональных соображений и задается в табличном виде (Табл. 2.2). Таким образом, с точностью до нормировки, мы имеем следующее выражение

$$P(F_i|c_j) = P([I_{i0}, I_{i1}]|I_{\text{истинная},j}) \sim \max_{I_{\text{набл}} \in [I_{i0}, I_{i1}]} \rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная},j}). \quad (2.4)$$

Таблица 2.2 – Пример задания эмпирической функции $\rho(I_{\text{набл}}|I_{\text{истинная}})$.

Истинный балл МСК-64 ($I_{\text{истинная}}$)	Наблюдаемые баллы МСК-64 ($I_{\text{набл}}$)											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	0.5	1	0.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	0	0.5	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0	0	0
4	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0	0
5	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0	0
6	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0	0
7	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0.5	0.75	1	0.75	0.5	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.5	1	0.5	0.25
11	0	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.5	1	0.5
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.5	1

Примечание: в таблице для значений истинной интенсивности приведены значения, пропорциональные вероятностям того, что наблюдатель оповестит о событии с данной наблюдаемой интенсивностью. При использовании в программе ProLom данные значения нормируются.

Инструментальные данные

Инструментальные данные, которые предполагается использовать в данном подходе, это замеры времён приходов сейсмических волн на станции, сделанные по аналоговым сейсмограммам, полученным в конце XIX в. и в начале XX в. У таких сейсмограмм есть специфические особенности – неточная привязка ко времени и невозможность достоверно определить тип пришедшей волны. Указанные особенности обуславливают совместное использование в данном подходе времен приходов, взятых для одной и той же станции, и применение вероятностной оценки, задаваемой пользователем, вместо однозначного задания типа фазы.

Пусть для некоторой сейсмостанции задано N фаз с временами t_i и вероятностями типов фаз P_{ik} , где i – индекс фазы, а k – индекс типа фазы от 1 до 4 (P -, S -, Lg -волны и ложное вступление). Назовем совместимой парой две фазы i_1 и i_2 , которым приписаны типы волны k_1 и k_2 , такую, что

$$T_{0,k_2} - T_{1,k_1} < t_{i_1} - t_{i_2} < T_{1,k_2} - T_{0,k_1}, \quad (2.5)$$

где $T_{0,k}$ – минимальное, а $T_{1,k}$ – максимальное время пробега волны типа k от источника до станции с учетом возможных ошибок взятия вступлений и скоростной модели. Также совместимыми будут считаться те пары, у которых одной из фаз приписан тип «ложное вступление». Окончательной оценкой реализации варианта с данными замерами для данной точки и для данной станции, которая и используется в качестве сомножителя в (2.2), будет

$$\sum_{\text{по совместимым парам}} P_{i_1,k_1} \cdot P_{i_2,k_2}. \quad (2.6)$$

Описанный метод был реализован в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [Асминг, Морозов, 2023]. Программа позволяет пользователю задавать макросейсмическую информацию (ощущавшиеся интенсивности по шкале МСК-64 в определенных пунктах), добавлять к ней инструментальную информацию (замеры времен приходов сейсмических волн на станции) и получать вероятностную оценку локации сейсмических событий.

Для проверки работоспособности метода в качестве тестового события было взято землетрясение 20 мая 1967 г. Землетрясение произошло в Кандалакшском заливе Белого моря с $mb(\text{ISC})=4.6$ (Табл. 2.3). По этому землетрясению имеется большое количество инструментальных данных ($N_{\text{станций}}=72$), представленных в бюллетене Международного сейсмологического Центра (International Seismological Centre, ISC) [International..., 2022]. А также имеются макросейсмические сведения из 27 населённых пунктов, описанные в работах [Панасенко, 1974; Nikonov, 1991].

Таблица 2.3 – Параметры гипоцентра землетрясения 20 мая 1967 г. по данным ISC [International..., 2022]

Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			$N_{ст}/$ $N_{фаз}$	Эллипс ошибок			$mb(ISC)$
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h,$ км		$Az,$ $^\circ$	$S_{minor},$ км	$S_{major},$ км	
20.05.1967	23:18:11.8	66.46	33.82	10f	72/85	98	5.2	7.2	4.6

Был составлен модельный бюллетень из макросейсмических и инструментальных данных, наиболее характерный для землетрясений данного региона в первой половине XX в. В тот период в регионе функционировала одна сейсмическая станция PUL (Пулково) и количество макросейсмических сведений поступало значительно меньше, чем для землетрясения 20 мая 1967 г. Поэтому, модельный бюллетень включал в себя инструментальные данные только одной станции PUL и макросейсмические сведения по 10 пунктам.

Решение программы ProLom для данного бюллетеня представлено на рисунке 2.2.1 и в таблице 2.4. При локации использовалась региональная скоростная модель BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], эффективность которой для данного региона была подтверждена многократно по записям химических и ядерных взрывов [Kremenetskaya et al., 2001; Морозов и др., 2018]. В уравнении Блейка–Шебалина использовались вычисленные для данного района [Петрова и др., 2020] следующие коэффициенты макросейсмического поля: $a=1.5$, $b=3.55$, $c=3.05$.

Вычисленные программой ProLom координаты эпицентра (Табл. 2.4) совпадают в пределах эллипса ошибок с координатами по ISC (Табл. 2.3, Рис. 2.2.1). При ограниченном количестве исходных данных мы получили большие значения полуосей эллипса ошибок. При этом полученное решение на основе только макросейсмических данных (Рис. 2.2.1б) отличается от решения на основе макросейсмических и инструментальных данных (Рис. 2.2.1а). Последнее решение ближе всего к решению по ISC (Табл. 2.3).

Значение магнитуды MS получилось равным 4.7. Чтобы сравнить, как соотносятся полученная в программе ProLom магнитуда по формуле Блейка–Шебалина с $mb(ISC)$ из таблицы 2.3, был использован следующий подход. Под магнитудой M в формуле Блейка–Шебалина понимают магнитуду $MS(MOS)$. Магнитуда $MS(MOS)$ практически идентична магнитуде $MS(ISC)$ [Petrova, Gabsatarova, 2020]. Существует соотношение между $mb(ISC)$ и $MS(ISC)$, полученное в 1973 г. в работе [Karnik, 1973]

$$mb(ISC) = 0.46MS(ISC) + 2.74. \quad (2.7)$$

Подставляя в данное соотношение вычисленную MS равную 4.7, мы получаем значение mb равное 4.9. Данное значение незначительно превышает (+0.3) значение

магнитуды mb , вычисленное в ISC для землетрясения 20 мая 1967 г. (Табл. 2.3). Однако остаётся вопрос, насколько выражение (2.7) актуально в настоящее время.

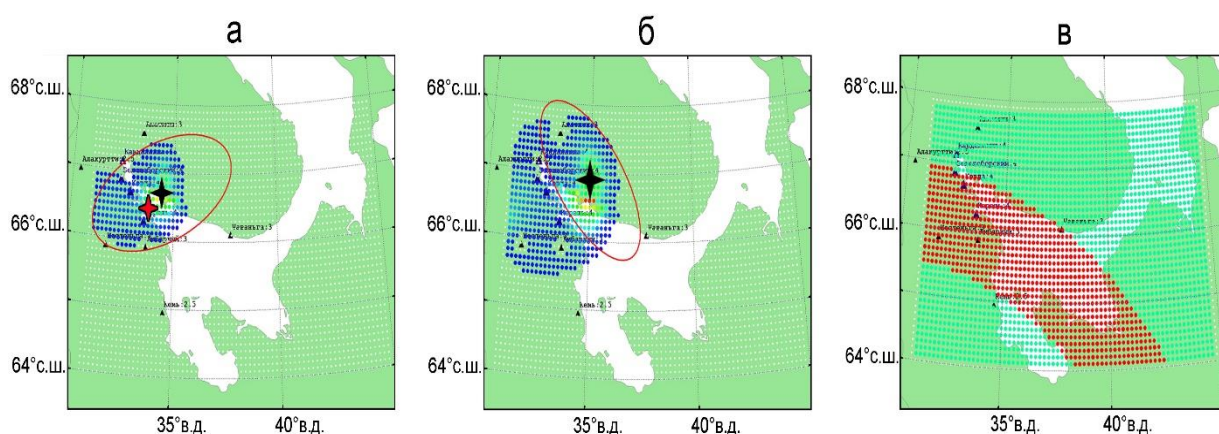


Рис. 2.2.1 – Результат расчета программы ProLom на основе модельного бюллетеня, составленного из макросейсмических и инструментальных данных землетрясения 20 мая 1967 г.: *a* – решение на основе макросейсмических и инструментальных данных; *b* – решение только на основе макросейсмических данных; *v* – область, вычисленная на основе инструментальных данных, в которой должен располагаться эпицентр. Черной звездой указан вычисленный эпицентр землетрясения; оранжевой – эпицентр землетрясения по данным [Новый каталог..., 1977]; желтой – эпицентр по данным [Никонов, Пономарёва, 2008]; красным овалом – эллипс ошибок; кружками – географические пункты, для которых имеются значения интенсивности I ; разноцветными точками – ячейки, в которых значение вероятности наличия в этой ячейке эпицентра отлично от нуля. Градация цвета зависит от значения вероятности: от меньшего (синего) до большего (красного)

Таблица 2.4 – Параметры гипоцентра, вычисленные в программе ProLom для тестового землетрясения 20 мая 1967 г.

Дата <i>дд.мм.гггг</i>	Гипоцентр			$N_{ст}/N_{фаз}$	$N_{пунктов}$ с макр.	Эллипс ошибок			MS
	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h,$ км			$A_z, ^\circ$	$S_{minor},$ км	$S_{major},$ км	
20.05.1967	66.7	34.4	10f	1/2	10	241	91.7	162.5	4.7

В работе [Di Giacomo et al., 2015] на большой выборке данных были получены экспоненциальные соотношения между магнитудами M_w и $mb(ISC)/MS(ISC)$

$$M_w = e^{(-4.664+0.859mb)} + 4.555,$$

$$M_w = e^{(-0.222+0.233MS)} + 2.863.$$

С помощью этих соотношений были получены следующие значения магнитуд M_w для землетрясения 20 мая 1967 г.: $M_w=5.1$ из $mb(ISC)=4.6$ и $M_w=5.3$ из $MS=4.7$. Мы получили близкие значения магнитуд M_w , что говорит о том, что вычисленное значение магнитуды MS в программе ProLom для тестового землетрясения хорошо согласуется с магнитудой mb по ISC. Таким образом, данный пример показывает работоспособность метода, описанного в [Морозов и др., 2024] реализованного в программе ProLom.

Методы локации, реализованные в программе NAS (New Association System)

Уточнение параметров гипоцентров арктических землетрясений производилось в программе NAS (New Association System) [Fedorov et al, 2019; Асминг и др., 2021], которая является частью программного комплекса NSDL (New System for Detection and Location) разработанного в Кольском филиале ФИЦ ЕГС РАН (автор к.ф.-м.н. В.Э. Асминг) [Asming, Prokudina, 2016]. В программе NAS реализован новый алгоритм локации сейсмических событий, основанный на комбинации двух методов – максимизации рейтинговой функции на сетке, являющегося совершенствованием метода Generalized beamforming [Ringdal, Kvaerna, 1989; Kvaerna., Ringdal, 1996], и минимизации невязки оценки времени в очаге.

Программа NAS имеет ряд особенностей, которые являются полезными для процесса переуточнения гипоцентров раннеинструментальных землетрясений на основе бюллетеней сейсмических станций начала XX в. Во-первых, алгоритм программы игнорирует ошибочные времена вступлений сейсмических фаз, которые возникли из-за действий оператора или неисправности аппаратуры. Во-вторых, в бюллетенях того периода нередки случаи, когда указаны только времена вступлений без идентификации фаз. В таких случаях алгоритм сам проводит идентификацию фаз по временам вступлений.

В программе NAS задается исходная точка пространства–времени – приближительная локация сейсмического события и его примерное время. NAS производит ассоциацию и уточнение координат и времени в окрестности этой исходной точки. Программа выбирает круг большого радиуса (обычно используется радиус 250, 500 км) вокруг исходной точки. В этом круге ищется более точная локация. Круг покрывается перекрывающимися кругами меньших радиусов, формирующими сетку. Для каждого такого меньшего круга вычисляется рейтинговая функция $R(c, t)$, оценивающая гипотезу о том, что событие произошло в ячейке c в момент времени t .

Рассмотрим эту функцию более детально. Пусть сейсмическая волна (P или S) прибыла на i -ую станцию в момент времени t_i . Пусть $r_{i0}(c)$ и $r_{i1}(c)$ – минимальное и максимальное расстояния от i -й станции до ячейки c . Если событие действительно произошло в этой ячейке, его время в очаге находится в интервале $[t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v]$, где v – кажущаяся скорость. (Здесь везде под кажущимися скоростями понимаются «интегральные» скорости пробега волн на большие расстояния, то есть, отношения расстояний к временам пробега).

Тогда, следуя подходу, предложенному в работе [Ringdal, Kvaerna, 1989], мы можем определить общую рейтинговую функцию как

$$R(c, t) = \sum_i S(t, t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v),$$

где $S(t, t_a, t_b)$ – функция, имеющая вид прямоугольника:

$$S(t, t_a, t_b) = \begin{cases} 1, & t \in [t_a, t_b] \\ 0, & \text{иначе} \end{cases}.$$

При таком подходе мы предполагаем, что каждая фаза (приход волны), которая может соответствовать событию, произошедшему в данной ячейке в данный момент времени, вносит единичный вклад в рейтинговую функцию для этой ячейки. Это работало бы хорошо, если все измерения $\{t_i\}$ были точны, как и наше знание кажущихся скоростей v . Но и времена приходов волн измеряются с некоторой погрешностью $\Delta t_{\text{прихода}}$, и кажущиеся скорости также известны с погрешностью Δv . Поэтому интервал, в который попадает время в очаге, должен быть расширен – $[t_i - r_{i1}(c)/v - \Delta t, t_i - r_{i0}(c)/v + \Delta t]$, где $\Delta t = \Delta t_{\text{прихода}} + r \cdot \Delta v / v^2$. Вместо функции-прямоугольника $S(t, t_a, t_b)$ введем функцию–трапецию T

$$T(t, t_a, t_b, \Delta t) = \begin{cases} 1 - (t_a - t) / \Delta t, & t \in [t_a - \Delta t, t_a] \\ 1, & t \in [t_a, t_b] \\ 1 - (t - t_b) / \Delta t, & t \in [t_b, t_b + \Delta t] \\ 0, & \text{иначе} \end{cases}.$$

И, окончательно, определим рейтинговую функцию как

$$R(c, t) = \sum_i T(t, t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v, \Delta t).$$

Она, как и предыдущий вариант, является суммой вкладов всех фаз (приходов волн), которые в принципе могут соответствовать событию, произошедшему в данной ячейке в данное время. Только те фазы, для которых t попало в точный интервал, т.е., $t \in [t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v]$, добавляют 1 к сумме, а другие, для которых t за пределами интервала, добавляют к сумме меньшие величины.

Для каждой ячейки рейтинговая функция вычисляется для интервала возможных времен в очаге $[t_0 - \Delta T, t_0 + \Delta T]$, где t_0 – предварительная оценка времени в очаге, ΔT – некий большой запас по времени. За окончательную оценку рейтинга ячейки сетки берется максимум функции $R(c, t)$ в этом интервале.

Сетка уменьшается несколько раз. Каждый раз из сетки исключается $\frac{3}{4}$ ячеек с наименьшими рейтингами, а каждая оставшаяся ячейка делится на четыре меньших. Рейтинги пересчитываются для этих уменьшенных ячеек.

Такой поиск выполняется для набора фиксированных глубин (в этой работе от 0 до 100 км с шагом 5 км). Окончательно, за предварительную локацию события выбирается

ячейка с максимальным рейтингом. Время t_0 , на котором рейтинговая функция достигла максимума, считается оценкой времени в очаге. Только те фазы, которые внесли ненулевые вклады в этот максимальный рейтинг, считаются ассоциированными с лоцируемым событием, а собственно вклады w_i берутся, как веса данных фаз для дальнейшего рассмотрения: $w_i = T(t_0, t_i - r_{i1}(c)/v, t_i - r_{i0}(c)/v, \Delta t)$. Такой подход позволяет автоматически игнорировать фазы с нереалистическими (ошибочными) временами. Это очень полезно при использовании времен, измеренных по старым аналоговым сейсмограммам.

На втором этапе локация уточняется с помощью минимизации невязки оценки времени в очаге по этим, найденным таким образом, временам и их весам. Итак, пусть t_i – приход какой-либо волны (P или S) на i -ю станцию с координатами (φ_i, λ_i) . Предположим, что координаты события – (φ, λ, h) , где φ – широта, λ – долгота, h – глубина. По каждому приходу можно оценить время в очаге

$$t_{0i}(\varphi, \lambda, h) = t_i - TT(\varphi_i, \lambda_i, 0, \varphi, \lambda, h),$$

где TT – время пробега волны данного типа между двумя точками. Если (φ, λ, h) – истинные координаты события, времена приходов измерены точно, а времена пробега TT точно известны, тогда все t_{0i} должны быть одинаковыми и равными истинному времени в очаге.

Средняя оценка времени в очаге с данными весами запишется как

$$\bar{t}_0(\varphi, \lambda, h) = \frac{\sum_i w_i \cdot t_{0i}}{\sum_i w_i},$$

А ее стандартное отклонение

$$\sigma(\varphi, \lambda, h) = \sqrt{\frac{\sum_i w_i \cdot (\bar{t}_0 - t_{0i})^2}{\sum_i w_i}}.$$

Для локации события данная функция минимизируется по всем трем переменным

$$\sigma_{\min} = \min_{(\varphi, \lambda, h)} \sigma(\varphi, \lambda, h), \quad (\varphi_{event}, \lambda_{event}, h_{event}) = \text{Arg min}_{(\varphi, \lambda, h)} \sigma(\varphi, \lambda, h).$$

Функция $\sigma(\varphi, \lambda, h)$ оказывается очень удобной для оценки доверительной области локации. Доверительная область вместо точки истинной локации возникает из-за того, что важные для локации величины известны неточно. Во-первых, времена приходов волн на станции измеряются с ошибками. Будем обозначать интервал этих ошибок $[-\Delta t_{\text{прихода}}, +\Delta t_{\text{прихода}}]$. Другими словами, будем считать, что ошибки измерения времен прихода с некой большой вероятностью (скажем, 95%) лежат в этом интервале. Во-вторых, скоростная модель, которой мы пользуемся для расчета времен пробега, также неточна. Будем считать, что если кажущаяся скорость в некотором случае согласно модели, равна v , то с той же большой вероятностью (95%) истинная кажущаяся скорость лежит в интервале $[v - \Delta v, v + \Delta v]$.

Итак, если погрешность скорости равна Δv , расстояние от события до станции равно r , то неопределенность, которую вносит эта погрешность в оценку времени в очаге равна

$$\Delta t_{\text{скорости}} = \frac{r}{v} - \frac{r}{v + \Delta v} \approx \frac{r \cdot \Delta v}{v^2},$$

а общая неопределенность, которую вносят в i -ю оценку времени в очаге совместно неопределенности измерения времени прихода и скорости равна

$$\Delta t_i = \sqrt{\Delta t_{\text{прихода}}^2 + \left(\frac{r_i \cdot \Delta v}{v^2}\right)^2}.$$

Эти неопределенности, в свою очередь, вносят вклад в оценку $\sigma(\varphi, \lambda, h)$

$$\sigma_0 = \sqrt{\sum_i (w_i \cdot \Delta t_i)^2 / \sum_i w_i}.$$

Таким образом, все точки пространства, для которых выполняется неравенство $\sigma(\varphi, \lambda, h) \leq \sigma_0$ можно считать равнозначными, в принципе способными быть координатами лоцируемого события.

Для оценки эллипса ошибок данное неравенство решается при фиксированной глубине $h = h_{\text{события}}$. Область определяется численно и аппроксимируется эллипсом.

Для определения интервала возможных глубин выполняется следующая операция

$$\sigma_M(h) = \min_{(\varphi, \lambda)} \sigma(\varphi, \lambda, h).$$

В интервал включаются такие h , для которых $\sigma_M(h) \leq \sigma_0$.

Таким образом, для расчета доверительной области, помимо знания известных фаз и координат датчиков, необходимы оценки погрешностей скоростной модели Δv (обычно выбирается значение 0.15 км/с) и оценки измерения вступлений Δt (2 с для землетрясений начала XX в. и 0.3 с для остальных) для разных типов волн.

2.3 Скоростные модели

В течение XX в. постепенно расширились знания о распространении сейсмических волн в Земле. Постепенно совершенствовались скоростные модели, применяемые при локации землетрясений, начиная от модели Р. Олдхэма [Oldham, 1900], Jeffreys–Bullen [Jeffreys, Bullen, 1940], PREM [Dziewonski, Anderson, 1981], *iasp91* [Kennett, Engdahl, 1991] и заканчивая *ak135* [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005]. Однако, они в усредненном виде определяют кинематику региональных фаз в глобальном масштабе. Получаемые при этом значения кинематических характеристик сейсмических фаз и координат эпицентров имеют большую погрешность. Из-за этого снижается их научная значимость. Причиной таких погрешностей является то, что на территории, где эпицентры расположены на небольших

расстояниях (до 20°), большую роль играют региональные особенности распространения сейсмических фаз. Поэтому при сейсмологических исследованиях конкретных регионов создаются и используются региональные одномерные скоростные модели. Ниже описаны модели, вычисленные и применяющиеся в настоящее время для западной части Евразийской Арктики. А также модели, вычисленные в рамках диссертационного исследования для западного сектора Российской Арктики и прилегающих территорий.

Скоростная модель BARENTS

Для локации событий на больших расстояниях скоростная модель, применяющаяся в агентстве NOR SAR, была дополнена моделью *iasp91* (впоследствии *ak135*) для глубин свыше 55 км (Табл. 2.5). Получившиеся модели BARENTS и BARAK135 используются в Кольском филиале ФИЦ ЕГС РАН для локации событий на севере Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и в Евро-Арктическом регионе. Модель BARENTS была проверена на нескольких ядерных взрывах, произведенных на архипелаге Новая Земля и севере ВЕП [Kremenetskaya et al., 2001] и была принята Консорциумом 2 Организации Договора о запрещении ядерных испытаний в качестве основной модели для Баренцева моря.

Таблица 2.5 – Скоростная модель BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001]

Глубина, км	V_p , км/с	V_s , км/с	Примечание
0–16	6.20	3.58	
16–40	6.70	3.87	
40–55	8.10	4.60	
55–210	8.23	4.68	
>210			как в <i>iasp91</i>

Скоростные модели BAREY и BAREZ

Модели BAREY и BAREZ, которые используются при локации событий в Фенноскандии, являются производными от модели BARENTS и получены путем внесения незначительных поправок в скорость продольных волн и изменения отношения V_p/V_s в верхней мантии. Модель BAREZ использует соотношение $V_p/V_s = 1.73$ в земной коре и 1.72 ниже Мохо. Модель BAREY использует соотношение $V_p/V_s = 1.77$ в самой верхней части мантии [Schweitzer and Kennett, 2007].

Скоростная модель BARENTS16

Скоростная модель BARENTS16 разработана для западной части Баренцева моря [Pirli, Schweitzer, 2018] (Табл. 2.6). Для расчета одномерной модели использовался алгоритм VELEST [Kissling et al., 1994]. Суть алгоритма состояла в том, что задавались данные по начальной модели скоростной структуры, координаты станций и гипоцентров событий, а также времена вступлений P - и S -волн. Оптимальная модель определялась путем

поиска таких значений параметров среды, которые минимизируют среднеквадратическое отклонение между теоретическими и наблюдаемыми параметрами.

Таблица 2.6 – Скоростная модель BARENTS16 [Pirli, Schweitzer, 2018]

Глубина, км	V_p , км/с	V_s , км/с
0	5.87 ± 0.060	3.42 ± 0.025
20	6.09 ± 0.100	3.51 ± 0.046
36	8.03 ± 0.035	4.69 ± 0.016
75	8.14 ± 0.008	4.73 ± 0.005
210	8.30	4.72

Скоростная модель BARENTS50

Модель BARENTS50 является трехмерной скоростной моделью для региона Баренцева и Карского морей, включая архипелаги Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля, а также север Фенноскандии [Maercklin et al., 2005; Ritzmann et al., 2007]. Модель земной коры и верхней мантии основана в общей сложности на 680 одномерных профилях скоростей сейсмических волн. Модель представляет собой сетку с расстоянием между узлами 50 км. Каждый узел сетки заполнен пятислойной моделью земной коры (плюс вода), а непрерывная скоростная структура верхней мантии взята из опубликованных региональных моделей. Впоследствии норвежско-американской группой на основе созданных ранее двух отдельных моделей: коры BARENTS50 [Ritzmann et al., 2007] и верхней мантии BARMOD [Levshin et al., 2007], была создана новая геофизическая модель BARENTS3D для территории Баренцева моря [Marello et al., 2013].

Скоростная модель NOES

С использованием методологии приемных функций обменных волн P - и S -приемных функций [Vinnik, 1977] была определена скоростная структура земной коры и верхней мантии архипелага Земля Франца-Иосифа. Вычисленная скоростная модель, дополненная для глубин более 210 км слоями из модели *iasp91*, была названа NOES (North of Eurasian shelf) [Морозов, Ваганова, 2017] (Табл. 2.7).

Таблица 2.7 – Скоростная модель NOES [Морозов, Ваганова, 2017]

Глубина, км	V_p , км/с	V_s , км/с	Примечание
0	4.30	2.36	
4	6.10	3.60	
17	6.80	3.94	
30	8.15	4.52	
43	8.25	4.75	
71	8.35	4.81	
>210	8.37	4.56	как в <i>iasp91</i>

Скоростная модель NORP

С использованием методологии приемных функций обменных волн *P*- и *S*-приемных функций [Vinnik, 1977] была также вычислена скоростная структура земной коры и верхней мантии под станциями, функционирующими на севере Русской плиты – Климовская (KLMR) и Лешуконское (LSH), входящими в Архангельскую сейсмическую сеть ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН. Вычисленная скоростная модель была названа NORP (North of Russian Plate) [Морозов, Ваганова, 2011] (Табл. 2.8). Данная модель применяется в ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН для локализации землетрясений, зарегистрированных на севере Русской плиты [Морозов и др., 2016, 2018].

Таблица 2.8 – Параметры скоростной модели NORP [Морозов, Ваганова, 2011]

Глубина, км	V_p , км/с	V_s , км/с
0	5.73	3.10
3	6.47	3.52
10	6.29	3.38
19	6.65	3.53
27	6.52	3.63
35	7.77	4.54
48	7.91	4.57
63	7.83	4.44
77	7.66	4.48
100	8.05	4.49

Тестирование региональных моделей

Тестирование новых и ранее созданных региональных моделей для западного сектора Российской Арктики осуществлялось в том числе с использованием подземных ядерных взрывов, произведенных на архипелаге Новая Земля и на севере Европейской части России [Михайлов и др., 1997; Adushkin, Leith, 2001; Халтурин и др., 2005]. Местоположение эпицентра, глубина и время в очаге этих взрывов известны с большой точностью. Поэтому процедура пересчета гипоцентра по фактическим временам вступления может показать эффективность (либо некорректность) применения конкретных моделей. В частности, тестовыми событиями выступали четыре подземных ядерных взрыва: 02.11.1974 г. и 24.10.1990 г. – на ядерном полигоне на архипелаге Новая Земля и 18.07.1985 г. и 06.09.1988 г. – на севере Европейской части России. Ядерный взрыв 1974 г. является событием «ground-truth» категории GT5 по [Yang et al., 2000], т.е. параметры эпицентра известны с точностью до 5 км, а взрывы 1985, 1988 и 1990 гг. являются событиями категории GT1 – параметры известны с точностью до 1 км.

С использованием ядерных взрывов тестировались следующие скоростные модели: BARENTS, BAREY, BAREZ и NORP. Бюллетени сейсмических станций с временами

вступления фаз по конкретным ядерным взрывам были взяты по данным ISC [International..., 2022] и архива ФИЦ ЕГС РАН [Единая геофизическая служба..., 2020]. Было подготовлено несколько наборов данных по временам вступлений ядерных взрывов на записях сейсмических станций, расположенных на определенных расстояниях от эпицентра: 0–10°, 0–15°, 0–20°, 0–30° и 0–90°. Результаты представлены на рисунке 2.3.1 и в таблицах 2.7 и 2.8, которые ранее были опубликованы в [Mogozov et al., 2018].

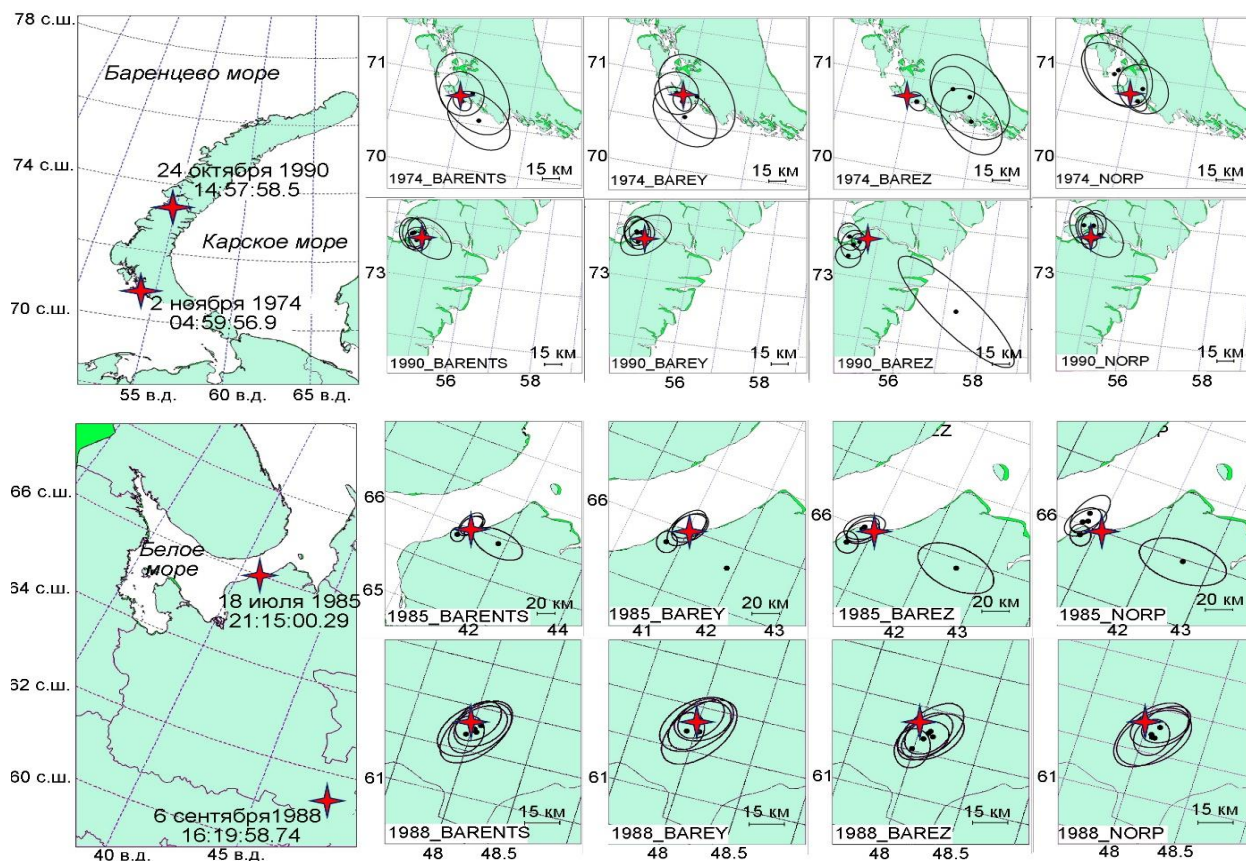


Рис. 2.3.1 – Тестирование региональных скоростных моделей с использованием подземных ядерных взрывов [Михайлов и др., 1997; Adushkin, Leith, 2001; Халтурин и др., 2005] и с применением алгоритма расчёта программы NAS [Асминг и др., 2021]. На картах изображены вычисленные эпицентры с эллипсами ошибок (овалы) для наборов данных по временам вступлений на сейсмических станциях в пределах эпицентральных расстояний 0–10°, 0–15°, 0–20°, 0–30° и 0–90° и эпицентры (звездочки) подземных ядерных взрывов по [Sultanov et al., 1999; Yang et al., 2003]

Модели BARENTS и NORP показали наилучшую точность определения местоположения практически для всех наборов данных. Расстояния между вычисленными эпицентрами и «истинными» по [Yang et al., 2003] для этих моделей меньше, чем для других моделей. Эллипсы ошибок вычисленных эпицентров включали в себя «истинные» эпицентры (Табл. 2.9, 2.10). Единственное исключение – локация взрыва 18.07.1985 г. по данным сейсмических станций, расположенных на расстояниях от эпицентра от 0–10°. В данном случае «истинные» эпицентры были за пределами эллипсом ошибок вычисленных эпицентров.

Таблица 2.9 – Вычисленные параметры гипоцентров ядерных взрывов [Yang et al., 2003] с использованием скоростной модели BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001] для разных диапазонов эпицентральных расстояний

Ground truth* события: Подземные ядерные взрывы					Вычисленные параметры гипоцентров ядерных взрывов										
Дата <i>дд.мм.гггг</i>	Время в очаге <i>чч:мм:сс.0</i>	Гипоцентр			R_{\circ}^{**}	$N_{ст}$	N_{ϕ}	Время в очаге <i>чч:мм:сс.0</i>	Гипоцентр			Эллипс ошибок			D^{***} <i>, км</i>
		φ, \circ	λ, \circ	$h, км$					φ, \circ	λ, \circ	$h, км$	Az_{major}, \circ	$S_{minor}, км$	$S_{major}, км$	
02.11.1974	04:59:56.9	70.81	53.91	0	0-90	275	305	5:00:01.3	70.73	53.99	(0) 0-7	140	8.6	12.5	9.4
					0-30	65	86	5:00:00.5	70.81	53.93	(0) 0-11	150	23.3	27.3	0.7
					0-20	12	19	4:59:55.5	70.55	54.58	(0) 0-75	130	26.7	40.9	38.0
					0-15	8	14	4:59:56.8	70.83	54.24	(0) 0-99	140	33.0	54.4	12.3
18.07.1985	21:15:00.29	65.99	41.04	0.8	0-45	125	135	21:15:00.4	66.04	40.96	(0) 0-13	160	8.2	9.7	6.6
					0-30	121	131	21:14:59.9	66.08	41.04	(0) 0-15	30	9.3	15.1	10.0
					0-20	23	33	21:15:00.2	66.04	41.01	(0) 0-11	30	9.5	14.8	5.7
					0-15	16	24	21:15:00.7	66.06	40.99	(0) 0-16	20	10.3	18.3	8.1
					0-10	9	13	21:14:55.8	65.93	41.80	(0) 0-99	100	16.6	30.7	35.1
06.09.1988	16:19:58.74	61.33	47.98	0	0-90	173	187	16:20:01.4	61.27	47.96 9	(0) 0-9	10	7.2	9.8	6.7
					0-30	127	141	16:20:00.9	61.33	48.03	(0) 0-10	30	7.7	11.7	2.7
					0-20	38	49	16:20:00.4	61.32	48.06	(0) 0-11	40	8.7	12.6	4.4
					0-15	16	26	16:20:00.9	61.31	48.02	(0) 0-19	40	10.8	17.8	3.1

					0-10	8	14	16:20:01.5	61.29	48.04	(0) 0-25	30	10.4	19.2	5.5
24.10.1990	14:57:58.5	73.33	54.76	0	0-90	518	534	14:58:03.0	73.30	54.63	(0) 0-8	150	6.3	7.9	5.3
					0-30	74	85	14:58:02.2	73.36	54.53	(0) 0-7	170	9.7	13.4	8.1
					0-20	24	31	14:58:01.1	73.31	54.64	(0) 0-8	160	9.7	11.1	4.4
					0-15	10	14	14:58:01.5	73.35	54.48	(0) 0-16	160	10.4	14.9	9.2
					0-10	4	7	14:58:01.2	73.33	54.95	(0) 0-100	130	14.2	22.2	6.1

* – события категории GT. GTX относится к событиям с точностью определения местоположения лучше, чем X км. [Yang et al., 2000];

** – эпицентральные расстояния, °;

*** – расстояние между вычисленным эпицентром и истинным.

Таблица 2.10 – Вычисленные параметры гипоцентров ядерных взрывов [Yang et al., 2003] с использованием скоростной модели NOPR [Морозов и Ваганова, 2011] для разных диапазонов эпицентральных расстояний

Ground truth* события: Подземные ядерные взрывы					Вычисленные параметры гипоцентров ядерных взрывов										
Дата дд.мм.гггг	Время в очаге чч:мм:сс.0	Гипоцентр			R_{\circ}^{**} ,	$N_{ст}$	N_{ϕ}	Время в очаге чч:мм:сс.0	Гипоцентр			Эллипс ошибок			D^{***} , км
		$\varphi,^{\circ}$	$\lambda,^{\circ}$	h , км					$\varphi,^{\circ}$	$\lambda,^{\circ}$	h , км	$Az_{major},^{\circ}$	S_{minor} , км	S_{major} , км	
02.11.1974	04:59:56.9	70.81	53.91	0	0-90	276	306	5:00:02.5	70.74	54.17	(0) 0-4	140	8.6	12.9	12.3
					0-30	65	86	5:00:01.4	70.88	54.24	(0) 0-13	140	25.3	31.4	14.3
					0-20	12	18	5:00:04.2	70.99	53.33	(0) 0-54	130	27.1	44.3	29.1
					0-15	8	14	5:00:03.2	71.04	53.42	(0) 0-76	140	30.8	48.8	31.2
18.07.1985	21:15:00.29	65.99	41.04	0.8	0-90	206	214	21:15:04.4	65.92	40.78	(5) 0-25	150	7.8	9.4	14.1
					0-30	135	143	21:15:03.7	66.04	40.80	(5) 0-27	40	9.2	14.7	12.2

					0-20	26	34	21.15:03.9	66.02	40.72	(4) 0-22	30	9.7	15.7	14.9
					0-15	17	24	21.15:03.5	66.10	40.77	(4) 0-24	20	9.9	19.4	17.3
					0-10	9	13	21.14:58.1	65.98	42.55	(80) 0-99	90	18.0	34.2	68.3
06.09.1988	16:19:58.74	61.33	47.98	0	0-90	184	196	16.20:04.3	61.27	48.07	(7) 0-27	10	7.3	9.3	8.2
					0-30	130	142	16.20:03.5	61.34	48.15	(5) 0-25	40	7.6	11.9	9.1
					0-20	40	50	16.20:05.6	61.32	48.11	(15) 0-31	50	8.9	13.3	9.1
					0-15	16	26	16.20:03.3	61.27	48.09	(6) 0-28	40	11.2	17.8	8.9
					0-10	8	14	16.20:04.2	61.28	48.06	(13) 0-38	30	11.1	19.6	7.0
24.10.1990	14:57:58.5	73.33	54.76	0	0-90	517	530	14.58:04.3	73.30	54.73	(0) 0-11	160	6.3	7.9	3.5
					0-30	71	79	14.58:03.6	73.43	54.76	(0) 0-11	0	10.1	14.4	11.1
					0-20	21	26	14.58:03.8	73.41	54.69	(0) 0-23	160	10.2	13.0	9.2
					0-15	10	14	14.58:03.4	73.42	54.51	(0) 0-27	160	11.5	17.8	12.8
					0-10	4	7	14.58:04.1	73.36	54.96	(0) 0-100	130	15.3	24.2	7.2

* – события категории GT. GTX относится к событиям с точностью определения местоположения лучше, чем X км. [Yang et al., 2000];

** – эпицентральные расстояния, °;

*** – расстояние между вычисленным эпицентром и истинным.

Однако модели BARENTS, NORP и в некоторой случаях NOES не подходят для локации землетрясений из района срединно-океанического хребта Гаккеля – одной из главных сейсмоактивных зон Арктики. Поэтому с помощью программ TauP [Crotwell et al., 1999] и fitgodo (автор к.ф.-м.н. В.Э. Асминга) была произведена калибровка скоростной модели NOES с помощью сильных землетрясений, зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля (Табл. 2.11).

Таблица 2.11 – Список землетрясений по данным ISC [International..., 2022], которые были использованы при калибровке модели NOES

N п/п	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			$N_{ст}$	Эллипс ошибок			Магнитуда
			$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h,$ км		$Az_{major}, ^\circ$	$S_{minor},$ км	$S_{major},$ км	
1	29.04.2012	11:29:52.7	83.90	-1.07	10f	338	41	5.5	7.4	$mb(ISC)=4.6$ $MS(ISC)=4.3$
2	26.05.2012	03:27:02.8	85.97	30.96	6	990	151	4.7	4.9	$mb(ISC)=5.0$ $MS(ISC)=4.7$
3	18.06.2012	20:14:54.0	86.44	40.73	2	622	77	6.1	6.7	$mb(ISC)=4.8$ $MS(ISC)=4.0$
4	13.09.2012	17:23:47.0	82.92	117.53	10f	552	147	6.4	7.0	$mb(ISC)=5.0$ $MS(ISC)=4.5$
5	22.06.2014	23:58:24.0	78.53	125.83	11	791	71	5.4	6.4	$mb(ISC)=4.8$ $MS(ISC)=4.0$
6	01.06.2015	12:57:53.3	86.02	31.27	17	1089	5	4.2	4.4	$mb(ISC)=5.1$ $MS(ISC)=4.2$
7	08.04.2017	00:46:29.1	84.87	99.79	11	1087	34	4.4	4.6	$mb(ISC)=5.0$ $MS(ISC)=4.4$
8	16.08.2017	23:49:23.0	80.42	122.13	17f	484	0	5.0	6.8	$mb(ISC)=4.5$ $MS(ISC)=3.8$
9	28.10.2017	16:13:55.1	86.96	55.57	9	1959	45	3.6	4.1	$mb(ISC)=5.7$ $MS(ISC)=5.5$
10	13.05.2019	00:43:34.2	79.38	124.03	15	1381	65	3.9	4.6	$mb(ISC)=5.3$ $MS(ISC)=4.6$
11	26.06.2019	22:12:58.1	84.41	105.83	11	777	143	5.0	5.44	$mb(ISC)=4.9$ $MS(ISC)=3.8$
12	08.01.2020	12:07:46.9	86.25	35.09	15	637	90	5.1	6.0	$mb(ISC)=4.8$ $MS(ISC)=4.4$
13	27.01.2020	14:24:47.1	80.82	121.45	20	1122	67	4.8	5.0	$mb(ISC)=5.2$ $MS(ISC)=4.3$
14	18.02.2020	07:29:38.7	85.72	22.49	9	1806	163	3.9	4.2	$mb(ISC)=5.7$ $MS(ISC)=5.3$

Была подготовлена выборка времён первых вступлений P - и S -волн по данным сейсмических станций, функционирующих на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (Рис. 2.3.2). На рисунке 2.3.3. времена первых вступлений от сейсмических станций наложены на годографы групп P - и S -волн по скоростным моделям $ak135$ и NOES. Первые вступления волны S приходят заметно раньше, чем должны были по модели $ak135$ и позже, чем по NOES. Была получена новая модель NOES_hybrid [Морозов

и др., 2023], которая более соответствует скоростям прихода от землетрясений в пределах хребта Гаккеля (Рис. 2.3.3; Табл. 2.12).

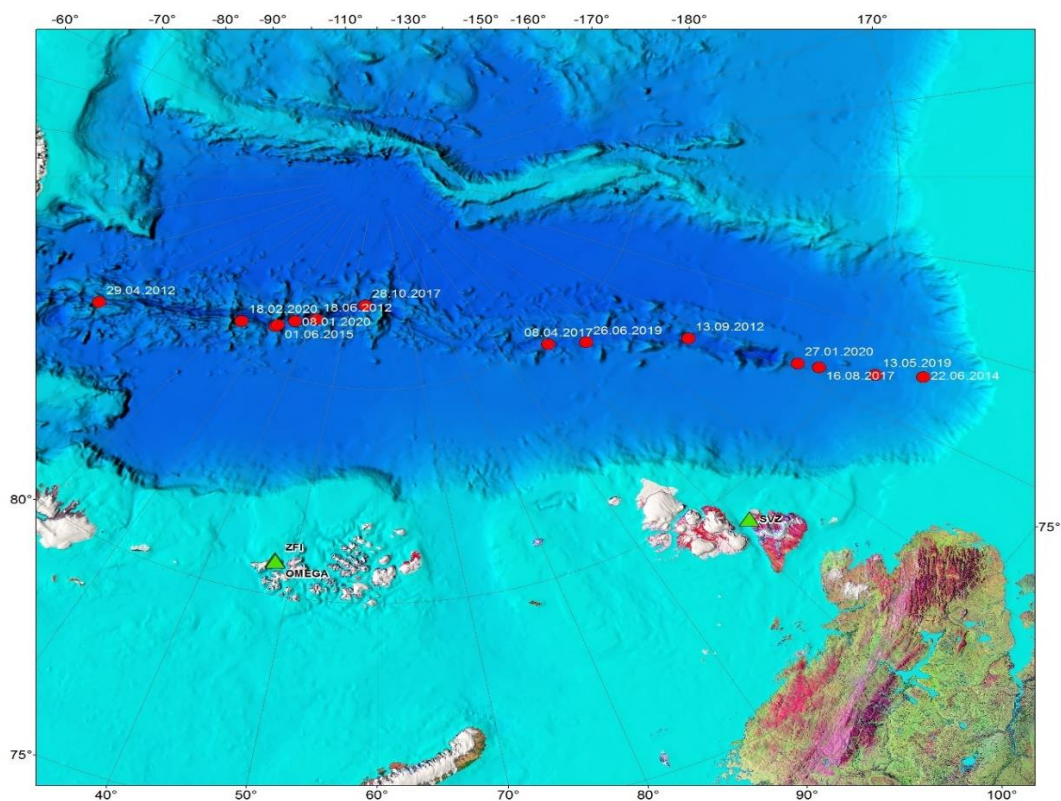


Рис. 2.3.2 – Распределение эпицентров землетрясений и сейсмических станций, участвовавших в калибровке модели NOES

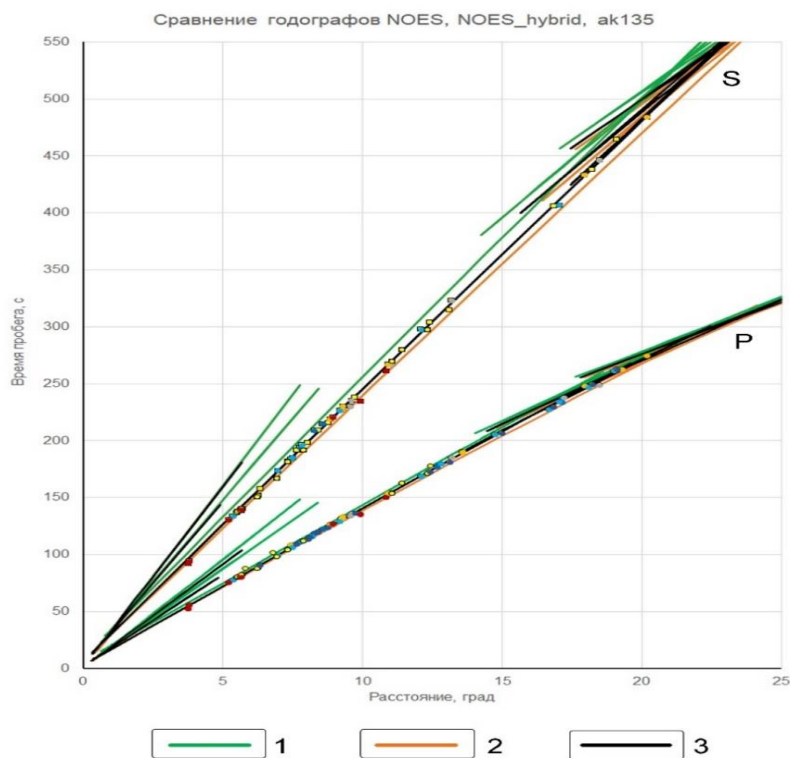


Рис. 2.3.3 – Годографы групп *P*- и *S*-волн моделей *ak135* (1), NOES (2) и NOES_hybrid (3) при глубине очага $h=10$ км и экспериментально полученные времена пробега *P*- и *S*-волн тестовых землетрясений с хребта Гаккеля из таблицы 2.9

Таблица 2.12 – Параметры скоростной модели NOES_hybrid

Глубина, км	V_p , км/с	V_s , км/с	Примечание
0	4.30	2.36	
4	6.10	3.50	
15	6.90	3.85	
20	8.00	4.60	
71.5	8.10	4.65	
210	8.37	4.67	
260	8.60	4.80	
>310	8.665	4.696	как в <i>ak135</i>

Комбинированная скоростная модель для Евразийской Арктики

В программе NAS [Asming, Prokudina, 2016, Fedorov et al, 2019] реализовано использование сложных скоростных моделей, представляющих собой комбинацию одномерных скоростных моделей, каждая из которых работает в заданной географической области (регионализация по И. Бондарю, [Bondâr, North, 1999]).

Суть регионализации и её реализация в программах NAS описана в работе [Асминг и др., 2021]. При регионализации на Земле задается несколько замкнутых контуров и считается, что в каждом из них действует одномерная горизонтально-слоистая скоростная модель (Рис. 2.3.4). Обозначим $TT_i(d, h)$ – годограф, полученный по i -й модели. Здесь d – расстояние от эпицентра источника до станции, h – глубина источника.

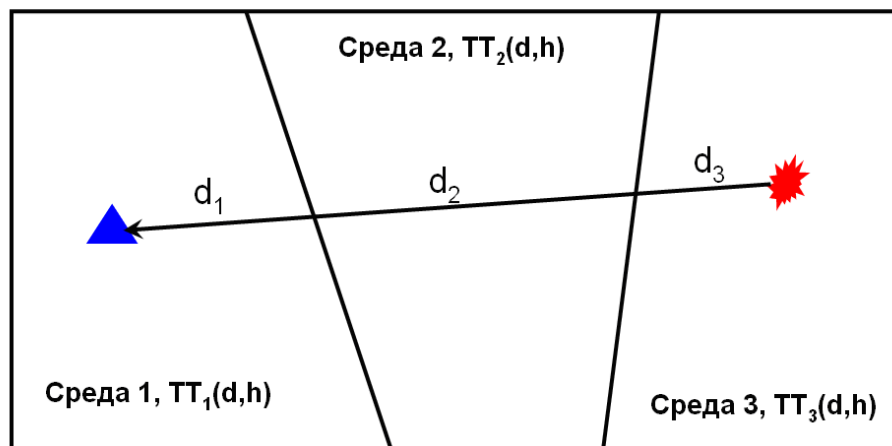


Рис. 2.3.4 – Регионализация по И. Бондарю [Асминг и др., 2021]

При расчете времени пробега из источника в приемник определяется, какая часть пути пройдена волной в каждом из контуров. Время вычисляется как взвешенное среднее времен пробега волны на полное расстояние по каждой одномерной модели

$$TT = \frac{1}{d} \cdot \sum_i d_i \cdot TT_i(d, h).$$

Расчет d_i при каждом расчете времени пробега является нетривиальной задачей. Дуга от эпицентра источника (φ_1, λ_1) до приемника (φ_2, λ_2) разбивается на n равноудаленных

точек (φ_i, λ_i) , $i=1,..,n$. Для каждой точки определяется номер контура $N(\varphi_i, \lambda_i)$, в котором данная точка лежит. Окончательно TT оценивается как:

$$TT \approx \frac{1}{n} \cdot \sum_i TT_{N(\varphi_i, \lambda_i)}(d, h).$$

В этом случае для всех контуров, которые пересекает путь из источника в приемник, значения времени пробега считаются один раз. Для хорошего приближения TT число точек n приходится брать большим, поэтому наибольшие вычислительные затраты здесь приходятся на определение того, в какой из контуров попала текущая точка, т.е., на расчет функции $N(\varphi_i, \lambda_i)$.

Эти затраты снижены при помощи *хеши*-адресации. При старте программ с шагами $\Delta\varphi, \Delta\lambda$ перебираются широты и долготы на земной поверхности. Создается двумерный массив NT , который заполняется номерами контуров, в которые попала соответствующая точка

$$NT[i, j] = N(i \cdot \Delta\varphi, j \cdot \Delta\lambda).$$

Этот массив используется для быстрой оценки $N(\varphi, \lambda)$

$$N(\varphi, \lambda) = NT[\text{Int}(\frac{\varphi}{\Delta\varphi}), \text{Int}(\frac{\lambda}{\Delta\lambda})],$$

где Int – операция взятия целой части числа.

Таким образом, поиск контура сводится к двум операциям деления и взятия целой части. Практика показала, что время расчета TT в таком алгоритме примерно равно среднему числу контуров, которые пересекают расчетные пути, умноженному на время расчета TT для одиночной одномерной модели. В случае, когда лоцируемое событие и станции находятся в одном контуре, это время незначительно отличается от времени расчета времени пробега по одномерной модели.

Для локации землетрясений в пределах Евразийской Арктики, преимущественно для западной её части, создана комбинированная скоростная модель, состоящая из 11 одномерных горизонтально-слоистых моделей (Рис. 2.3.5; Табл. 2.13). Оценка эффективности комбинированной скоростной модели для западной части Евразийской Арктики проводилась на основе локации в программе NAS подземного ядерного взрыва, произведенного 24.10.1990 г. на ядерном полигоне в районе архипелага Новая Земля. Ядерный взрыв 1990 г. является событием «ground-truth» категории GT1 по [Yang et al., 2000], т.е. параметры эпицентра известны с точность до 1 км. Дополнительно была составлена выборка из землетрясений с $mb \geq 4.2$, произошедших в разных районах Евразийской Арктики (Табл. 2.13). Согласно каталогу ISC, параметры гипоцентров каждого выбранного землетрясения были рассчитаны по данным нескольких сотен сейсмических

станций на разных эпицентральных расстояниях. Исходя из этого, предполагается, что положение гипоцентров определено с достаточной точностью с учетом эллипса ошибок и их можно считать в первом приближении «эталонными» событиями. Были подготовлены наборы данных по временам вступлений на сейсмических станциях, расположенных на расстояниях от эпицентра: 0° – 10° и 0° – 15° . В пределах таких диапазонов расстояний регистрируются землетрясения с хребта Гаккеля станциями, функционирующими на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и о. Гренландия.

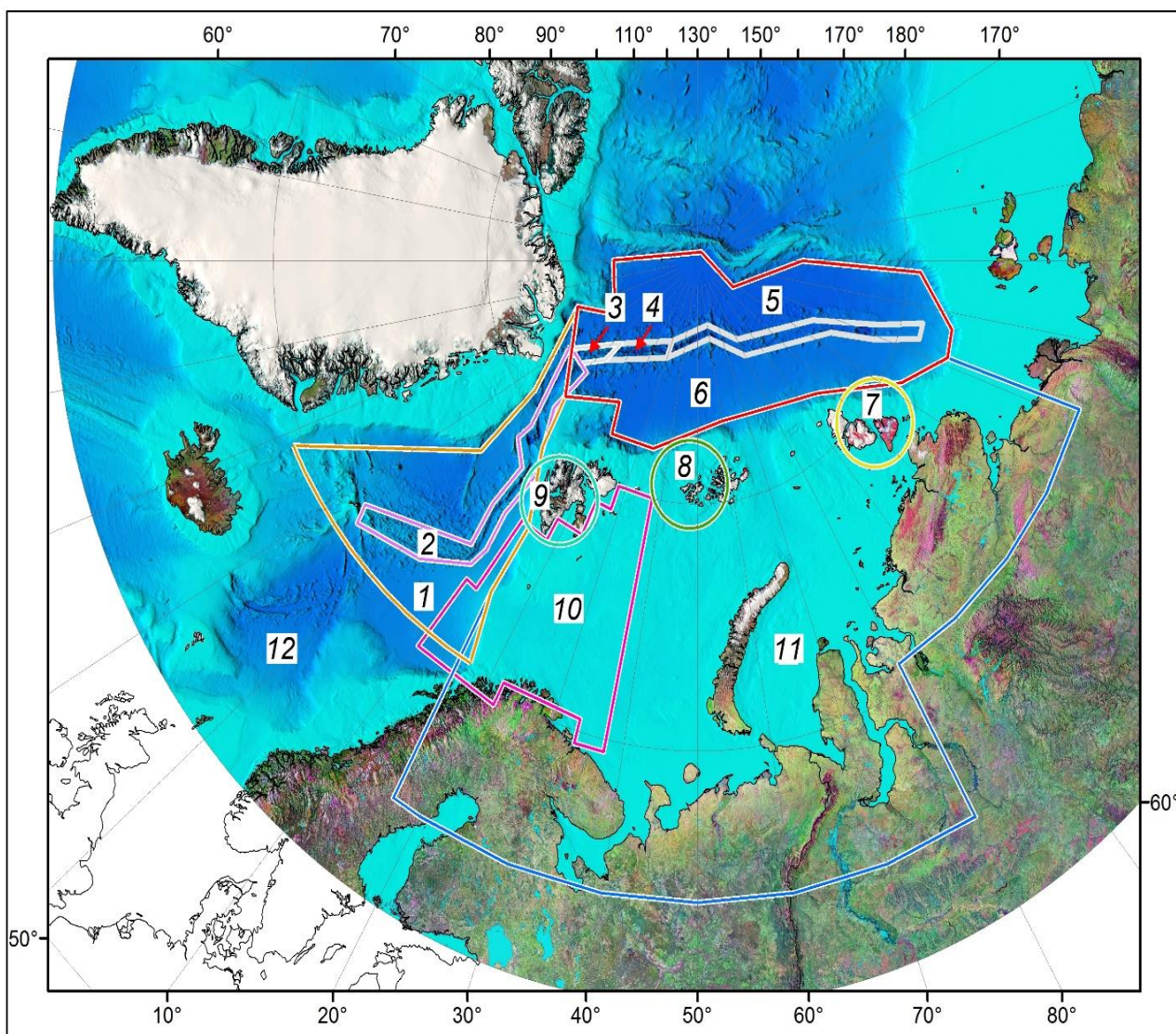


Рис. 2.3.5 – Комбинированная скоростная модель для Евразийской Арктики, представляющая собой совокупность одномерных скоростных моделей и используемая для локации землетрясений в программе NAS [Асминг и др., 2021]. Линиями обозначены области, в которых действуют разные скоростные модели: 1 – Young oceans - crust age 0–20 MY на основе [Hung, Forsyth, 1999]; 2 – Knipovich Na на основе [Jokat et al., 2012]; 3 – Gakkel_WVZ на основе [Schlindwein et al., 2007]; 4 – Gakkel_SMZ на основе [Schlindwein et al., 2007]; 5 – Gakkel_EVZ на основе [Schlindwein et al., 2007]; 6 – NOES_hybrid; 7 – SZ; 8 – NOES [Morozov, Vaganova, 2017]; 9 – SPIT; 10 – BARENTS16 [Pirli, Schweitzer, 2018]; 11 – BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001]; 12 – ak135 [Kennett et al., 1995]

Таблица 2.13 – Скоростные одномерные модели, входящие в комбинированную скоростную модель для Евразийской Арктики

№	Скоростная модель	Географический район охвата	<i>H</i> , км	<i>V_p</i> , км/с	<i>V_s</i> , км/с	Источник	Примечание
1	Young oceans - crust age 0-20 MY	Океаническая кора в районе хребта Книповича	0 0.5 1.8 6.6	3.7 5.105 6.85 8.25	2.09 2.885 3.87 4.68	На основе [Hung, Forsyth, 1999]	Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995]
2	Knipovich	Хребет Книповича	0 1 2 3.5 4.5	3.0 4.0 5.0 6.0 7.8	1.73 2.31 2.89 3.47 4.51	На основе [Jokat et al., 2012]	Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995]
3	Gakkel_WVZ	Хребет Гаккеля, западный вулканический сегмент (7° з.д.–3° в.д.)	0 2.0 3.5 7.0	3.6 4.65 7.9 8.1	2.08 2.69 4.57 4.68	На основе [Schlindwein et al., 2007]	Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995]
4	Gakkel_SMZ	Хребет Гаккеля, центральный амагматический сегмент (3° в.д.–30° в.д.)	0 2.7 5.7	4.5 7.8 8.1	2.57 4.59 4.68	На основе [Schlindwein et al., 2007]	Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995].
5	Gakkel_EVZ	Хребет Гаккеля, восточный вулканический сегмент (30° в.д.–94° в.д.)	0 2.0 7.7 16.2	2.5 4.25 7.95 8.2	1.45 2.46 4.59 4.73	На основе [Schlindwein et al., 2007]	Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995].
6	NOES_hybrid	Океаническая кора в районе хребта Гаккеля	0 4 15 20 71.5 210 260 >310	4.30 6.10 6.90 8.00 8.10 8.37 8.60 8.665	2.36 3.50 3.85 4.60 4.65 4.67 4.80 4.696	-	Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995].
7	SZ	Район архипелага Северная Земля	0 9 12 20 31 43 85	5.1 6.2 6.8 7.3 8.1 8.2 8.5	3.1 3.4 3.5 3.6 4.1 4.5 4.7	-	Вычислена по данным стационарной станции SVZ методом <i>P</i> -приемных функций [Vinnik, 1977]. Дополнена моделью <i>ak135</i> [Kennett et al., 1995].
8	NOES	Район архипелага Земля Франца-Иосифа	0 4 17 30 43 71 >210	4.3 6.1 6.8 8.15 8.25 8.35 8.37	2.36 3.6 3.94 4.52 4.75 4.81 4.56	[Morozov, Vaganova, 2017]	Дополнена моделью <i>iasp91</i> [Kennett, Engdahl, 1991]

№	Скоростная модель	Географический район охвата	H , км	V_p , км/с	V_s , км/с	Источник	Примечание
9	SPIT	Район архипелага Шпицберген	0 17 35 71 271	5.77 6.75 8.4 8.48 8.523	3.33 3.90 4.60 4.60 4.628	[Morozov, Vaganova, 2017]	Вычислена по данным стационарной станции SPA0 методом P -приемных функций [Vinnik, 1977]. Дополнена моделью $ak135$ [Kennett et al., 1995]
10	BARENTS16	Запад шельфа Баренцева моря	0 20 36 75 210	5.87 6.09 8.03 8.14 8.30	3.42 3.51 4.69 4.73 4.72	[Pirli, Schweitzer, 2018]	Дополнена моделью $ak135$ [Kennett et al., 1995]
11	BARENTS	Шельф Баренцев-Карского региона. Севера Восточно-Европейской платформы	0 16 40 55	6.20 6.70 8.10 8.23	3.58 3.87 4.60 4.68	[Kremenetskaya et al., 2001]	Дополнена моделью $iasp91$ [Kennett, Engdahl, 1991]
12	$ak135$	За пределами границ района регионализации	-	-	-	[Kennett et al., 1995]	Фоновая модель

В таблице 2.14 показаны результаты локации «эталонных» событий в программе NAS с комбинированной скоростной моделью. Наблюдается хорошая сходимость, эллипсы ошибок вычисленных эпицентров перекрывают эпицентры с эллипсами ошибок «эталонных» событий. Полученные результаты говорят о возможности использования данной комбинированной модели в рутинной обработке сейсмических событий, зарегистрированных в пределах Евразийской Арктики.

2.4. Уточнение шкалы ML для западной части Евразийской Арктики

В ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН и Секторе сейсмического мониторинга севера Русской плиты ФИЦ ЕГС РАН при оценке магнитуды ML используется реализованный в программе WSG [Акимов, Красилов, 2020] способ расчёта, основанный на осреднённой по Северной Евразии калибровочной функции [Габсатарова, 2006]. Некоторое неудобство расчёта магнитуды ML в программе WSG связано с ограничением эпицентрального расстояния 800 км, что в условиях Евразийской Арктики часто приводило к невозможности оценить для землетрясения магнитуду. После установки и нескольких лет функционирования стационарных сейсмических станций на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля и, используя данные сейсмических станций на архипелаге Шпицберген, появилась возможность выполнить калибровку шкалы локальной магнитуды ML для Евразийской Арктики.

Таблица 2.14 – Параметры гипоцентров «эталонных» землетрясений по [International ..., 2022] и промышленного взрыва 24.10.1990 г. по [Yang et al., 2000] и вычисленные параметры с комбинированной скоростной моделью для Евразийской Арктики

N	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			$N_{ст}$	Эллипс Ошибок			Gap^*, \circ	$D^{**},$ км	Примечание
			φ, \circ	λ, \circ	$h, км$		Az_{major}, \circ	$S_{minor},$ км	$S_{major},$ км			
Ядерный взрыв												
1	24.10.1990	14:57:58.3	73.33	54.76	0	-	-	-	-	-	5.1	GT1 event по [Yang et al., 2000]
		14:58:00.7	73.33	54.60	0f	10	170	10.2	14.5	94		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–15°
Землетрясения												
2	11.10.2010	22:48:27.9	76.26	63.91	14	990	151	4.7	4.9	25	31.7	[International ..., 2022]
		22:48:27.4	76.43	64.88	14f	13	90	26.4	34.5	282		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–15°
3	04.02.2018	13:24:34.0	82.94	-6.57	10f	996	39	1.5	2.4	47	33.4	[International ..., 2022]
		13:24:38.2	82.64	-6.73	10f	7	50	23.6	67.4	347		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–10°
4	01.06.2015	12:57:53.3	86.02	31.27	17	1089	5	4.2	4.4	15	3.4	[International ..., 2022]
		12:57:55.1	86.03	31.69	17f	7	0	16.5	30.3	303		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–10°

5	08.04.2017	00:46:29.1	84.87	99.79	11	1087	34	4.4	4.6	20	17.3	[International ..., 2022]
		00:46:29.4	84.74	100.74	11f	13	40	12.0	30.2	209		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–15°
6	28.10.2017	16:13:55.1	86.96	55.57	9	1959	45	3.6	4.1	23	18.9	[International ..., 2022]
		16:13:56.4	86.79	55.49	9f	18	0	10.4	14.5	148		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–15°
7	26.06.2019	22:12:58.1	84.41	105.83	11	777	143	5.0	5.44	18	15.5	[International ..., 2022]
		22:12:58.8	84.32	104.75	11f	10	60	13.0	27.3	139		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–15°
8	09.06.2017	20:49:52.3	79.89	0.80	15	1320	12	3.6	4.3	27	11.3	[International ..., 2022]
		20:49:51.1	79.79	0.89	15f	6	0	7.1	23.2	225		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–10°
9	18.02.2020	07:29:38.7	85.72	22.49	9	1806	163	3.9	4.2	13	15.4	[International ..., 2022]
		07:29:38.8	85.80	20.96	9f	11	140	11.2	24.9	203		Результат применения комбинированной скоростной модели. Диапазон расстояний 0°–10°

* - зона тени;

** - расстояние между вычисленным эпицентром и истинным.

Локальная магнитуда ML была первоначально определена Ч.Ф. Рихтером [Richter, 1935] как логарифм максимума амплитуды, измеренной на записи сейсмографа Вуда–Андерсона ($T_0=0.8$ с, увеличение $G=2800$, постоянная затухания $h=0.8$), расположенного на расстоянии 100 км от эпицентра. Рихтер построил калибровочную кривую для перехода от амплитуд, наблюдаемых на произвольном эпицентральной расстоянии, к амплитудам, ожидаемым на расстоянии 100 км. Магнитуда ML задаётся в виде [Richter, 1935; 1958]

$$ML = \lg A - \lg A_0(R) + S,$$

где A – максимальная амплитуда показаний сейсмографа Вуда–Андерсена в миллиметрах для рассматриваемого события, $\lg A_0(R)$ – калибровочная кривая, A_0 – амплитуда для землетрясения с $ML=0$ на расстоянии R (в км) от гипоцентра рассматриваемого события до станции, S – станционная поправка.

Согласно [Bakun, Joyner, 1984; Hutton, Boore, 1987], $\lg A_0(R)$ можно представить в виде

$$-\lg A_0(R) = n \lg \frac{R}{R_{\text{ref}}} + k(R - R_{\text{ref}}) + M_{\text{ref}},$$

где коэффициент n характеризует затухание при геометрическом расхождении (R^{-n}), а k – характеризует неупругое поглощение (e^{-kR}).

Для шкалы [Richter, 1935; 1958] амплитуда смещения в поперечной волне 1 мм (сейсмограф Вуда–Андерсена) на гипоцентральной расстоянии $R_{\text{ref}}=100$ км соответствует $ML_{\text{ref}}=3$.

Таким образом, $-\lg A_0(R)$ можно представить в виде

$$-\lg A_0(R) = n \lg \frac{R}{100} + k(R - 100) + 3.$$

Коэффициенты n и k , характеризующие калибровочную функцию, оценивались из условий

$$\sum_{i,j} [ML^i - \lg A^{ij} + \lg A_0^{ij} - S^j] \rightarrow \min,$$

$$\sum_j S^j = 0,$$

где i – индексы событий, j – индексы станций, S^j – станционные поправки, A – амплитуды сейсмографа Вуда–Андерсена (в мм).

Для калибровки шкалы локальной магнитуды использовались результаты сейсмологических наблюдений на станциях, расположенных на архипелагах Земля Франца-Иосифа, Северная Земля и Шпицберген. В частности, это станции OMEGA и SVZ (сеть АН), станция KBS (сеть GE), HSPB, (сеть PL), SPA0 (сейсмическая группа SPITS, сеть NORSAR) (Табл. 2.15).

Таблица 2.15 – Сведения о сейсмических станциях

№	Сейсмическая станция		Дата открытия	Координаты и высота над уровнем моря			Тип оборудования
	название станции (код сети)	международный код		φ, °N	λ, °E	h, м	
1	Омега (АН)	OMEGA	25.08.2015	80.780	47.732	24	CMG-3T-Polar CMG-DM24
2	Северная Земля (АН)	SVZ	21.11.2016	79.276	101.657	21	CMG-6TD
3	Kingsbay (GE)	KBS	1967	78.926	11.942	74	STS-1
4	Hornsund (broadband) (PL)	HSPB	22.09.2007	77.002	15.533	10	STS-2
5	Spitsbergen Array (NO)	SPA0	06.11.1992	78.178	16.370	323	CMG-3T

Была подготовлена выборка из 167 землетрясений и 612 значений амплитуд на пяти сейсмических станциях. Выборка охватывала землетрясения, произошедшие в основных сейсмоактивных зонах Евразийской Арктики за период с января 2016 г. по апрель 2019 г. (Рис. 2.4.1, Табл. 2.16).

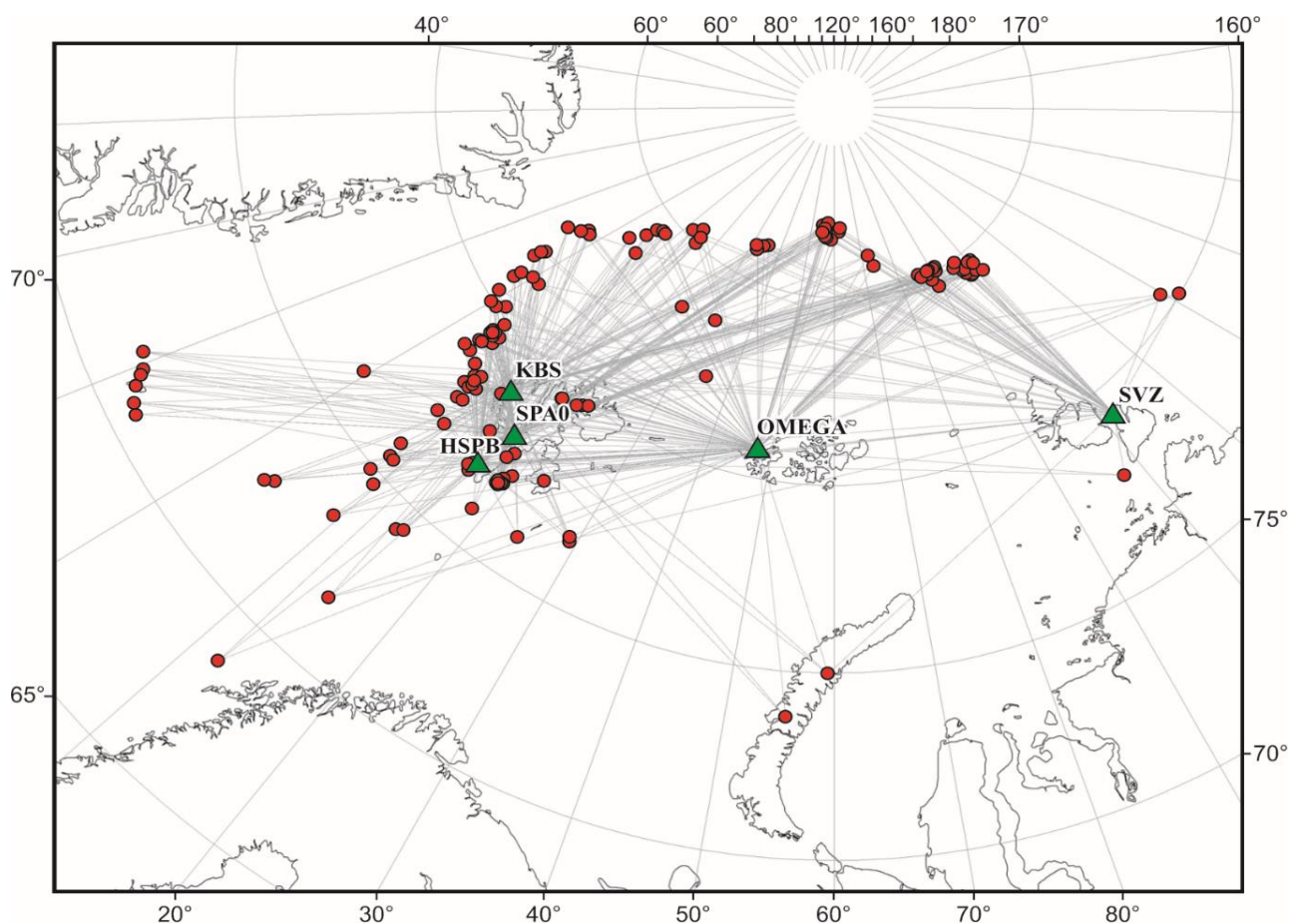


Рис. 2.4.1 – Сейсмические станции, эпицентры землетрясений и лучи между очагами и станциями

Таблица 2.16 – Параметры выборки для уточнения шкалы *ML*

Параметр	Значение	
Количество землетрясений:	167	
Период выборки:	с января 2016 г. по апрель 2019 г.	
Количество станций:	5	
Количество измерений амплитуд по станциям:	SPA0	163
	KBS	154
	HSPB	96
	OMEGA	136
	SVZ	63
Диапазон эпицентральных расстояний, км	SPA0	56–1918
	KBS	28–1852
	HSPB	11–1828
	OMEGA	394–1753
	SVZ	185–2115
Диапазон значений магнитуд	2.5–6.0	

Для каждой станции имелась амплитудно-частотная характеристика прибора в комплексном виде (в полюсах и нулях – формат SAC). Это дало возможность записи сейсмических станций симулировать в запись сейсмографа Вуда–Андерсона. Для оценки значений максимальной амплитуды *S* волны на горизонтальном канале использовались записи с хорошим соотношением сигнал/шум (отношение не менее 3) и только тех землетрясений, которые были зарегистрированы не менее чем тремя станциями. Распределение количества замеров значений амплитуд в зависимости от эпицентрального расстояния и магнитуд землетрясений представлено на рисунке 2.4.2. Основное количество замеров амплитуд произведено для землетрясений с магнитудами *ML* от 3.0 до 5.0 в диапазоне эпицентральных расстояний от 50 до 1400 км.



Рис. 2.4.2 – Распределение количества замеров значений амплитуд в зависимости от эпицентрального расстояния и в зависимости от магнитуды

В результате аппроксимации выявлено, что наилучшая сходимость достигается при значениях $n=1.5$ и $k=1.0 \cdot 10^{-4}$. Вычисленные значения коэффициентов n и k и стационарные поправки представлены в таблице 2.17.

Таблица 2.17 – Значения коэффициентов n , k и станционных поправок

n	k	σ	Станционные поправки				
			SPA0	KBS	HSPB	OMEGA	SVZ
1.5	$1.0 \cdot 10^{-4}$	0.30	-0.09	-0.09	0.15	-0.07	0.21

Сравнение со шкалами ML , полученными для других регионов [Hutton, Boore, 1987; Alsaker et al., 1991; Дягилев, 2015], показывает, что все они расходятся в силу различий региональных особенностей распространения и затухания сейсмических волн (Рис. 2.4.3). Сравнивая с калибровочной кривой, используемой нами ранее в WSG [Габсатарова, 2006], можно увидеть, что разница между кривыми становится заметней с расстояния 300 км (Рис. 2.4.3).

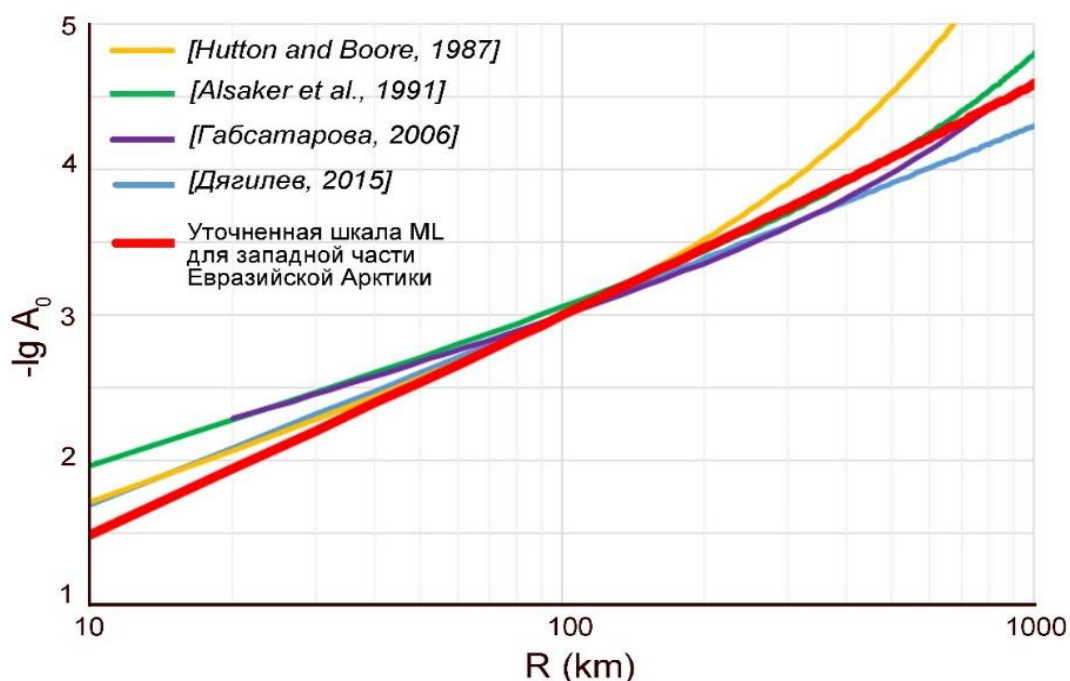


Рис. 2.4.3 – Сравнение шкал ML для разных регионов мира

Распределение невязок магнитуд по гипоцентральному расстояниям представлено на рисунке 2.4.4. Распределение построено с учётом поправок магнитуд, вычисленных индивидуально для каждой станции (Табл. 2.14). В правой части рисунка представлена диаграмма распределения числа невязок. Из рисунка следует, что большинство значений невязок распределено в диапазоне от -0.5 до 0.4 .

Таким образом, была получена уточнённая шкала локальной магнитуды ML для территории западной части Евразийской Арктики на основе данных сейсмических станций, функционирующих на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля

$$-\lg A_0(R) = 1.5 \cdot \lg \frac{R}{100} + 1.0 \cdot 10^{-4}(R-100) + 3.0.$$

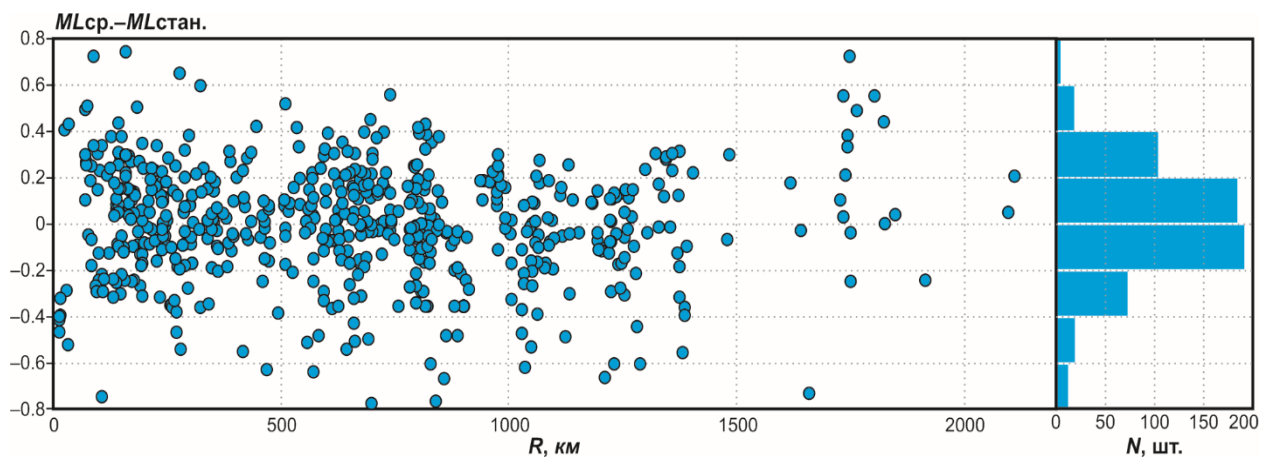


Рис. 2.4.4. – Распределение невязок магнитуд по гипоцентральному расстояниям (слева) и их количества по диапазонам значений (справа) для станций, использованных при калибровке региональной магнитуды

Уточнённая шкала может быть применима в широких диапазонах эпицентральных расстояний и магнитуд. Шкала ML с соответствующими станционными поправками введена в практику повседневной обработки сейсмологических данных в ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН для западного сектора Российской Арктики и прилегающих территорий.

2.5. Унификация магнитуд современных землетрясений Евразийской Арктики

Для арктических территорий проблема унификации магнитуд, без решения которой резко снижается обоснованность оценки сейсмической опасности, до сих пор стоит наиболее остро. Это связано как с различием способов определения и спецификой локальных магнитудных шкал, так и большим количеством международных и региональных сейсмологических центров, осуществляющих эти определения и публикующих их результаты.

Проблема унификации магнитуд для конкретных арктических территорий в разное время поднималась в работах [Bath et al., 1976; Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996; Lindholm, Bungum, 2000]. В работах [Bath et al., 1976; Ассиновская, 1994] выявлены соотношения между магнитудами mb и ML для землетрясений Фенноскандии, однако они основаны на малой выборке землетрясений и на определениях mb , сделанных в разных сейсмологических центрах. В работе [Lindholm, Bungum, 2000] выявлены соотношения между моментной магнитудой M_w и локальными магнитудами ML и M_s , вычисленными в Сейсмологическом центре Университета Бергена (Норвегия) на основе данных Национальной Норвежской сейсмической сети (код сети NS). Однако эти соотношения между магнитудами основаны прежде всего на землетрясениях, произошедших преимущественно в юго-западной части Норвегии.

Всесторонне проблема унификации магнитуд арктических землетрясений рассмотрена в работе [Аветисов, 1996]. В ней был сделан вывод, что в целом по Арктическому региону за временной период с 1970 по 1991 г. для землетрясений в диапазоне магнитуд 3.5–6.5 имеются надежные формулы связи между mb и MS , вычисленные в международных сейсмологических центрах ISC (International Seismological Centre), NEIC (National Earthquake Information Center) и MOS (ФИЦ ЕГС РАН). При этом выявленные формулы связи между определениями магнитуд по локальным шкалам ML региональных центров и определениями ISC базируются на малом количестве фактического материала, причём минимальный порог магнитуд не опускался ниже 3.0.

Начало XXI в. ознаменовано самым значительным за весь инструментальный период увеличением сети сейсмических станций в Арктике. Развитие затронуло практически все зарубежные и отечественные региональные сейсмологические центры. В этот период появляется новый сейсмологический центр – ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН [Morozov, Konechnaya, 2013; Antonovskaya et al., 2015]. При этом не только развивались инструментальные наблюдения, но и совершенствовались методические подходы к определению параметров очагов арктических землетрясений и уточнялись локальные магнитудные шкалы ML [Uski, Turpurainen, 1996; Hicks et al., 2004; Морозов и др., 2020].

В связи с увеличением количества регистрируемых арктических землетрясений за счет уменьшения пороговой магнитуды проблема многообразия магнитудных оценок стала ещё более явной. Эта проблема усугубляется еще и тем, что каждый региональный сейсмологический центр «специализируется» на регистрации землетрясений из определённого района Арктики и при создании сводных каталогов возникают сложности с сопоставлением данных. Поэтому исследования по унификации магнитуд арктических землетрясений в настоящее время весьма актуальны. В данном разделе приведены результаты построения корреляционных соотношений между магнитудами разных типов, вычисленными в международных и региональных сейсмологических центрах для современных землетрясений Евразийской Арктики.

Из каталога ISC [The International..., 2020] была подготовлена выборка землетрясений за период с января 1995 г. по январь 2020 г. для района, ограниченного координатами: по широте от 72.0° с.ш. до 90.0° с.ш.; по долготе от 10.0° з.д. до 140.0° в.д. (Рис. 2.5.1). Временной диапазон в выборке начинается с 1995 г., т.к. с конца XX в. начался процесс интенсивного развития инструментальных наблюдений в Арктике на основе цифровых сейсмических станций. В выборку входили землетрясения с глубинами гипоцентров до 35 км. Большинство землетрясений в выборке приурочено к срединно-океаническим хребтам и архипелагу Шпицберген (Рис. 2.5.1).

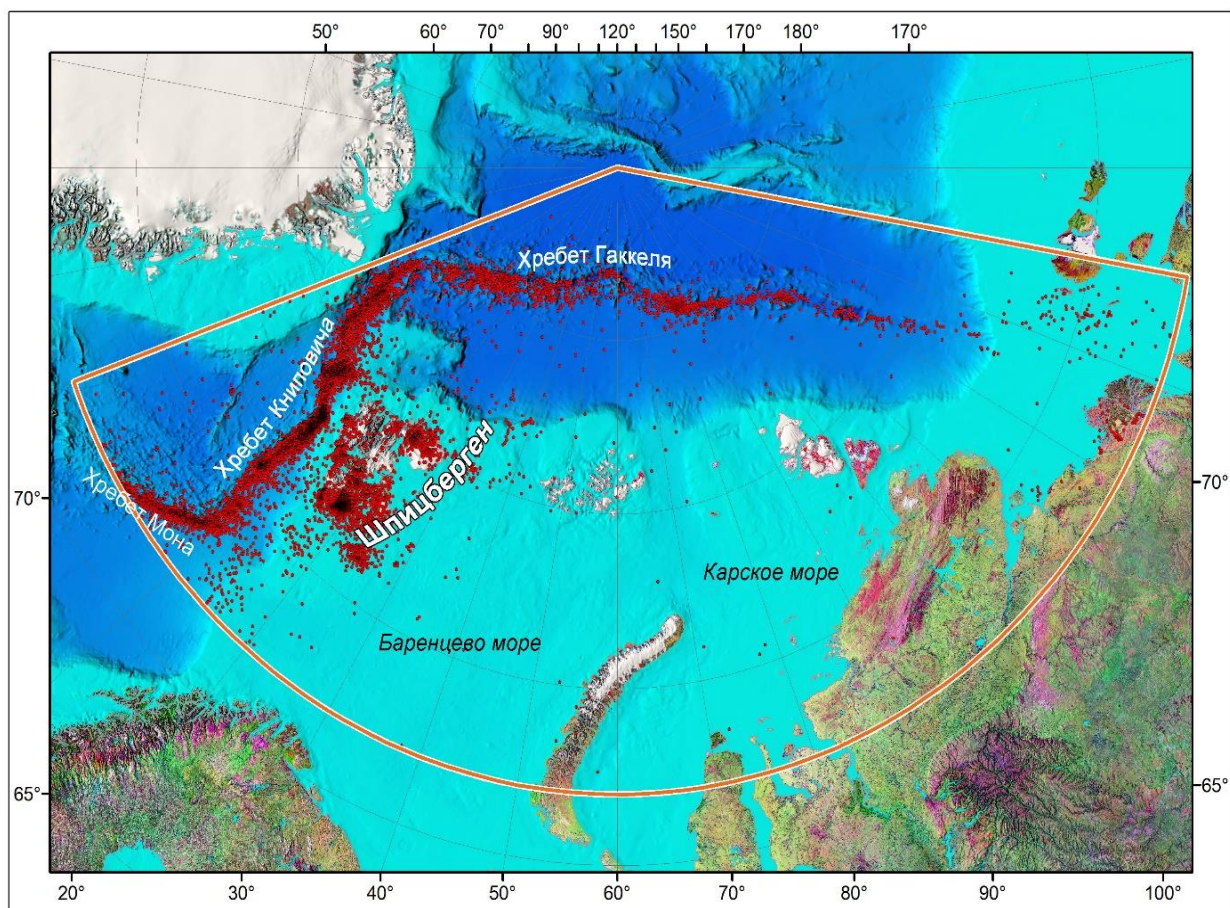


Рис. 2.5.1 – Карта с обозначением границы выборки землетрясений для выявления соотношений между магнитудами разных типов, вычисленными в международных и региональных сейсмологических Центрах, и распределение их эпицентров

В базе данных ISC для землетрясений указываются значения магнитуд разных типов, вычисленные разными международными и региональными сейсмологическими центрами. В основном это магнитуды m_b и M_S , определяемые по объемным и поверхностным волнам на телесеismicких расстояниях, и локальная магнитуда M_L , рассчитанная по амплитуде и периоду максимальной фазы в поперечной волне.

Магнитуды арктических землетрясений представлены в выборке следующими международными сейсмологическими центрами: ISC – International Seismological Centre (Великобритания); NEIC – National Earthquake Informational Centre (США); IDC – International Data Centre, СТВТО (Австрия); MOS – ФИЦ ЕГС РАН (Россия); VJI – China Earthquake Networks Center (Китай); CSEM – European-Mediterranean Seismological Centre (Франция); EIDC – Experimental International Data Center (США).

Среди региональных сейсмологических центров в выборке представлены: FCIAR – ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (г. Архангельск, Россия); KOLA – Кольский филиал ФИЦ ЕГС РАН (г. Апатиты, Россия); NAO – NORSAR (Норвегия); BER – Бергенский университет (Норвегия); HEL – Институт сейсмологии Хельсинского университета (Финляндия).

На первом этапе исследования массивы данных проверялись на характер распределения, а именно на предмет того, имеет ли анализируемая переменная нормальное распределение. Гистограммы имеют примерно колоколообразный симметричный вид. Далее выборки проверялись на значимость коэффициента корреляции, при этом нулевая гипотеза формулировалась как равенство нулю коэффициента корреляции, а альтернативная гипотеза – как обратная нулевой, т.е. включающая все остальные случаи. Для оценки значимости коэффициента корреляции использовался t -критерий Стьюдента при заданном уровне значимости 0.05 и числе степеней свободы равном 2 [Student, 1908]. В случаях, когда расчетное значение было больше табличного, коэффициент корреляции признавался значимым и связь между переменными считалась возможной. Для таких выборок производилось построение уравнения парной регрессии.

Для решения задачи унификации шкалы магнитуд прежде всего строились соотношения между магнитудами mb и MS , вычисленными в ISC, с магнитудами разных типов, вычисленными в других сейсмологических центрах. С учетом предположения о том, что каждая из магнитуд определяется с одинаковой погрешностью, соотношения определялись по методу ортогональной регрессии [Кендалл, Стюарт, 1973; Смирнов, 2009]. Интуитивно ортогональная регрессия заключается в поиске прямой линии, которая минимизирует сумму квадратов расстояний от точки до прямой. Главное отличие модели ортогональной регрессии от линейной регрессии состоит в том, что расстояние от точек корреляционного поля до оцениваемой линии ортогональной регрессии измеряется не вдоль выделенной координатной оси, соответствующей эндогенной переменной модели, а на основе понятия наикратчайшего пути, то есть по нормали к линии регрессии. Для каждого выявленного соотношения указывалось количество использованных данных, диапазоны магнитуд, коэффициенты корреляции и детерминации, дисперсия и среднеквадратическое отклонение, а также доверительные интервалы для коэффициентов (Табл. 2.15). Зависимости для магнитуд ML регионального сейсмологического центра NAO строились отдельно для двух временных периодов: до 2009 г. и после 2009 г. Это связано с внедрением новой калибровочной кривой для региональной магнитуды ML в NAO [Hicks et al., 2004].

Было получено 40 корреляционных соотношений между магнитудами разных типов, которые условно можно разделить на три группы: магнитуды mb и MS , вычисленные в международных сейсмологических центрах; магнитуды mb , MS и ML , вычисленные в международных и региональных центрах; и магнитуды ML , вычисленные в региональных центрах (Табл. 2.18).

Таблица 2.18 – Уравнения линий ортогональной регрессии и их параметры между магнитудами разных типов, вычисленными в международных и региональных сейсмологических центрах

Уравнения линий ортогональной регрессии ($y = ax + b$)	Объем выборки и N	Магнитудный диапазон выборки	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R^2	Среднеквадратическое отклонение, σ	Доверительные интервалы для параметров a и b ортогональной регрессии ($y = ax + b$)
<i>Международные сейсмологические Центры</i>						
$mb_{ISC} = 1.60mb_{IDC} - 2.06$	1795	$2.8 \leq mb_{IDC} \leq 5.9$ $2.6 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.93	0.86	$\sigma(mb_{IDC}) = 0.52$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.33$	$1.526 < a < 1.670$ $-2.341 < b < -1.804$
$mb_{ISC} = 1.13mb_{NEIC} - 0.75$	1389	$2.9 \leq mb_{NEIC} \leq 6.6$ $2.6 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.86	0.75	$\sigma(mb_{NEIC}) = 0.44$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.48$	$1.078 < a < 1.179$ $-0.975 < b < -0.532$
$mb_{ISC} = 1.13mb_{MOS} - 0.86$	816	$3.7 \leq mb_{MOS} \leq 6.7$ $3.0 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.89	0.78	$\sigma(mb_{MOS}) = 0.43$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.48$	$1.062 < a < 1.196$ $-1.186 < b < -0.564$
$mb_{ISC} = 1.07mb_{BJI} - 0.67$	468	$3.9 \leq mb_{BJI} \leq 6.6$ $3.7 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.73	0.53	$\sigma(mb_{BJI}) = 0.38$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.39$	$0.990 < a < 1.156$ $-1.099 < b < -0.273$
$mb_{ISC} = 1.55mb_{EIDC} - 1.92$	604	$3.0 \leq mb_{EIDC} \leq 5.5$ $2.6 \leq mb_{ISC} \leq 5.9$	0.90	0.81	$\sigma(MS_{EIDC}) = 0.34$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.51$	$1.439 < a < 1.678$ $-2.399 < b < -1.490$
$mb_{ISC} = 0.88MS_{ISC} + 0.84$	1237	$2.4 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$ $2.8 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.80	0.64	$\sigma(MS_{ISC}) = 0.57$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.52$	$0.842 < a < 0.915$ $0.698 < b < 0.966$
$mb_{ISC} = 1.06MS_{IDC} + 0.23$	1070	$2.2 \leq MS_{IDC} \leq 6.4$ $2.8 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.76	0.58	$\sigma(MS_{IDC}) = 0.50$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.52$	$1.014 < a < 1.108$ $0.058 < b < 0.388$
$mb_{ISC} = 0.74MS_{MOS} + 1.49$	208	$3.5 \leq MS_{MOS} \leq 6.3$ $3.0 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.82	0.67	$\sigma(MS_{MOS}) = 0.52$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.41$	$0.657 < a < 0.831$ $1.094 < b < 1.871$
$MS_{ISC} = 1.08MS_{IDC} - 0.25$	1223	$2.6 \leq MS_{IDC} \leq 6.4$ $2.6 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.97	0.94	$\sigma(MS_{IDC}) = 0.47$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.51$	$1.027 < a < 1.132$ $-0.442 < b < -0.073$
$MS_{ISC} = 1.01MS_{NEIC} - 0.05$	86	$3.6 \leq MS_{NEIC} \leq 6.5$ $3.7 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.96	0.92	$\sigma(MS_{NEIC}) = 0.60$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.60$	$0.851 < a < 1.198$ $-0.924 < b < 0.691$

Уравнения линий ортогональной регрессии ($y = ax + b$)	Объем выборки и N	Магнитудный диапазон выборки	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R^2	Среднеквадратическое отклонение, σ	Доверительные интервалы для параметров a и b ортогональной регрессии ($y = ax + b$)
$MS_{ISC} = 1.02MS_{MOS} + 0.01$	230	$3.5 \leq MS_{MOS} \leq 6.3$ $3.5 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.96	0.92	$\sigma(MS_{MOS}) = 0.53$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.54$	$0.912 < a < 1.134$ $0.508 < b < 0.476$
$MS_{ISC} = 1.42MS_{BJI} - 2.63$	385	$3.7 \leq MS_{BJI} \leq 7.0$ $3.0 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.83	0.69	$\sigma(MS_{BJI}) = 0.43$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.58$	$1.310 < a < 1.551$ $-3.240 < b < -2.075$
$MS_{ISC} = 1.19MS_{EIDC} - 0.62$	291	$2.7 \leq MS_{EIDC} \leq 6.0$ $2.4 \leq MS_{ISC} \leq 6.1$	0.93	0.86	$\sigma(MS_{EIDC}) = 0.50$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.59$	$1.080 < a < 1.307$ $-1.072 < b < -0.211$
$MS_{ISC} = 0.86MS_{CSEM} + 0.86$	44	$2.9 \leq MS_{CSEM} \leq 6.3$ $2.9 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.95	0.89	$\sigma(MS_{CSEM}) = 0.85$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.74$	$0.727 < a < 1.023$ $0.202 < b < 1.434$
$MS_{ISC} = 1.55mb_{NEIC} - 3.07$	941	$2.9 \leq mb_{NEIC} \leq 6.6$ $2.4 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.75	0.56	$\sigma(mb_{NEIC}) = 0.41$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.57$	$1.471 < a < 1.632$ $-3.447 < b < -2.726$
$MS_{ISC} = 1.67mb_{IDC} - 2.77$	897	$2.6 \leq mb_{IDC} \leq 6.4$ $3.0 \leq MS_{ISC} \leq 5.9$	0.78	0.61	$\sigma(mb_{IDC}) = 0.36$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.54$	$1.571 < a < 1.771$ $-3.166 < b < -2.404$
$MS_{ISC} = 0.69mb_{MOS} + 1.93$	642	$3.7 \leq mb_{MOS} \leq 6.7$ $2.4 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.85	0.73	$\sigma(mb_{MOS}) = 0.59$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.44$	$0.653 < a < 0.743$ $1.749 < b < 2.109$
<i>Международные и региональные сейсмологические Центры</i>						
$mb_{ISC} = 0.79mb_{NAO} + 1.05$	164	$2.6 \leq mb_{NAO} \leq 6.2$ $3.4 \leq mb_{ISC} \leq 5.9$	0.80	0.65	$\sigma(mb_{NAO}) = 0.60$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.50$	$0.705 < a < 0.889$ $0.635 < b < 1.422$
$mb_{ISC} = 0.94ML_{BER} + 1.19$	960	$1.3 \leq ML_{BER} \leq 5.7$ $2.6 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.60	0.36	$\sigma(ML_{BER}) = 0.58$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.56$	$0.919 < a < 0.956$ $1.136 < b < 1.242$
$mb_{ISC} = 1.45ML_{FCIAR} - 1.70$	219	$2.6 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$ $2.8 \leq mb_{ISC} \leq 5.5$	0.55	0.30	$\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.41$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.51$	$1.344 < a < 1.573$ $-2.163 < b < -1.276$
$mb_{ISC} = 1.07ML_{HEL} + 0.01$	158	$2.2 \leq ML_{HEL} \leq 5.2$ $2.6 \leq mb_{ISC} \leq 5.7$	0.52	0.27	$\sigma(ML_{HEL}) = 0.56$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.58$	$1.002 < a < 1.145$ $0.273 < b < 0.268$

Уравнения линий ортогональной регрессии ($y = ax + b$)	Объем выборки и N	Магнитудный диапазон выборки	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R^2	Среднеквадратическое отклонение, σ	Доверительные интервалы для параметров a и b ортогональной регрессии ($y = ax + b$)
$mb_{ISC} = 1.02ML_{NAO} + 0.96$ (до 2009 г.)	436	$1.8 \leq ML_{NAO} \leq 5.9$ $2.8 \leq mb_{ISC} \leq 5.7$	0.54	0.29	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.54$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.55$	$1.003 < a < 1.031$ $0.924 < b < 1.004$
$mb_{ISC} = 0.92ML_{NAO} + 0.44$ (после 2009 г.)	558	$2.3 \leq ML_{NAO} \leq 5.9$ $2.8 \leq mb_{ISC} \leq 6.4$	0.76	0.57	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.56$ $\sigma(mb_{ISC}) = 0.53$	$0.872 < a < 0.980$ $0.231 < b < 0.631$
$mb_{NEIC} = 0.59ML_{FCIAR} + 2.08$	131	$2.9 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$ $4.0 \leq mb_{NEIC} \leq 5.6$	0.61	0.38	$\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.46$ $\sigma(mb_{NEIC}) = 0.33$	$0.505 < a < 0.684$ $1.6967 < b < 2.426$
$mb_{MOS} = 0.65ML_{FCIAR} + 2.03$	77	$3.3 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$ $4.2 \leq mb_{MOS} \leq 5.8$	0.72	0.52	$\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.48$ $\sigma(mb_{MOS}) = 0.35$	$0.521 < a < 0.788$ $1.426 < b < 2.567$
$MS_{ISC} = 1.12MS_{BER} - 0.02$	31	$2.4 \leq MS_{BER} \leq 5.9$ $3.0 \leq MS_{ISC} \leq 6.1$	0.72	0.52	$\sigma(MS_{BER}) = 0.66$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.72$	$1.012 < a < 1.244$ $-0.514 < b < 0.420$
$MS_{ISC} = 0.94ML_{FCIAR} - 0.21$	158	$2.9 \leq ML_{FCIAR} \leq 4.9$ $2.8 \leq MS_{ISC} \leq 4.9$	0.62	0.38	$\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.38$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.37$	$0.830 < a < 1.069$ $-0.705 < b < 0.229$
$MS_{MOS} = 1.11ML_{FCIAR} - 0.57$	21	$3.7 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$ $3.5 \leq MS_{MOS} \leq 5.6$	0.57	0.33	$\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.55$ $\sigma(MS_{MOS}) = 0.59$	$1.082 < a < 1.142$ $-0.703 < b < -0.434$
$MS_{IDC} = 0.91ML_{FCIAR} - 0.06$	247	$2.6 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$ $2.7 \leq MS_{IDC} \leq 5.6$	0.61	0.37	$\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.46$ $\sigma(MS_{IDC}) = 0.43$	$0.830 < a < 0.988$ $-0.380 < b < 0.235$
$MS_{ISC} = 1.09mb_{NAO} - 0.55$	140	$3.0 \leq mb_{NAO} \leq 6.2$ $2.9 \leq MS_{ISC} \leq 6.1$	0.74	0.55	$\sigma(mb_{NAO}) = 0.58$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.62$	$0.983 < a < 1.199$ $-1.054 < b < -0.105$
$MS_{ISC} = 0.54ML_{NAO} + 1.87$	532	$2.0 \leq ML_{NAO} \leq 5.9$ $2.6 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.38	0.14	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.72$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.56$	$0.472 < a < 0.611$ $1.639 < b < 2.098$
$MS_{ISC} = 0.99ML_{BER} + 0.77$	553	$1.3 \leq ML_{BER} \leq 5.7$ $2.6 \leq MS_{ISC} \leq 6.4$	0.66	0.43	$\sigma(ML_{BER}) = 0.61$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.60$	$0.960 < a < 1.024$ $0.669 < b < 0.862$

Уравнения линий ортогональной регрессии ($y = ax + b$)	Объем выборки и N	Магнитудный диапазон выборки	Коэффициент корреляции R	Коэффициент детерминации R^2	Среднеквадратическое отклонение, σ	Доверительные интервалы для параметров a и b ортогональной регрессии ($y = ax + b$)
$MS_{ISC} = 0.98ML_{HEL} + 0.06$	106	$2.2 \leq ML_{HEL} \leq 5.2$ $2.8 \leq MS_{ISC} \leq 6.1$	0.59	0.35	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.58$ $\sigma(MS_{ISC}) = 0.57$	$0.936 < a < 1.017$ $-0.099 < b < 0.217$
<i>Региональные сейсмологические Центры</i>						
$ML_{FCIAR} = 0.88ML_{BER} + 1.40$	283	$1.5 \leq ML_{BER} \leq 5.2$ $2.2 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$	0.65	0.42	$\sigma(ML_{BER}) = 0.52$ $\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.48$	$0.816 < a < 0.946$ $1.238 < b < 1.558$
$ML_{FCIAR} = 0.65ML_{NAO} + 1.58$ (после 2009 г.)	424	$1.9 \leq ML_{NAO} \leq 5.8$ $2.0 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$	0.67	0.44	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.64$ $\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.48$	$0.616 < a < 0.690$ $1.464 < b < 1.694$
$ML_{FCIAR} = 0.92ML_{KOLA} + 1.37$ (после 2011 г.)	298	$1.3 \leq ML_{KOLA} \leq 4.4$ $2.3 \leq ML_{FCIAR} \leq 6.3$	0.45	0.20	$\sigma(ML_{KOLA}) = 0.46$ $\sigma(ML_{FCIAR}) = 0.45$	$0.909 < a < 0.937$ $1.336 < b < 1.405$
$ML_{BER} = 1.22ML_{NAO} - 0.52$ (до 2009 г.)	1191	$1.6 \leq ML_{NAO} \leq 5.9$ $0.9 \leq ML_{BER} \leq 5.7$	0.74	0.54	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.48$ $\sigma(ML_{BER}) = 0.56$	$1.168 < a < 1.268$ $-0.656 < b < -0.399$
$ML_{BER} = 0.70ML_{NAO} + 0.32$ (после 2009 г.)	1395	$0.8 \leq ML_{NAO} \leq 5.9$ $0.8 \leq ML_{BER} \leq 5.7$	0.73	0.52	$\sigma(ML_{NAO}) = 0.67$ $\sigma(ML_{BER}) = 0.52$	$0.678 < a < 0.723$ $0.248 < b < 0.383$
$ML_{NAO} = 1.60ML_{KOLA} - 0.90$ (после 2009)	198	$1.4 \leq ML_{KOLA} \leq 3.8$ $1.9 \leq ML_{NAO} \leq 5.2$	0.64	0.42	$\sigma(ML_{KOLA}) = 0.45$ $\sigma(ML_{NAO}) = 0.61$	$1.466 < a < 1.754$ $-1.273 < b < -0.566$
$ML_{BER} = 1.01ML_{KOLA} - 0.13$	108	$1.7 \leq ML_{KOLA} \leq 3.7$ $1.5 \leq ML_{BER} \leq 3.6$	0.87	0.75	$\sigma(ML_{KOLA}) = 0.42$ $\sigma(ML_{BER}) = 0.43$	$0.853 < a < 1.198$ $-0.567 < b < 0.242$

Новым для Арктического региона является построение зависимостей между магнитудами одного типа для различных международных центров. Магнитуды, вычисленные в ISC, последовательно сравнивались с магнитудами, полученными в IDC, EIDC, ВЛ и CSEM (Табл. 2.18; Рис. 2.5.2). Увеличение количества регистрируемых землетрясений с конца XX в. позволило получить соотношения между магнитудами разных типов, вычисленных в международных (ISC, NEIC, MOS) и региональных (NAO, BER, FCIAR, HEL, KOLA) центрах, на достаточно представительных выборках в широком диапазоне магнитуд (Табл. 2.18; Рис. 2.5.3). Именно в получении таких соотношений и состояла главная цель данного исследования. Построение подобных соотношений позволило бы решить задачу унификации магнитуд арктических землетрясений при составлении сводных каталогов.

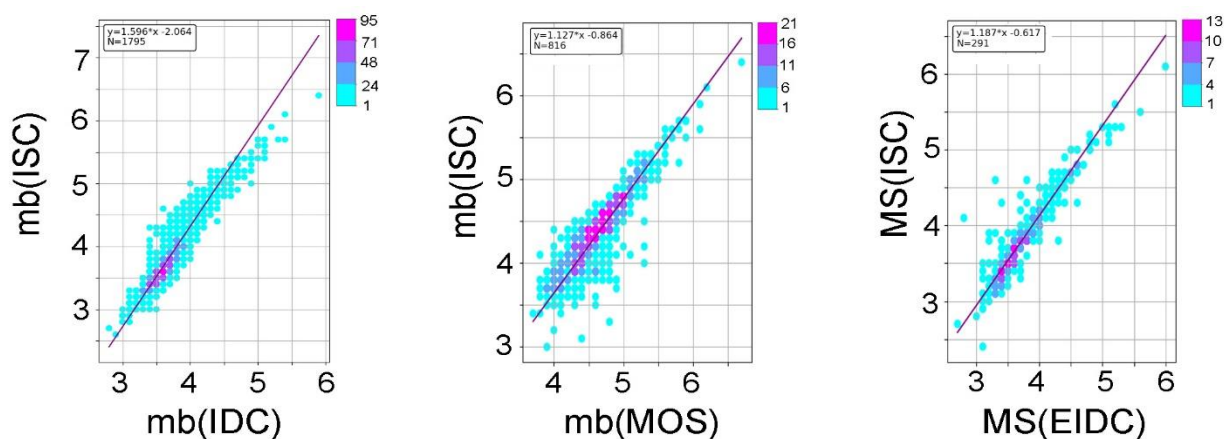


Рис. 2.5.2 – Графики соотношений между магнитудами mb и MS арктических землетрясений, вычисленными в международных сейсмологических центрах. Цветовая диаграмма показывает количество событий в точке

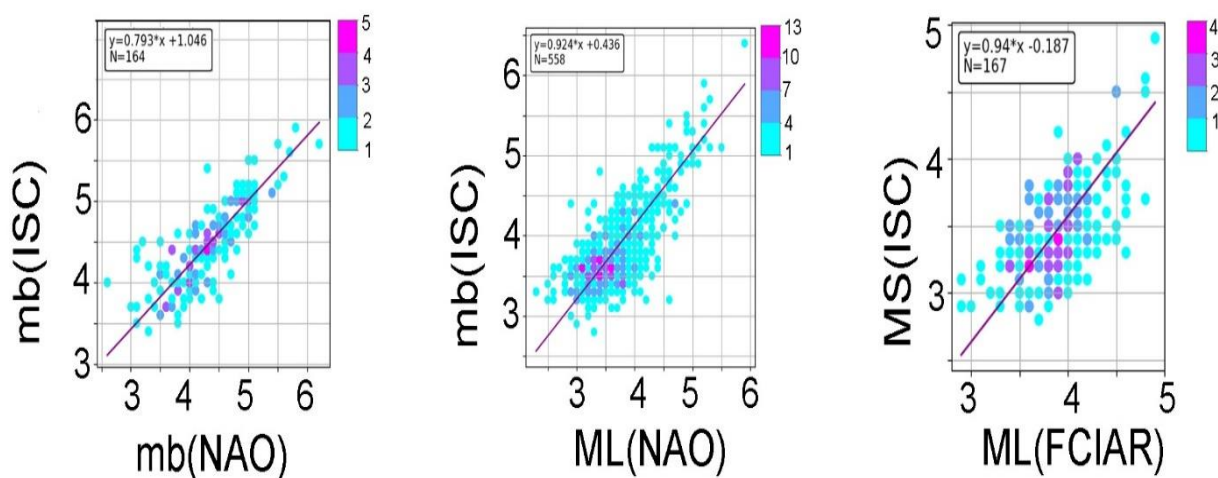


Рис. 2.5.3 – Графики соотношений между магнитудами mb , MS и ML арктических землетрясений, вычисленными в международных и региональных сейсмологических Центрах. Обозначения аналогичны рисунку 2.5.2

Не менее важным является построение корреляционных соотношений между локальными магнитудами ML , вычисленными в региональных центрах BER, FCIAR, NAO и KOLA, также на достаточно больших выборках и в широком диапазоне магнитуд (Табл. 2.18; Рис. 2.5.4). Как уже упоминалось, каждый региональный сейсмологический центр «специализируется» на регистрации землетрясений из определённого района Арктики, и при создании сводных каталогов возникают сложности с сопоставлением данных.

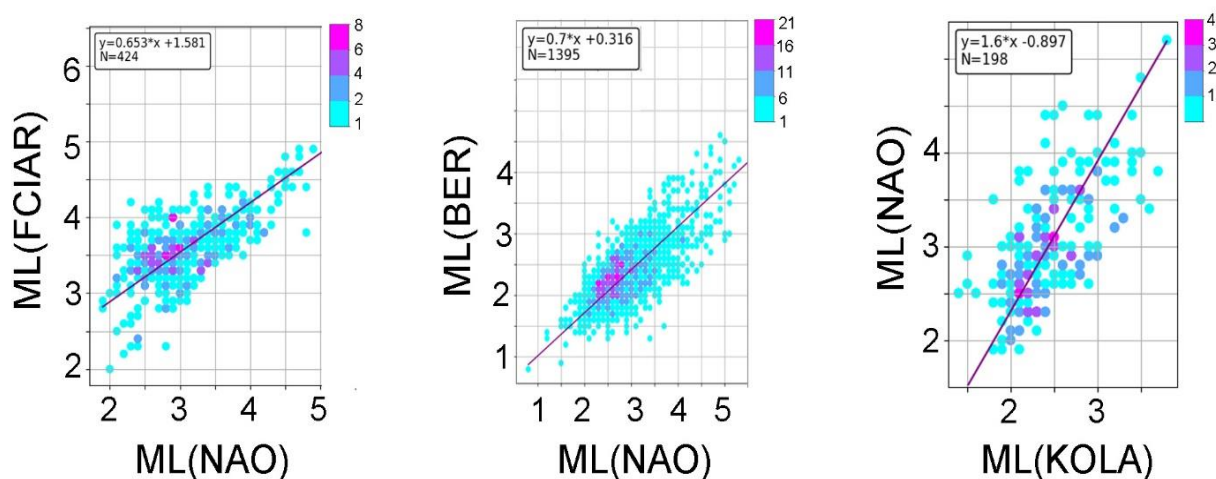


Рис. 2.5.4 – Графики соотношений между магнитудами ML арктических землетрясений, вычисленными в региональных сейсмологических Центрах. Обозначения аналогичны рисунку 2.5.2

Соотношения между магнитудами арктических землетрясений одного типа, определяемыми в международных сейсмологических центрах ISC, NEIC и MOS, имеют высокие коэффициенты корреляции и детерминации (Табл. 2.18; Рис. 2.5.2). Соотношения практически идентичны полученным ранее для землетрясений в пределах всей планеты [Scordilis, 2006; Das et al., 2011; Petrova, Gabsatarova, 2020] и в пределах Арктического региона [Аветисов, 1996] (Табл. 2.19). Незначительные различия в угловых коэффициентах уравнений регрессий (в пределах ± 0.1) и в их свободных членах (не более ± 0.7) могут быть связаны с использованием разного количества землетрясений в выборках и разной ширины магнитудного диапазона.

Таблица 2.19 – Уравнения линий ортогональной регрессии между магнитудами m_b и M_S , полученные в работах [Аветисов, 1996; Scordilis, 2006; Das et al., 2011; Petrova, Gabsatarova, 2020]

Уравнение	Источник
$m_{bISC} = 1.02m_{bNEIC} - 0.12$	[Аветисов, 1996]
$m_{bISC} = 0.92m_{bMOS} + 0.17$	[Аветисов, 1996]
$M_{SISC} = 0.98M_{SNEIC} + 0.11$	[Аветисов, 1996]

Уравнение	Источник
$M_{SISC} = 1.14M_{SMOS} - 0.73$	[Аветисов, 1996]
$m_{bISC} = 1.02m_{bNEIC} - 0.18$	[Scordilis, 2006]
$M_{SISC} = 1.01M_{SNEIC} - 0.05$	[Scordilis, 2006]
$m_{bISC} = 1.04m_{bNEIC} - 0.29$	[Das et al., 2011]
$M_{SISC} = 0.99M_{SNEIC} + 0.012$	[Das et al., 2011]
$M_{SISC} = 0.94M_{SMOS} + 0.28$	[Petrova, Gabsatarova, 2020]

Практически во всех случаях коэффициенты корреляции и детерминации у соотношений между магнитудами международных центров не опускаются ниже значений 0.83 и 0.69 соответственно. Исключение здесь составляет лишь соотношение между $mb(ISC)$ и $mb(BJI)$, для которого коэффициенты корреляции и детерминации равны 0.73 и 0.53 соответственно. Также для магнитуд mb в соотношениях, вычисленных в ISC, IDC и EIDC, при высоких коэффициентах корреляции (0.93 и 0.90) наблюдаются заметные отклонения углового коэффициента от единицы.

Было получено 16 соотношений, связывающих магнитуды mb и MS , вычисленные в международных центрах, с магнитудами mb и ML , вычисленными в региональных центрах. При этом практически все соотношения, в которых присутствует магнитуда ML , вычисленная в центре FCIAR, имеют коэффициенты корреляции и детерминации, не превышающие значений 0.62 и 0.38 соответственно, что условно можно охарактеризовать как умеренные статистические связи. Также невысокими значениями этих параметров характеризуются два соотношения, которые связывают магнитуду mb , вычисленную в ISC, с локальными магнитудами ML центров BER и HEL. Причина этого состоит не в малом количестве землетрясений в выборках (их несколько сотен) и не в узких диапазонах магнитуд (1.3–6.3), а, возможно, в неоднозначности определений локальных магнитуд ML и в том, что магнитуды mb , MS и ML определяются по разным типам волн (Табл. 2.18).

Корреляционные соотношения между локальными магнитудами ML , вычисленными в региональных центрах BER, FCIAR, NAO и KOLA, также построены на достаточно больших выборках и в широком диапазоне магнитуд (Табл. 2.18). При этом каждый из этих центров использует свою шкалу локальной магнитуды ML . Максимальные коэффициенты корреляции и детерминации имеют соотношения BER с KOLA и NAO. Минимальные их значения характерны для соотношения между FCIAR и KOLA (0.45 и 0.20 соответственно). Это говорит о слабой корреляционной связи (либо об отсутствии статистически значимой связи) для магнитуд этих центров.

Таким образом, на основе полученных результатов можно сделать следующие выводы относительно решения задачи унификации магнитуд землетрясений в Евразийской Арктике.

1. Увеличение количества сейсмических станций в Арктике с конца XX в. и, соответственно, увеличение количества регистрируемых землетрясений за счет уменьшения пороговой магнитуды регистрации позволило построить количественные соотношения между магнитудами разных типов, вычисленными в различных международных и региональных сейсмологических центрах на основе больших выборок землетрясений в широком диапазоне магнитуд.

2. В целом по Евразийской Арктике получены 40 соотношений между магнитудами разных типов, которые условно можно разделить на три группы: магнитуды mb и MS , вычисленные в международных сейсмологических центрах; магнитуды mb , MS и ML , вычисленные в международных и региональных центрах; и магнитуды ML , вычисленные только в региональных центрах.

3. Не все построенные соотношения являются в равной степени статистически значимыми. Наименьшие коэффициенты корреляции и детерминации имеют соотношения, связывающие магнитуды mb и MS , вычисленные в международных центрах, с локальными магнитудами ML , вычисленными в региональных центрах. Преимущественно это относится к соотношениям, связывающим локальные магнитуды регионального центра с кодом FCIAR с базой данных ISC.

Описанные в данной разделе результаты, в совокупности с результатами по унификации магнитуд из работ [Аветисов, 1996; Scordilis, 2006; Das et al., 2011; Petrova, Gabsatarova, 2020; Петрова, Курова, 2023], в целом позволяют создавать сводные унифицированные каталоги землетрясений отдельных районов Арктики в течение всего инструментального периода.

2.6. Совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики

Известно, что для достоверного вычисления параметров очагов землетрясений необходимо использование наиболее полного набора инструментальных данных, наличие региональных моделей, учитывающих местные тектонические особенности строения среды, а также современного алгоритма локации и уточненной шкалы локальной магнитуды для локальных и региональных сейсмических событий. Поэтому в сейсмологии распространены исследования по пересмотру параметров очагов ранее произошедших

землетрясений. Как правило, уточнение происходит спустя некоторое время после события, когда появляется возможность привлечь дополнительные инструментальные данные и создаются новые уточненные скоростные модели, методические подходы и алгоритмы расчета параметров землетрясений.

Соискателем предлагается совокупность решений, совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики, включающая в себя: новые и апробированные региональные одномерные скоростные модели; комбинированную скоростную модель для Евразийской Арктики, состоящую из 11 региональных моделей; глобальную скоростную модель *ak135*; уточненную шкалу локальной магнитуды *ML* и корреляционные связи между магнитудами разных типов; новый метод вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений, реализованный в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics); современный алгоритм локации, реализованный в программе NAS (New Association System); сводный электронный архив бюллетеней сейсмических станций первой половины XX в. и интеграция цифровых данных отечественных и зарубежных сейсмических станций, функционирующих в XXI в.

Как уже отмечалось, бюллетени не всех функционировавших в течение XX в. сейсмических станций были доступны сейсмологам для оценки основных параметров арктических землетрясений. Поэтому соискателем был проведён поиск бюллетеней сейсмических станций, функционировавших преимущественно в первой половине XX в., в архивах, созданных во время реализации крупных специализированных научных проектов: «Historical Seismogram Filming Project» [Lee et al., 1988], «USGS WWFC Pilot Scanning Project» [Alejandro et al., 2019], «EuroSeismos» [Michellini et al., 2005], ISC-GEM (International Seismological Centre-Global Earthquake Model) [Storchak et al., 2015], а также в фондах ФИЦ ЕГС РАН, Российской государственной библиотеки, Геофизического Центра РАН, в различных научных статьях и монографиях. Также Й. Швейцером (J. Schweitzer) из Университета г. Осло был передан соискателю в пользование архив, состоящий из бюллетеней сейсмических станций и сводных каталогов землетрясений первой половины XX в.

В результате, был создан сводный электронный архив, содержащий бюллетени сейсмических станций, которые функционировали в первой половине XX в., и сведения об их аппаратуре, а также сводные каталоги и бюллетени землетрясений XX в. [Морозов и др., 2021]. Это позволило проводить исследования по уточнению параметров ранее

зарегистрированных землетрясений на основе наиболее полных наборов инструментальных данных.

В конце XX и начале XXI в. произошло существенное увеличение количества сейсмических станций в Арктике. Как следствие, для некоторых районов Арктики при регистрации землетрясений уменьшилось значение минимальной и представительной магнитуд. Однако даже при том факте, что количество стационарных сейсмических станций в Арктике в настоящее время является наибольшим за весь инструментальный период наблюдений, условия для достоверной локации гипоцентров землетрясений, особенно низкомagnitudeных, остаются все ещё неблагоприятными по причине неравномерного распределения сейсмических станций и их удалённости от очагов. Поэтому при вычислении основных параметров низкомagnitudeных землетрясений необходимо использовать исходные цифровые данные максимально возможного количества станций международных и национальных сетей, функционирующих в настоящее время в регионе [Конечная, 2015]. Такие данные можно получить на официальных сайтах FDSN [FDSN, 2022], GEOFON [GEOFON, 2022], ORFEUS [ORFEUS, 2022], IRIS [IRIS, 2022], а также в ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН и ФИЦ ЕГС РАН. Данные о временах вступлений сейсмических фаз можно получить также в бюллетенях ISC и ФИЦ ЕГС РАН и в сводном бюллетене для Европейской Арктики за период с 1990 по 2013 г. [Schweitzer et al., 2021]. Это создало условия для вычисления параметров очагов современных землетрясений с привлечением максимально возможного числа функционирующих сейсмических станций, расположенных в широком азимутальном створе и диапазоне эпицентральных расстояний.

В течение XX в. постепенно расширялись знания о распространении упругих волн в недрах Земли. Совершенствовались скоростные модели, применяемые при локации землетрясений, – от модели Р. Олдхэма [Oldham, 1900] до используемой в настоящее время *ak135* [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005]. В течение XX в. параметры гипоцентров землетрясений вычислялись при использовании разных скоростных моделей, устаревших в настоящее время, поэтому соискателем при уточнении параметров очагов землетрясений по данным удалённых сейсмических станций использовалась актуальная в настоящее время глобальная скоростная модель *ak135*.

При значительном увеличении количества сейсмических станций в Арктике и появлении возможности регистрировать низкомagnitudeные землетрясения остро встал вопрос о создании региональных скоростных моделей, т.к. глобальные модели не учитывают региональные особенности распространения сейсмических волн. Для западного сектора Российской Арктики и прилегающих территорий путём совместной инверсии *P*- и

S-приемных функций [Vinnik, 1977] были вычислены модели: NOES [Морозов, Ваганова, 2017] для севера Баренцево-Карского региона и зоны перехода «континент–океан» и на её базе NOES_hybrid для Евразийского суббассейна [Морозов и др., 2023]; NORP [Морозов, Ваганова, 2011] для севера Русской плиты. Для шельфовых территорий Баренцево-Карского региона применялась региональная модель BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001].

Была создана комбинированная скоростная модель для Евразийской Арктики (Табл. 2.10), представляющая собой совокупность 11 одномерных скоростных моделей, каждая из которых работает в заданной географической области (регионализация по И. Бондарю, [Bondar, North, 1999]). При регионализации на Земле задается несколько замкнутых контуров и считается, что в каждом из них действует одномерная горизонтально-слоистая скоростная модель. При расчете времени пробега из источника в приемник определяется, какая часть пути пройдена волной в каждом из контуров [Асминг и др., 2021].

Существуют территории, которые с одной стороны характеризуются умеренной сейсмичностью, но с другой – не обладали долгое время плотной сетью сейсмических станций из-за малонаселённости, труднодоступности и невысокого уровня их экономического развития. Для таких территорий характерны землетрясения, по которым имеются небольшое количество макросейсмических сведений и данные лишь по одной или двум сейсмическим станциям. Чаще всего при локации таких землетрясений использовались только макросейсмические сведения. Поэтому был создан метод вероятностной локации таких землетрясений, использующий совместно макросейсмические сведения и инструментальные данные [Морозов и др., 2023], и основанный на применении так называемого наивного Байесовского классификатора. Метод реализован в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [Асминг, Морозов, 2023].

Для уточнения параметров гипоцентров использовался новый алгоритм локации программы NAS (New Association System) [Fedorov et al, 2019; Асминг и др., 2021], основанный на комбинации двух методов – максимизации рейтинговой функции на сетке, являющегося совершенствованием метода Generalized beamforming [Ringdal, Kværna, 1989], и минимизации невязки оценки времени в очаге. Алгоритм программы NAS имеет ряд преимуществ, которые являются полезными для процесса уточнения параметров очагов землетрясений на основе бюллетеней сейсмических станций первой половины XX в. Во-первых, алгоритм программы игнорирует ошибочные времена вступлений сейсмических фаз, которые возникли из-за действий оператора или неисправности аппаратуры. Во-вторых, в бюллетенях нередко случаи, когда указаны только времена вступлений без

идентификации фаз. В таких случаях алгоритм сам проводит идентификацию фаз по временам вступлений.

Для оценки значений сейсмической активности и её картирования создана программа Seisactivity [Алёшин, Морозов, 2022]. Понятие сейсмической активности как количественном выражении сейсмичности введено Ю.В. Ризниченко и И.Л. Нерсесовым [Ризниченко, 1958]. Согласно этому понятию за меру выражения сейсмичности принимается число землетрясений определенного энергетического класса (магнитуды), происходящих в единицу времени и в единицу пространства при условии постоянства некоторого среднего сейсмического режима. Такое определение удобно тем, что сейсмическая активность совместно с графиками повторяемости землетрясений позволяет объективно сопоставить друг с другом различные сейсмоактивные области.

Магнитуда землетрясений является одним из фундаментальных параметров, используемых в каталогах землетрясений. Понятие магнитуды было введено после нескольких десятилетий с момента создания первых сейсмометров. Впервые понятие магнитуда была введена Ч.Ф. Рихтером [Richter, 1935]. В настоящее время эта магнитуда обозначается индексом ML и рассчитывается по данным близких от очага сейсмических станций. Позже Б. Гутенбергом [Gutenberg, 1945] были введены шкалы магнитуд mB и MS , которые вычислялись по данным сейсмических станций на телесеизмических расстояниях. Это позволило рассчитывать магнитуды для землетрясений, произошедших в удаленных районах, а также районах, где отсутствуют сейсмические станции. Впоследствии способы расчёта магнитуд, введенных Б. Гутенбергом, были изменены. В настоящее время MS оценивается с использованием значений амплитуд и соответствующих им периодов в диапазоне от 10 до 60 с и на эпицентральных расстояниях от 20° до 160° с применением формулы [Ванек и др., 1962]

$$MS = \log\left(\frac{A}{T}\right)_{max} + 1.66\log(\Delta) + 3.3.$$

Для оценки локальной магнитуды землетрясений, зарегистрированных в западном секторе Российской Арктики и прилегающих территориях, использовалась уточненная для данного региона калибровочная кривая магнитуды ML [Морозов и др., 2020]

$$ML = \lg A - \lg A_0(R) + S,$$

$$\text{где } -\lg A_0(R) = 1.5 \cdot \lg \frac{R}{100} + 1.0 \cdot 10^{-4}(R - 100) + 3.0.$$

Как уже отмечалось, арктические землетрясения, зарегистрированные в течение всего инструментального периода, характеризуются магнитудными оценками разных типов и вычисленными в разных международных и региональных сейсмологических Центрах. Поэтому были проведены исследования по выявлению корреляционных соотношений

между магнитудами разных типов, вычисленными в международных и региональных сейсмологических центрах. На основе данных ISC за период с 1995 по 2020 г. было получено 40 соотношений между магнитудами разных типов, вычисленными в различных центрах, которые условно можно разделить на три группы: магнитуды *mb* и *MS*, вычисленные в международных сейсмологических центрах; магнитуды *mb*, *MS* и *ML*, вычисленные в международных и региональных центрах; и магнитуды *ML* – только в региональных центрах (Табл. 2.15). Не все построенные соотношения являются в равной степени статистически значимыми. Наименьшие коэффициенты корреляции и детерминации имеют соотношения, связывающие магнитуды *mb* и *MS*, вычисленные в международных центрах, с локальными магнитудами *ML*, вычисленными в региональных центрах.

Полученные корреляционные соотношения между магнитудами разных типов, частично опубликованные в [Морозов и др., 2022], в совокупности с результатами подобных исследований [Аветисов, 1996; Di Giacomo et al., 2015б; Petrova, Gabsatarova, 2020; Петрова, Курова, 2023], в целом позволяют создавать сводные унифицированные каталоги землетрясений отдельных районов Арктики за весь инструментальный период.

На основе полученных результатов, была создана совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики, представленная в таблице 2.20.

Таблица 2.20 – Совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики и сравнение с ранее использованными подходами

	В ранних исследованиях на разных временных этапах	Совокупность решений по определению основных параметров (гипоцентр, магнитуда) землетрясений в настоящем исследовании	
		Для землетрясений XX в.	Для землетрясений XXI в.
Исходные данные	<ul style="list-style-type: none"> – Доступные исследователям бюллетени и исходные данные сейсмических станций. – Сборники «Shide Circulars» (1899–1912 гг.). – Бюллетени ISA (1895–1897 гг., 1903–1908 гг.). – Бюллетень ПЦСК (1902–1907 гг., 1911–1912 гг.). – Бюллетени BAAS (1913–1918 гг.). – Бюллетени ISS (1918–1963 гг.). 	<ul style="list-style-type: none"> – Сводный электронный архив, содержащий бюллетени сейсмических станций первой половины XX в. и сведения об их аппаратуре, сборники «Shide Circulars» (1899–1912 гг.), Бюллетень ПЦСК (1902–1907 гг., 1911–1912 гг.), бюллетени ISA (1895– 	<ul style="list-style-type: none"> – Интеграция исходных цифровых данных сейсмических станций, функционирующих в регионе, из следующих источников: электронные ресурсы FDSN, GEOFON, ORFEUS и IRIS; архивы ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН и ФИЦ ЕГС РАН. – Бюллетени ISC.

	<p>– Сводный кварталный бюллетень сети телесеизмических станций (1928–1939 гг.).</p> <p>– Копии записей Б. Гетенберга «Gutenberg Notepads» [Goodstein et al., 1980].</p> <p>– Бюллетени BCIS (1930–1971 гг.).</p> <p>– Бюллетень сети сейсмических станций СССР/Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (1940–1987 гг.).</p> <p>– Бюллетени ISC (1964 г. – по настоящее время).</p> <p>– Бюллетени NEIC (1973 г. – по настоящее время).</p> <p>– Бюллетени ФИЦ ЕГС РАН (1994 г. – по настоящее время).</p> <p>– Электронные ресурсы FDSN, GEOFON, ORFEUS и IRIS.</p>	<p>1897 гг., 1903–1908 гг.), BAAS (1913–1918 гг.), ISS (1918–1963 гг.).</p> <p>– Бюллетень сети сейсмических станций СССР/Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (1940–1987 гг.).</p> <p>– Бюллетени ISC (с 1964 г. – по настоящее время).</p> <p>– Бюллетени NEIC (1973 г. – по настоящее время).</p> <p>– Бюллетени ФИЦ ЕГС РАН (1994 г. – по настоящее время).</p>	<p>– Бюллетени ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН.</p> <p>– Бюллетень ФИЦ ЕГС РАН.</p> <p>– Сводный бюллетень для Европейской Арктики за период с 1990 по 2013 г. [Schweitzer et al., 2021].</p>
<p>Скоростная модель</p>	<p>– Модель Р. Олдхэма [Oldham, 1900].</p> <p>– JB [Jeffreys, Bullen, 1940].</p> <p>– PREM [Dziewonski, Anderson, 1981].</p> <p>– iasp91 [Kennett, Engdahl, 1991].</p> <p>– ak135 [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005].</p>	<p>– Глобальная модель ak135 [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005].</p> <p>– Новые и апробированные региональные скоростные модели BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], NOES [Морозов, Ваганова, 2017], NORP [Морозов, Ваганова, 2011] и NOES_hybrid [Морозов и др., 2023].</p> <p>– Комбинированная скоростная модель для Евразийской Арктики, представляющая собой совокупность 11 одномерных скоростных моделей, каждая из которых работает в заданной географической области.</p>	
<p>Алгоритм локации</p>	<p>Различные методы локации, применяемые в сейсмологии, которые описаны в [Havskov, Ottemöller, 2010; Karasözen, Karasözen, 2020].</p>	<p>– Алгоритм программы ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics) [Асминг, Морозов, 2023], основанный на предложенном в [Морозов и др., 2024] методе вероятностной локации землетрясений на основе совместного анализа макросейсмических и инструментальных данных.</p> <p>– Новый алгоритм локации программы NAS (New Association System) [Асминг и др., 2021], основанный на комбинации двух методов – максимизации рейтинговой функции на сетке, являющегося совершенствованием метода Generalized beamforming [Ringdal, Kväerna, 1989], и минимизации невязки оценки времени в очаге.</p>	

Оценка магнитуды	<ul style="list-style-type: none"> – <i>ML</i> [Richter, 1935, 1958]. – <i>mB/MS</i> по [Gutenberg, 1945]. – <i>MS</i> [Ванек и др., 1962]. – <i>MLH</i> [Новый каталог..., 1977]. – <i>M_w</i> [Kanamori, 1977]. – <i>MS_{BB}/m_B_{BB}</i> [Bormann, Saul, 2008]. 	<ul style="list-style-type: none"> – Для удалённых землетрясений вычисление магнитуды <i>MS</i> по [Ванек и др., 1962]. – Для региональных землетрясений использование уточненной шкалы локальной магнитуды <i>ML</i> [Морозов и др., 2020]. – Применение полученных в диссертационной работе соотношений между магнитудами разных типов, вычисленные в разных зарубежных и отечественных сейсмологических центрах. – Использование соотношений между магнитудами разных типов, опубликованных в [Аветисов, 1996; Di Giacomo et al., 2015; Petrova, Gabsatarova, 2020; Петрова, Курова, 2023].
-------------------------	--	--

2.7 Выводы главы 2

В сейсмологии распространены исследования по уточнению параметров очагов ранее произошедших землетрясений. Как правило, уточнение происходит спустя некоторое время, когда появляется возможность привлечь дополнительные инструментальные данные, появляются уточненные скоростные модели, новые методические подходы и алгоритмы расчёта параметров землетрясений.

Создана совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в. и современных землетрясений западного сектора Российской Арктики, включающая в себя: новые и апробированные региональные одномерные скоростные модели; комбинированную скоростную модель для Евразийской Арктики, состоящую из 11 региональных моделей; глобальную скоростную модель *ak135*; уточненную шкалу локальной магнитуды *ML* и корреляционные связи между магнитудами разных типов; новый метод вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений, реализованный в программе ProLom (Probabilistic Locator by Macroseismics); современный алгоритм локации, реализованный в программе NAS (New Association System); сводный электронный архив бюллетеней сейсмических станций первой половины XX в. и интеграция цифровых данных отечественных и зарубежных сейсмических станций, функционирующих в XXI в. Полученные в главе результаты доказывают первое и второе защищаемые положения.

ГЛАВА 3 СЕЙСМИЧНОСТЬ АРКТИКИ В НАЧАЛЕ XX В.

3.1 Постановка задачи и методика решения

В основе исследований по оценке сейсмической опасности любой территории лежит сейсмический каталог, по данным которого вычисляются параметры сейсмического режима. Наиболее значимыми в каталогах являются землетрясения с высокими значениями магнитуд, наличие которых может существенно влиять на оценку сейсмической опасности. Сильные землетрясения имеют большой период повторяемости. По этой причине для оценки сейсмической опасности территории создают сводный сейсмический каталог землетрясений, произошедших за исторический и инструментальный периоды, а также учитывают сведения о палеоземлетрясениях. Для Арктики информация об исторических и палеоземлетрясениях практически недоступна, поэтому большое значение имеют землетрясения, зарегистрированные за инструментальный период. Поэтому соискателем были обобщены данные о всех землетрясениях, зарегистрированных в Арктике за период с 1904 по 1920 г. из разных источников, и проведено уточнение основных их параметров с использованием совокупности решений, описанной в главе 2 (Табл. 2.20).

На основе данных из каталогов, представленных на рисунке 3.1.1, был составлен предварительный сводный каталог землетрясений, зарегистрированных за период с 1904 по 1920 г., эпицентры которых располагаются выше 70° с.ш. (Табл. 3.1). Для каждого землетрясения производился поиск времен вступлений в бюллетенях сейсмических станций, функционировавших в начале XX в. (Рис. 3.1.2), с использованием созданного сводного электронного архива бюллетеней (см. Раздел 2.1). Процедура уточнения проводилась при наличии времен вступлений минимум на трёх сейсмических станциях. Координаты станций и времена вступлений сейсмических фаз, которые были использованы в процедуре уточнения для каждого конкретного землетрясения, приведены в Приложении А.

Все обнаруженные в бюллетенях времена вступлений были предварительно проверены по модели *ak135* [Kennet et al, 1995; Kennet, 20005], чтобы исключить вступления, не соответствующие фазам *P* и *S*, а также определить фазу, соответствующую максимуму волны Рэлея (*LRM*). Из-за низкой чувствительности сейсмографов в первые годы инструментальных наблюдений многие из зарегистрированных времен вступлений связаны с поверхностными волнами. В бюллетенях станций за этот период чаще всего указывались только времена вступлений без идентификации сейсмических фаз, а также вступления «maximum waves».

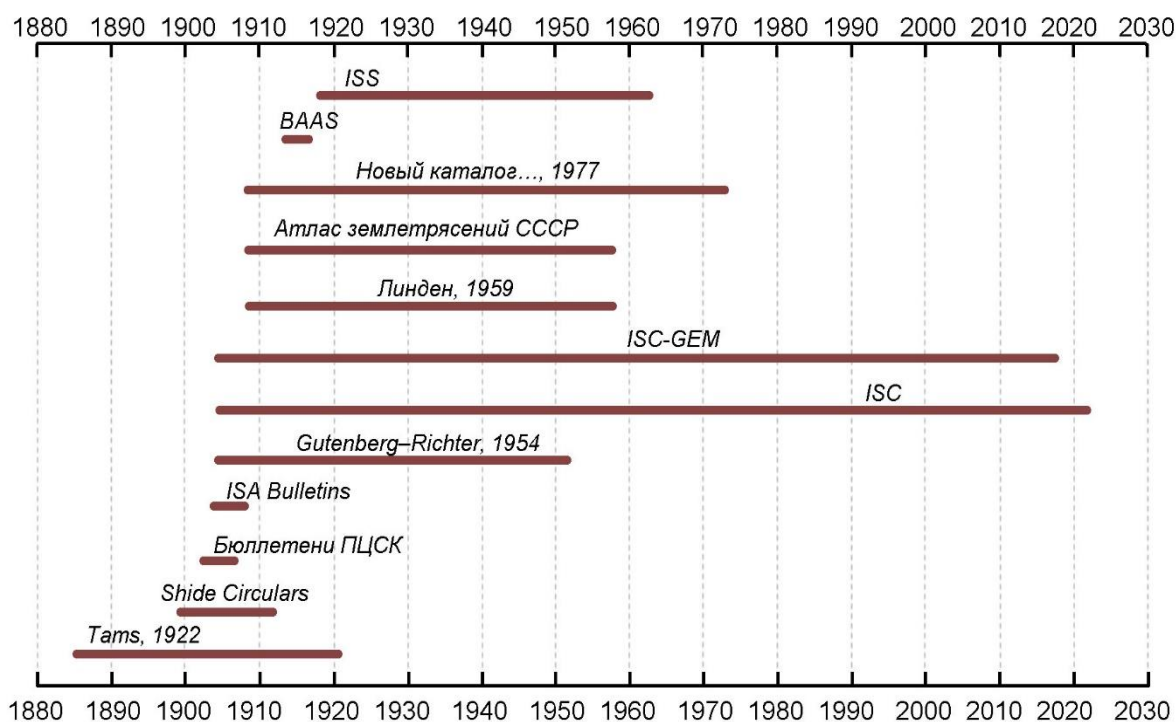


Рис. 3.1.1 – Список использованных источников для поиска информации о землетрясениях, зарегистрированных в Арктике за период с 1904 по 1920 г.

Таблица 3.1 – Сводный предварительный каталог землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г.

№	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			Магнитуда	Источник
			φ, °	λ, °	h, км		
1	09.10.1904	13:52:00.0	73.5	-5.6			[Тамс, 1922]
2	19.03.1906	07:57:00.0	73.8	9.1			[Тамс, 1922]
		07:56:59.9	71.71	-6.14	15	$M_w(\text{ISC-GEM})=6.26$	Каталог ISC-GEM
3	08.07.1908	12:50:00.0	82.9	-5.4			[Тамс, 1922]
4	14.10.1908	14:56:00.0	81.5	28.7		$M_S(\text{PAS})=6.6$ $M=6.25$ $M_w(\text{ISC-GEM})=6.61$	[Тамс, 1922]
		14:56:18.0	82.0	30.0	35		[Гутенберг, Richter, 1954]
		14:56:22.0	81.5	16.0			[Линден, 1959]
		14:56:14.4	82.64	23.62	10		Каталог ISC-GEM
		14:56:18.0	82.0	30.0	20		[Новый каталог..., 1977]
5	10.04.1909	18:46:54.0	77.5	128.0	35	$M(\text{GUTE})=6.6$ $M_S(\text{PAS})=6.6$ $M=6.5$ $M(\text{MOS})=6.8$ $M_w(\text{ISC-GEM})=6.71$	[Гутенберг, Richter, 1954]
		18:46:58.0	78.0	128.0			[Линден, 1959]
		18:46:58.0	78.0	128.0	20		[Новый каталог..., 1977]
		18:46:54.3	78.54	129.16	10		Каталог ISC-GEM
6	04.12.1911	14:39:00.0	79.0	26.2			[Тамс, 1922]
7	25.01.1912	01:37:00.0	79.9	2.6			[Тамс, 1922]
8	19.02.1912	10:32:56.0	71.0	-158.6		$M=5.0$	[Линден, 1959]
9	13.04.1912	02:40:00.0	86.4	94.6		$M_S(\text{PAS})=5.6$ $M=5.0$ $M(\text{MOS})=5.2$	[Тамс, 1922]
		02:39:42.0	80.0	100.0	35		[Гутенберг, Richter, 1954]
		02:39:36.0	78.9	107.9			[Линден, 1959]

		02:39:36.0	78.9	108.0	20		[Новый каталог..., 1977]
10	07.06.1914	16:24:00.0	73.0	119.0		$M=5.25$	[Линден, 1959]
11	04.11.1914	12:54:00.0	73.5	-3.0		$M=5.5$	[Tams, 1922]
		12:52:55.0	74.0	-2.0			[Линден, 1959]
12	05.11.1914	08:00:40.0	75.5	5.0		$M=5.5$	[Линден, 1959]
13	01.06.1915	14:43:54.0	78.5	8.0	35	$M(GUTE)=6.6$ $MS(PAS)=6.8$ $M=5.75$ $Mw(ISC-GEM)=6.54$	[Gutenberg, Richter, 1954]
		14:43:45.0	77.0	7.0			BSSA
		14:43:00.0	82.0	8.0			[Tams, 1922]
		14:43:57.0	78.5	10.0			[Линден, 1959]
		14:44:03.3	77.30	9.09	10		Каталог ISC-GEM
14	02.06.1915	23:24:04.0	77.5	2.0		$M=4.5$	[Линден, 1959]
15	16.09.1915	10:21:44.0	80.0	-8.0		$M=4.5$	[Линден, 1959]
16	30.09.1915	14:31:20.0	77.0	12.0		$M=4.5$	[Линден, 1959]
17	11.05.1916	03:05:00.0	79.0	-2.0		$M=4.25$	Бюллетень станции Пулково (PUL)
		03:05:52.0	79.4	-1.0			[Линден, 1959]
18	06.12.1916	22:17:00.0	81.0	61.4		$MS(PAS)=5.8$ $M=5.25$ $Mw(ISC-GEM)=5.75$	[Tams, 1922]
		22:17:05.0	87.0	50.0			ISS
		22:17:12.0	87.0	48.0	35		[Gutenberg, Richter, 1954]
		22:17:05.0	88.0	40.0			[Линден, 1959]
		22:17:10.0	87.5	44.0	20		[Новый каталог..., 1977]
		22:17:14.0	87.20	44.86	10		Каталог ISC-GEM
19	14.05.1917	06:57:00.0	72.0	-2.8			BSSA
		06:57:00.0	74.8	-6.7			[Tams, 1922]
20	21.08.1917	10:44:10.0	72.0	-2.8		$M=5.0$ $Mw(ISC-GEM)=5.67$	BSSA
		10:43:00.0	76.1	-7.8			[Tams, 1922]
		10:44:13.0	71.4	-7.8			[Линден, 1959]
		10:44:21.4	71.43	-3.50	10		Каталог ISC-GEM
21	27.01.1918	02:51:00.0	64.8	35.3		$M=4.25$	ISS
		02:51:00.0	73.2	12.2			[Tams, 1922]
		02:51:07.0	72.7	7.8			[Линден, 1959]
22	20.10.1918	05:44:55.0	72.0	-2.8			ISS
23	26.10.1918	02:13:30	72.0	-2.8			ISS
23	30.11.1918	06:48:40.0	71.0	132.0		$MS(PAS)=6.2$ $M=6.0$ $MS(ISC)=6.4$ $Mw(ISC-GEM)=6.52$	[Gutenberg, Richter, 1941]
		06:48:38.0	71.2	134.0			[Линден, 1959]
		06:48:47.0	70.56	130.44	15		Каталог ISC-GEM
24	02.02.1919	20:02:50.0	72.0	-2.8		$M=5.5$ $Mw(ISC-GEM)=6.07$	ISS
		20:02:00.0	72.0	-18.5			[Tams, 1922]
		20:02:57.0	72.0	-8.0			[Линден, 1959]
		20:03:05.2	71.58	-5.05	10		Каталог ISC-GEM
25	12.09.1919	14:26:37.0	72.0	-2.8			ISS

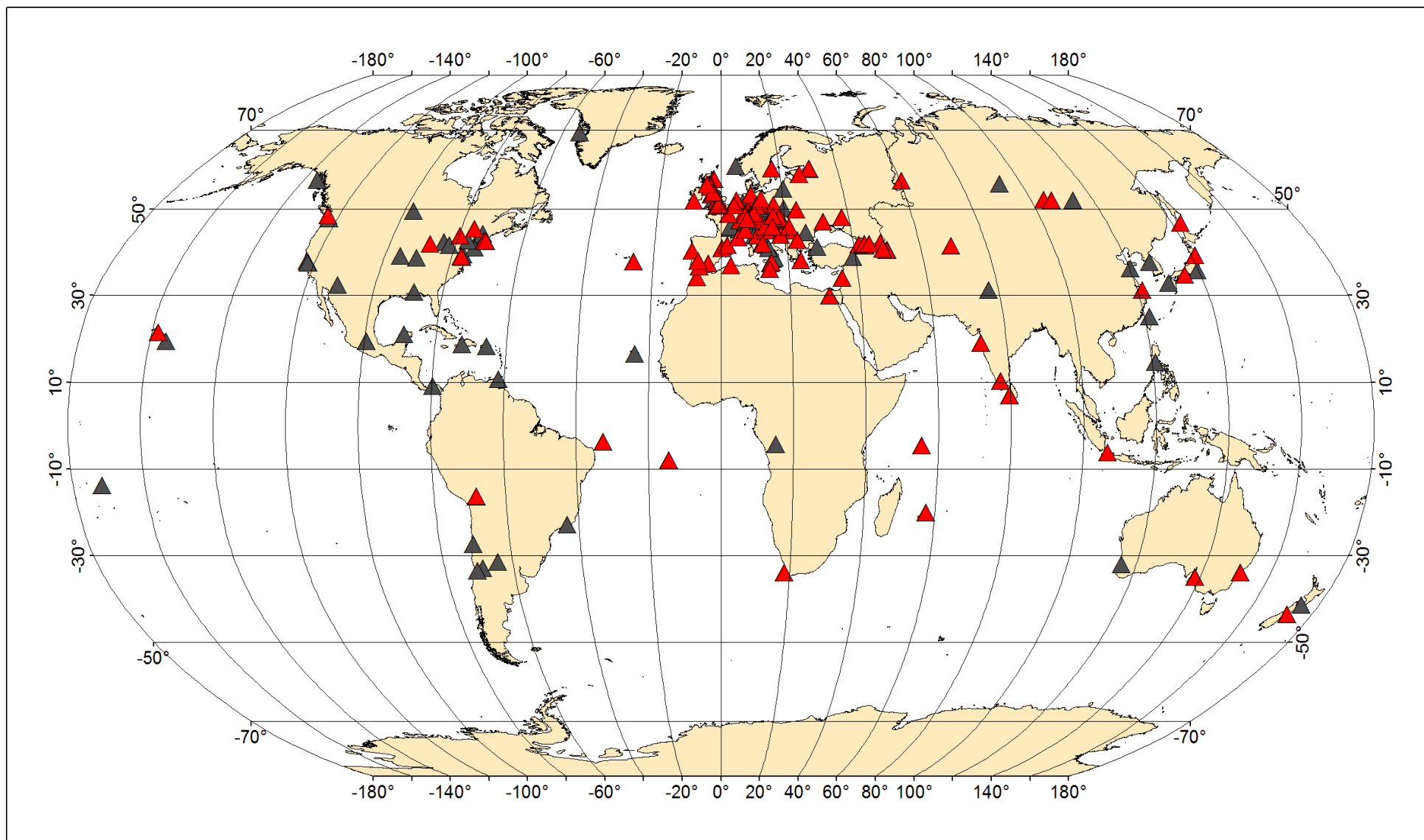


Рис. 3.1.2 – Карта сейсмических станций, функционировавших в начале XX в. (к моменту 1920 г.). Красными треугольниками показаны станции, бюллетени которых удалось найти и использовать в данном исследовании

Если для землетрясения была вычислена магнитуда M_w в каталоге ISC-GEM [Storchak et al., 2015], то предпочтение давалось этой магнитуде. Для остальных землетрясений рассчитывалась магнитуда MS с использованием значений амплитуд и соответствующие им периоды максимальной фазы волны Рэля из бюллетеней сейсмических станций. Магнитуда оценивалась с применением формулы (2.7) по [Ванек и др., 1962]. Для анализируемых землетрясений невозможно было надежно вычислить глубину из-за небольшого количества сейсмических станций и их удалённости от очага. Поэтому для каждого землетрясения расчет координат гипоцентров производился при определённой фиксированной глубине его очага. Очаг землетрясения не может располагаться выше некоторого H_{\min} . Минимально возможная глубина очага землетрясений определялась из значений их магнитуд, согласно [Ризниченко, 1979]

$$M \leq 3.3 \lg h + 3.1. \quad (3.1)$$

В формуле (3.1) использовалась магнитуда MS . В случае, когда у землетрясений была вычислена магнитуда M_w , то использовалась формула перевода из [Di Giacomo et al., 2015a]

$$M_w = \exp(-0.222 + 0.233 \cdot MS) + 2.863. \quad (3.2)$$

Ниже в разделе 3.2 приведены результаты уточнения параметров для каждого конкретного землетрясения из сводного предварительного каталога (Табл. 3.1). Обобщение результатов исследования и его итоги приведены в разделе 3.3.

3.2 Результаты уточнения параметров очагов землетрясений

Землетрясение 9 октября 1904 г.

Землетрясение 9 октября 1904 г. является первым инструментально зарегистрированным землетрясением в Арктике. Оно упоминается только в работе [Tams, 1922] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 11 сейсмических станций. Расположение этих станций показано на рисунке 3.2.1. В процессе уточнения времена вступлений на трёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Поэтому процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=8$; $N_{\text{фаз}}=13$; Gap (зона тени)= 239° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 1743 до 5011 км (Табл. 3.2).

Вступлений фазы LRM с замерами значений амплитуд и периодов обнаружено в бюллетенях не было, поэтому вычислить магнитуду, а также минимальную глубину очага не представляется возможным. Однако в работе [Tams, 1922] на основе данных станции ROT (Потсдам, Германия) опубликованы максимальные амплитуды поверхностных волн от

компонент NS (860 мкм) и EW (560 мкм) с периодом $T=11-14$ с. Из-за отсутствия времен вступлений максимальных фаз, для которых были сделаны эти замеры, не удалось проверить соответствие этих фаз фазе LRM . Исходя из соотношения амплитуд волны Релея для разных компонент $\frac{A_z}{A_{N,E}} = \sqrt{2}$, были вычислены значения магнитуд MS равные 7.3 и 7.6, согласно соотношению [Ванек и др., 1962]. Однако эти значения получены по данным одной станции и с предположением, что значения амплитуд и периодов соответствуют фазе LRM . Поэтому полученные значения магнитуд нельзя считать достоверными.

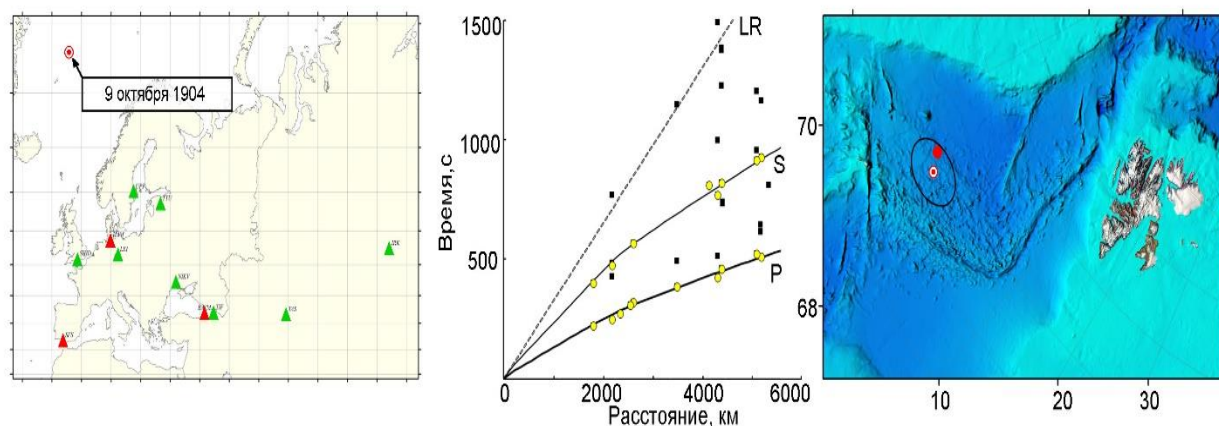


Рис. 3.2.1 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 9 октября 1904 г. Кружком с точкой отмечен уточнённый эпицентр; зелеными треугольниками показаны станции, времена вступлений которых использовались в процедуре уточнения; красными треугольниками отмечены станции, для которых времена вступлений от землетрясения были отклонены. На графике посередине показаны все выявленные в бюллетенях времена вступлений от землетрясения. Теоретическое (по скоростной модели $ak135$) время пробега P -волны показано жирной линией, S – тонкой линией, а поверхностной волны – пунктирной линией. Желтыми кружками на графике показаны вступления, использованные в процедуре уточнения; чёрными квадратами – отклонённые. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентр по [Tams, 1922] (красный кружок). Эллипс ошибки отображается черной линией

В процедуре уточнения использовалось фиксированное значение глубины равное 19 км как минимально возможное для очага с магнитудой 7.3. После процедуры уточнения эпицентр землетрясения сместился на 100 км к востоку относительно начальных координат. Эпицентр землетрясения можно приурочить к району срединно-океанического хребта Мона (Рис. 3.2.1, Табл. 3.2).

Землетрясение 19 марта 1906 г.

Землетрясение 19 марта 1906 г. впервые упоминается в работе [Tams, 1922] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Впоследствии был произведен пересчет параметров этого землетрясения при создании каталога ISC-GEM [Storchak et al., 2015] и вычислена магнитуда $M_w(ISC)=6.3$. Однако в каталоге ISC-GEM не указано, по какому

количеству сейсмических станций был произведен пересчет основных параметров землетрясения.

Для этого землетрясения нам удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 18 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.2. Впоследствии времена вступлений на четырёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=14$; $N_{\text{фаз}}=23$; Gap (зона тени)= 244° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 1982 до 4928 км (Табл. 3.2). В процедуре уточнения использовалось фиксированное значение глубины равное 9 км, как минимально возможное для очага с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.3$. Несмотря на большую площадь эллипса ошибок, эпицентр землетрясения можно приурочить к району срединно-океанических хребта Мона (Рис. 3.2.2, Табл. 3.2).

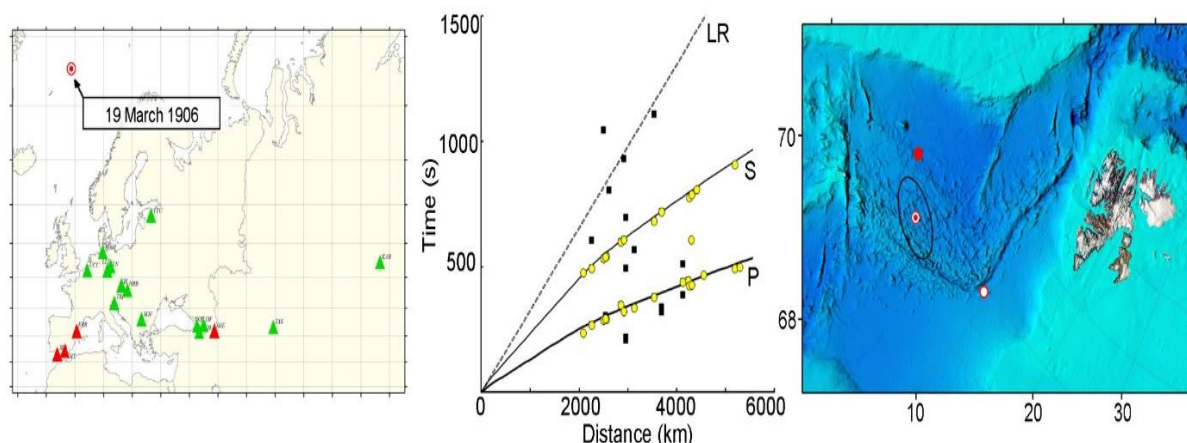


Рис. 3.2.2 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 19 марта 1906 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры по [Tams, 1922] (полый кружок) и каталогу ISC-GEM (красный кружок). Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 8 июля 1908 г.

Землетрясение 8 июля 1908 г упоминается только в работе [Tams, 1922] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 17 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.3. Впоследствии времена вступлений на пяти станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=12$; $N_{\text{фаз}}=18$; Gap (зона тени)= 244° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2950 до 5231 км (Табл. 3.2).

Значение магнитуды землетрясения было вычислено на основе данных из работы [Tams, 1922] с использованием соотношения [Ванек и др., 1962] и соотношения амплитуд волны Релея для разных компонент $\frac{A_Z}{A_{N,E}} = \sqrt{2}$. Для станции НАМ (Гамбург, Германия) приведены максимальные амплитуды поверхностных волн от компонент *NS* (14 мкм) и *EW* (14 мкм) с периодом $T=18$ с. Из-за отсутствия времен вступления максимальных фаз, для которых были сделаны замеры, не удалось проверить соответствие этих фаз фазе *LRM*. В итоге было получено значение $MS=6.3$. В процедуре уточнения использовалось фиксированное значение глубины равное 10 км как минимально возможное для очага с данной магнитудой.

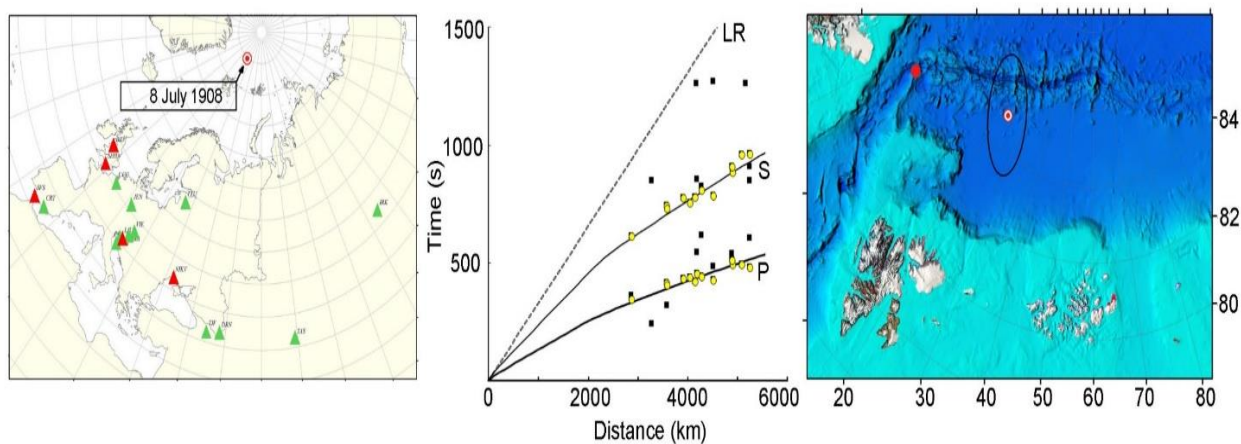


Рис. 3.2.3 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 8 июля 1908 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентр по [Tams, 1922] (красный кружок). Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения сместился на 300 км к западу относительно координат, приведённых в работе [Tams, 1922]. Несмотря на большую площадь эллипса ошибок, эпицентр землетрясения можно уверенно отнести к району срединно-океанического хребта Гаккеля (Рис. 3.2.3, Табл. 3.2).

Землетрясение 14 октября 1908 г.

Землетрясение 14 октября 1908 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров гипоцентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=6.6$. Это самое сильное землетрясение, которое произошло в западном секторе Российской Арктики за весь инструментальный период наблюдений.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 26 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.4. Впоследствии времена вступлений на семи станциях были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Таким образом, процедура

уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=19$; $N_{\text{фаз}}=29$; Gap (зона тени)= 330° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2479 до 4911 км (Табл. 3.2). При расчете использовалось фиксированное значение глубины равное 12 км, как минимально возможное для очага с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.6$.

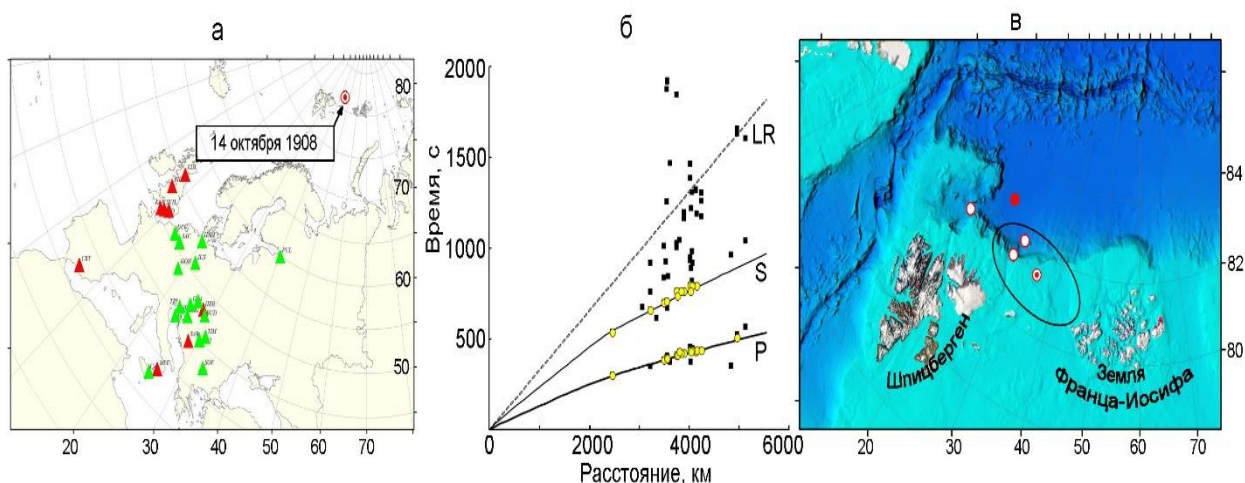


Рис. 3.2.4 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 14 октября 1908 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр из каталога ISC-GEM. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения сместился на 100 км к востоку относительно первоначальных координат из работы [Gutenberg, Richter, 1941]. При этом эпицентры, вычисленные в [Tams, 1922; Gutenberg, Richter, 1941], оказались в пределах эллипса ошибок нового уточнённого эпицентра. Уточнённый эпицентр землетрясения расположен в зоне перехода «континент–океан» вблизи устьевой части грабена Франц-Виктория, западнее архипелага Земля Франца-Иосифа (Рис. 3.2.4, Табл. 3.2).

Землетрясение 10 апреля 1909 г.

Землетрясение 10 апреля 1909 г. упоминается в работах [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров эпицентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=6.7$.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 12 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.5. Впоследствии времена вступлений на одной станции CRT (Cartuja, Spain) были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=11$; $N_{\text{фаз}}=18$; Gap (зона тени)= 343° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 3600 до 5396 км (Табл. 3.2). При расчете использовалось

фиксированное значение глубины равное 13 км как минимально возможное для очага с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.7$.

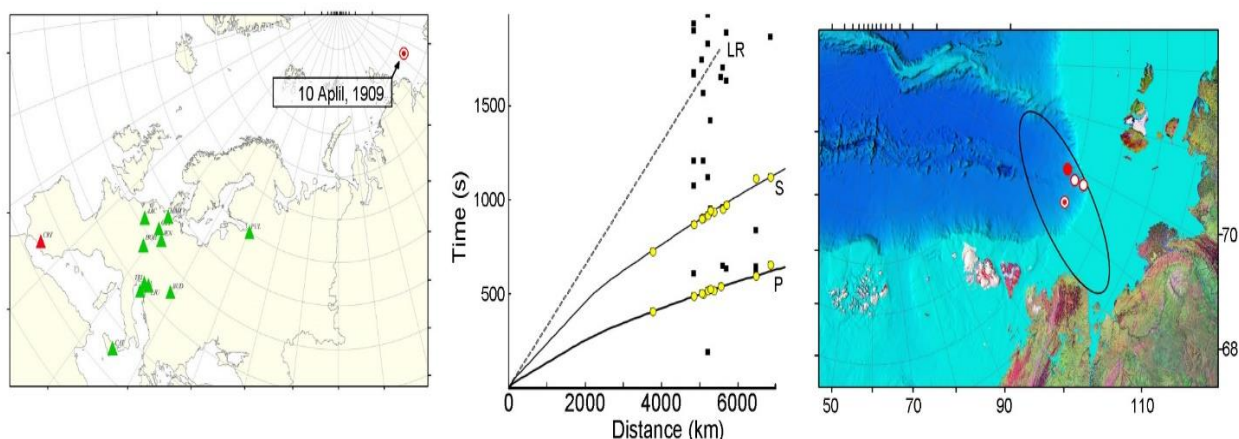


Рис. 3.2.5 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 10 апреля 1909 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр из каталога ISC-GEM. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается рядом с эпицентрами из других источников. Эпицентры по данным [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] и каталога ISC-GEM расположены в пределах эллипса ошибок уточненного эпицентра. Эпицентр расположен в восточной части хребта Гаккеля в районе перехода срединно-океанического хребта на шельф моря Лаптевых (Рис. 3.2.5, Табл. 3.2).

Землетрясение 4 декабря 1911 г.

Землетрясение 4 декабря 1911 г. упоминается в работе [Tams, 1922] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 16 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.6. Впоследствии времена вступлений на восьми станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=8$; $N_{\text{фаз}}=15$; $\text{Gap (зона тени)}=325^\circ$. Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2336 до 3592 км (Табл. 3.2).

Вступлений фазы LRM с замерах значений амплитуд и периодов обнаружено в бюллетенях не было. Однако в работе [Tams, 1922] на основе данных станции НАМ (Гамбург, Германия) опубликованы максимальные амплитуды поверхностных волн от компонент NS (14 мкм) и EW (22 мкм) с периодом $T=15-16$ с. Из-за отсутствия времен вступлений, для которых были сделаны замеры, не удалось проверить соответствие этих фаз фазе LRM . Исходя из соотношения амплитуд волны Релея для разных компонент $\frac{A_Z}{A_{N,E}} = \sqrt{2}$, были вычислены значения магнитуд MS равные 5.8 и 6.0, согласно соотношению

[Ванек и др., 1962]. Поэтому в процедуре уточнения использовалось фиксированное значение глубины равное 8 км, как минимально возможное для очага с магнитудой в диапазоне $M_S=6.0$.

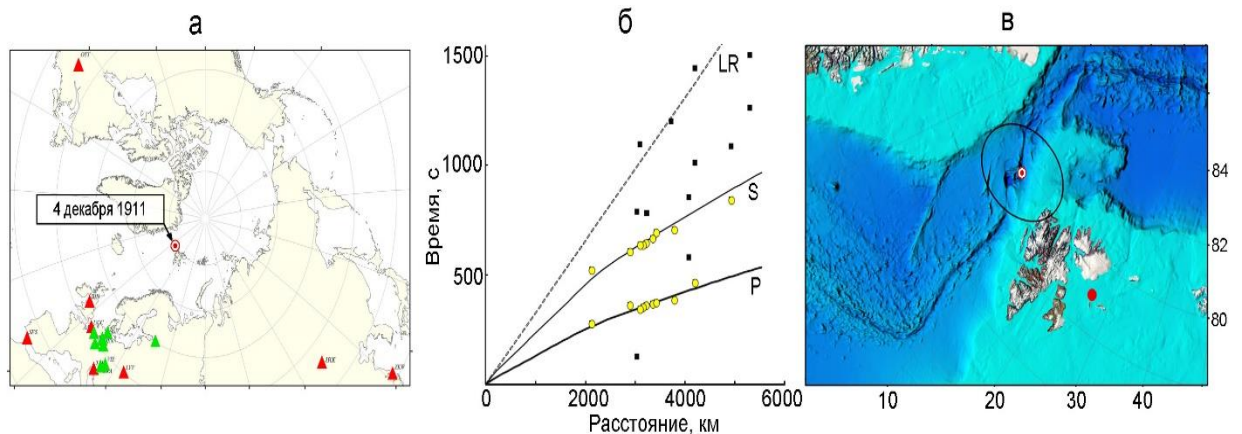


Рис. 3.2.6 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 4 декабря 1911 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентр по [Tams, 1922] (красный кружок). Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения сместился на 470 км относительно координат из работы [Tams, 1922]. Эпицентр располагается в районе срединно-океанического хребта Книповича (Рис. 3.2.6, Табл. 3.2).

Землетрясение 25 января 1912 г.

Землетрясение 25 января 1912 г. упоминается в работе [Tams, 1922] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях шести сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.7. Впоследствии времена вступлений на четырёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Поэтому процедура уточнения для землетрясения 25 января 1912 г. не проводилась, т.к. количество сейсмических станций было меньше утвержденного минимума (3 станции).

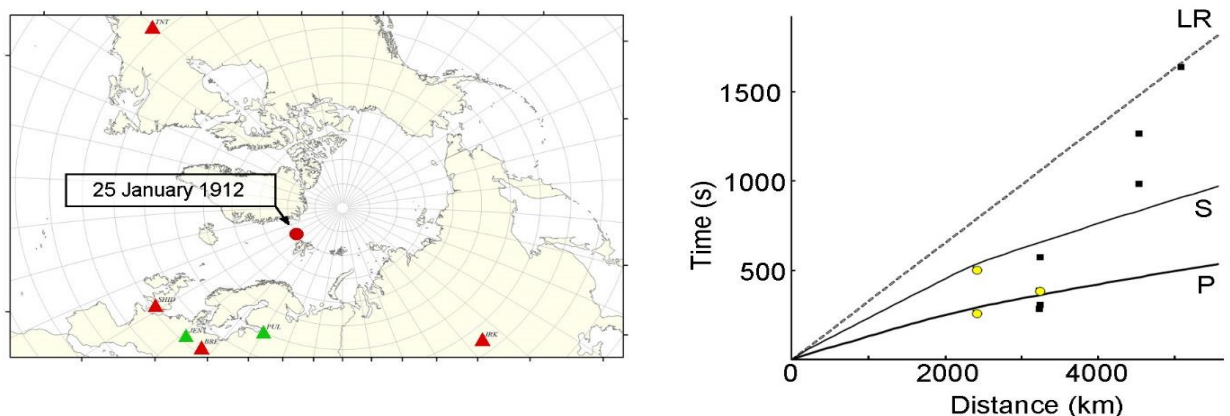


Рис. 3.2.7 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 25 января 1912 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 19 февраля 1912 г.

Землетрясение 19 февраля 1912 г. упоминается в работе [Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений только в бюллетенях четырёх сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.8. Впоследствии времена вступлений на двух станциях были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Поэтому процедура уточнения для землетрясения 19 февраля 1912 г. не проводилась.

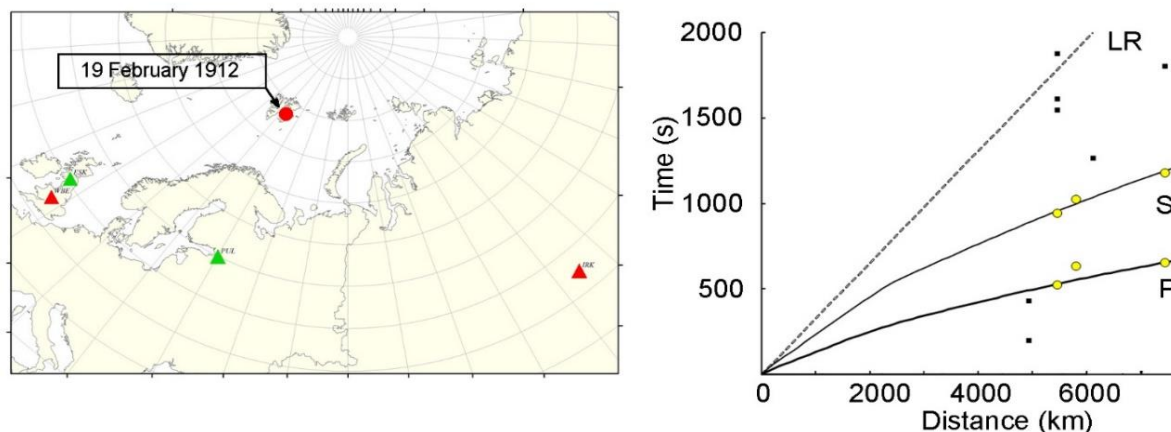


Рис. 3.2.8 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 19 февраля 1912 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 13 апреля 1912 г.

Землетрясение 13 апреля 1912 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Gutenberg, Richter, 1954; Линден, 1959; Новый каталог..., 1977] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. По данным [Gutenberg, Richter, 1954; Линден, 1959; Новый каталог..., 1977] эпицентр располагается в пределах архипелага Северная Земля, что имеет большое значение при оценке сейсмической опасности данной территории. При этом по данным [Tams, 1922] эпицентр землетрясения приурочен к хребту Гаккеля.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях девяти сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.9. Впоследствии времена вступлений на трёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=6$; $N_{\text{фаз}}=8$; $\text{Гар (зона тени)}=325^\circ$. Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 3127 до 4460 км (Табл. 3.2).

Магнитуда $MS=5.1$ была вычислена по данным двух станций: PUL (Пулково) (при этом использовались зарегистрированные максимальные амплитуды поверхностных волн от компонент *NS* (2 мкм) при $T=18.9$ с и *EW* (3 мкм) при $T=8.5$ с) и МКУ («Макеевка») (на

основе зарегистрированных максимальных амплитуд поверхностных волн от компонент NS (3 мкм) при $T=16$ с). Фиксированная глубина установлена равной 5 км как минимально возможное значение для землетрясения данной магнитуды.

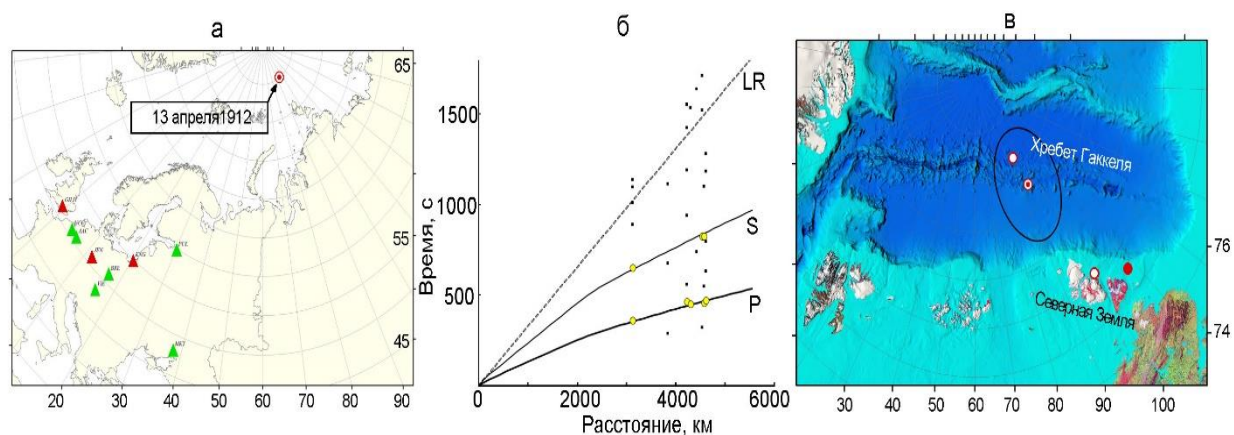


Рис. 3.2.9 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 13 апреля 1912 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из Табл. 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр по [Новый каталог..., 1977]. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается в районе хребта Гаккеля. При этом эпицентр по [Tams, 1922] находится в эллипсе ошибок уточнённого эпицентра (Рис. 3.2.9, Табл. 3.2). Соответственно, это землетрясение не имеет отношения к району архипелага Северная Земля, что важно для уточнения оценки сейсмической опасности данной территории.

Землетрясение 7 июня 1914 г.

Землетрясение 7 июня 1914 г. упоминается только в работе [Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 13 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.10. Впоследствии времена вступлений на пяти станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=8$; $N_{\text{фаз}}=13$; $\text{Gap (зона тени)}=253^\circ$. Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2359 до 5155 км (Табл. 3.2).

Магнитуда $MS=6.3$ была вычислена по данным станции IRK (Иркутск), используя зарегистрированные максимальные амплитуды поверхностных волн от компоненты Z (49 мкм) при $T= 8.3$ с. При расчете использовалась фиксированная глубина 10 км как минимально возможная для землетрясения с данной магнитудой.

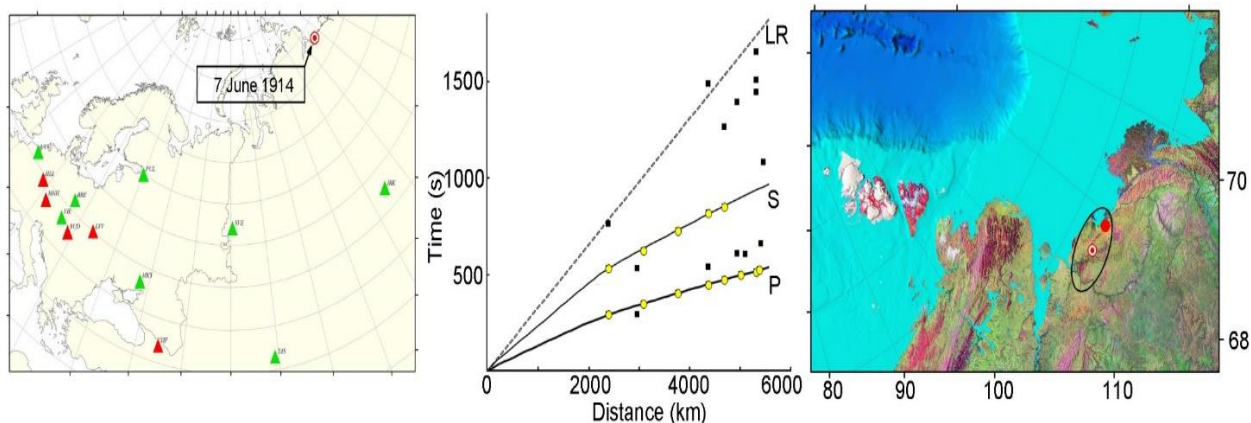


Рис. 3.2.10 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 7 июня 1914 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентр по [Линден, 1959] (красный кружок). Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Уточнённый эпицентр располагается в сейсмоактивной зоне в районе шельфа моря Лаптевых (Рис. 3.2.10, Табл. 3.2). Эпицентр по [Линден, 1959] располагается в эллипсе ошибок уточнённого эпицентра.

Землетрясение 4 ноября 1914 г.

Землетрясение 4 ноября 1914 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 11 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.11. Впоследствии времена вступлений на четырёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=7$; $N_{\text{фаз}}=11$; $\text{Gap (зона тени)}=307^\circ$. Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2269 до 4063 км (Табл. 3.2).

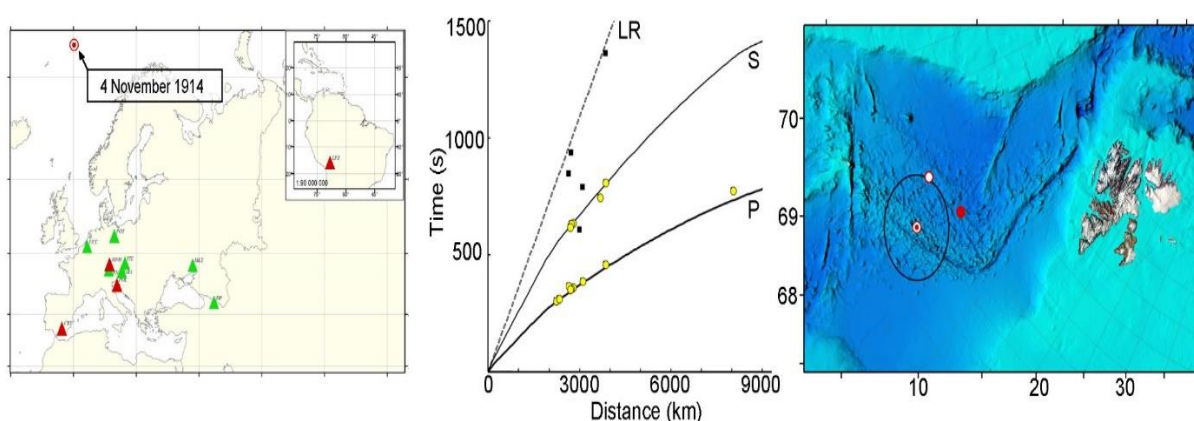


Рис. 3.2.11 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 4 ноября 1914 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1. Красным кружком отмечен эпицентр по [Линдена, 1959]; полый кружок указывает положение эпицентра по [Tams, 1922]. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Магнитуда $MS=5.0$ была вычислена по данным станции МНН (Мюнхен, Германия), используя зарегистрированные максимальные амплитуды поверхностных волн от компоненты NS (2 мкм) при $T=12$ с. При расчете использовалась фиксированная глубина 5 км как минимально возможную землетрясения с данной магнитудой.

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается на удалении 190 км к юго-западу от эпицентра по [Линден, 1959] и на удалении 160 км юго-востоку от эпицентра по [Tams, 1922]. Уточнённый эпицентр располагается в районе срединно-океанического хребта Мона (Рис. 3.2.11, Табл. 3.2).

Землетрясение 5 ноября 1914 г.

Землетрясение 5 ноября 1914 г. упоминается только в работе [Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях пяти сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.12. Впоследствии времена вступлений на одной станции были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=4$; $N_{\text{фаз}}=5$; Gap (зона тени)= 233° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2453 до 4831 км (Табл. 3.2). При расчете использовалась фиксированная глубина 5 км как минимально возможная для землетрясения с магнитудой $M=5.0$ по [Линден, 1959].

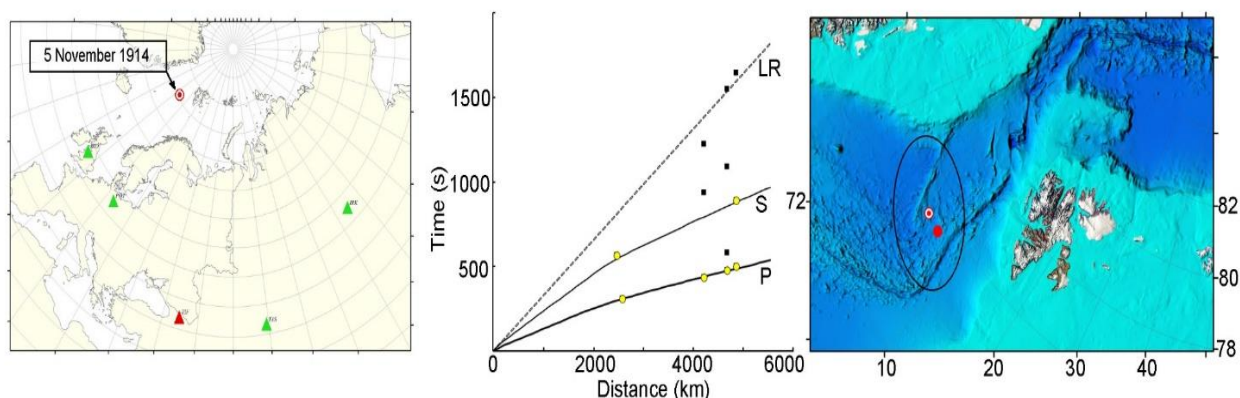


Рис. 3.2.12 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 5 ноября 1914 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой). Красным кружком отмечен эпицентр по [Линдена, 1959]. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения сместился на 66 км к западу относительно эпицентра по [Линден, 1959]. Несмотря на большую площадь эллипса ошибок, весьма вероятно, что землетрясение произошло именно в районе срединно-океанического хребта Книповича. Эллипс ошибок не включает другие значимые сейсмически активные зоны (Рис. 3.2.12, Табл. 3.2).

Землетрясение 1 июня 1915 г.

Землетрясение 1 июня 1915 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] и в сводном бюллетене ISS (International Seismological Summary) с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров эпицентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=6.5$.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 17 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.13. Впоследствии времена вступлений на одной станции были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=16$; $N_{\text{фаз}}=28$; Gap (зона тени)= 155° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2228 до 5026 км (Табл. 3.2). В процедуре уточнения использовалась фиксированная глубина 12 км, как минимально возможная для землетрясения с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.5$.

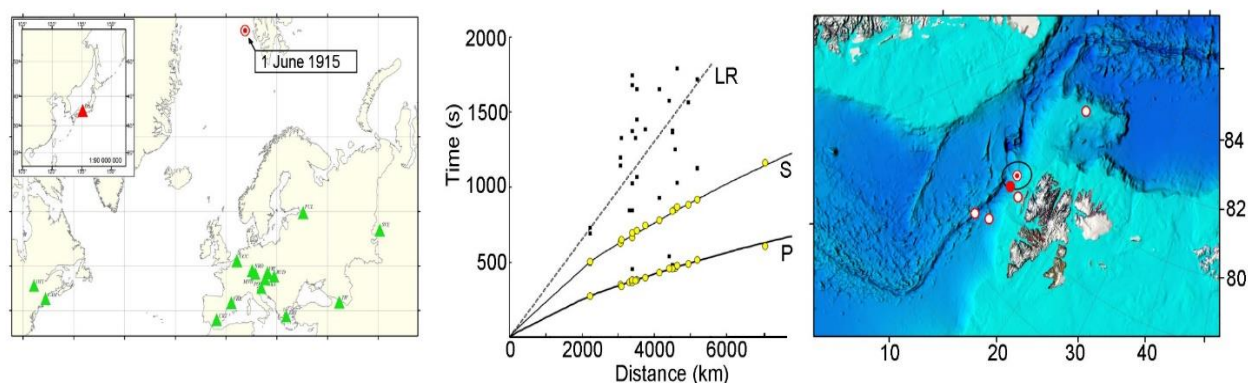


Рис. 3.2.13 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 1 июня 1915 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр по [Gutenberg, Richter, 1941]. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается в пределах срединно-океанического хребта Книповича на разном удалении от эпицентров из других источников (Табл. 3.1). Эпицентр по [Gutenberg, Richter, 1941] находится в пределах эллипса ошибок уточнённого эпицентра (Рис. 3.2.13, Табл. 3.2).

Землетрясение 2 июня 1915 г.

Землетрясение 2 июня 1915 г. упоминается в работе [Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях двух сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.14. При этом времена вступлений на станции TIF

(Тбилиси, Грузия) были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Процедура уточнения для землетрясения 2 июня 1915 г. не проводилась.

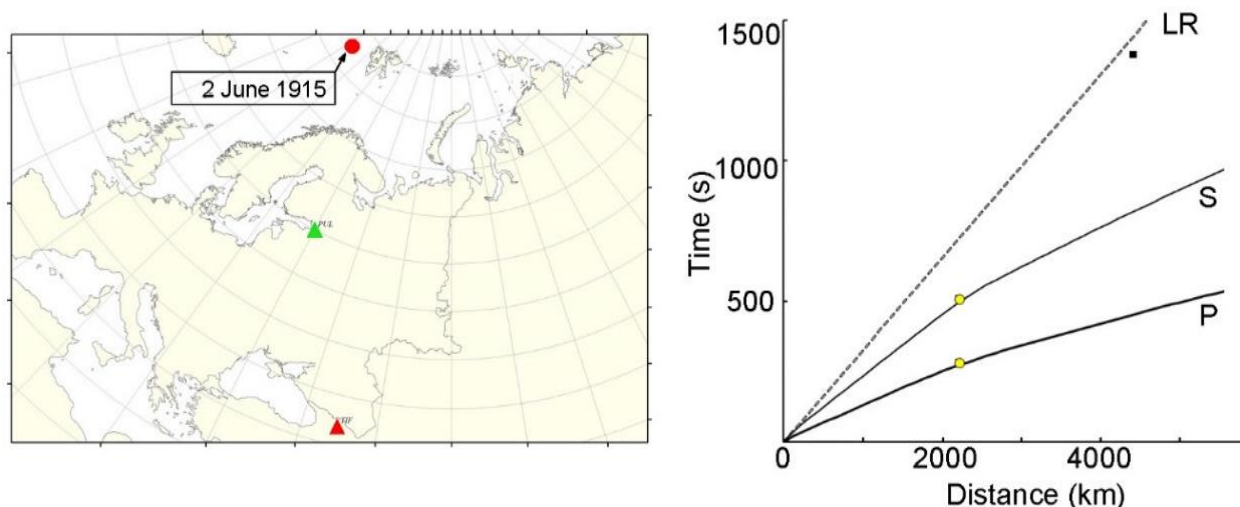


Рис. 3.2.14 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 2 июня 1915 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 16 сентября 1915 г.

Землетрясение 16 сентября 1915 г. упоминается только в работе [Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях пяти сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.15. Впоследствии времена вступлений на двух станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=3$; $N_{\text{фаз}}=4$; Gap (зона тени)= 238° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2453 до 4831 км (Табл. 3.2). В процедуре уточнения использовалась фиксированная глубина 4 км, как минимально возможная с магнитудой $M=4.5$ по [Линден, 1959].

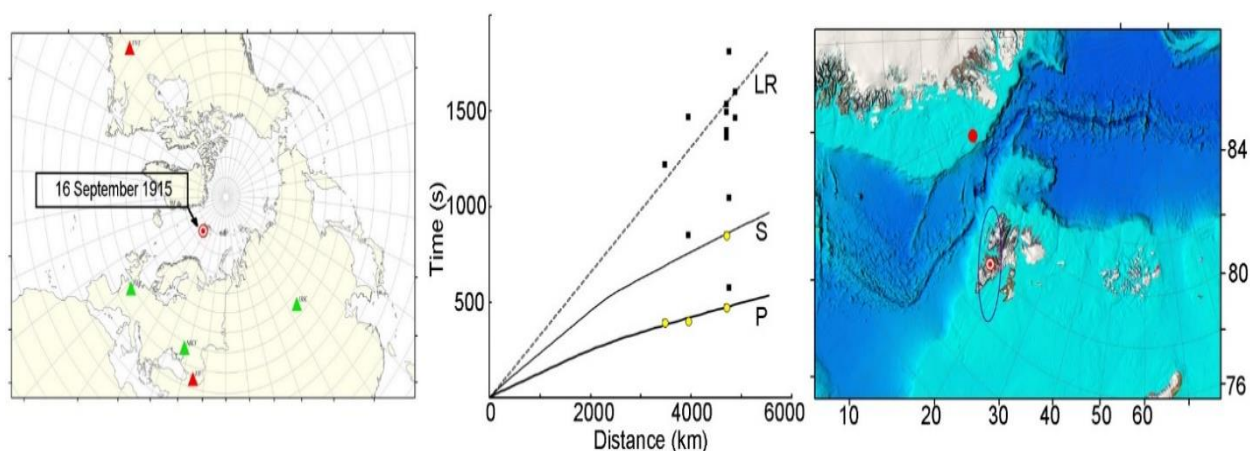


Рис. 3.2.15 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 16 сентября 1915 г. Красным кружком отмечен эпицентр по [Линден, 1959]. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения сместился на 550 км к востоку относительно эпицентра по [Линден, 1959]. Несмотря на большую площадь эллипса ошибок, весьма вероятно, что землетрясение произошло в районе архипелага Шпицберген (Рис. 3.2.15, Табл. 3.2). Однако малое количество задействованных в расчете времён вступлений не позволяет рассчитывать на достоверный результат.

Землетрясение 30 сентября 1915 г.

Землетрясение 30 сентября 1915 г. упоминается в работе [Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях только одной сейсмической станции. Расположение этой сейсмической станции показано на рисунке 3.2.16. Поэтому процедура уточнения для землетрясения 30 сентября 1915 г. не проводилась.

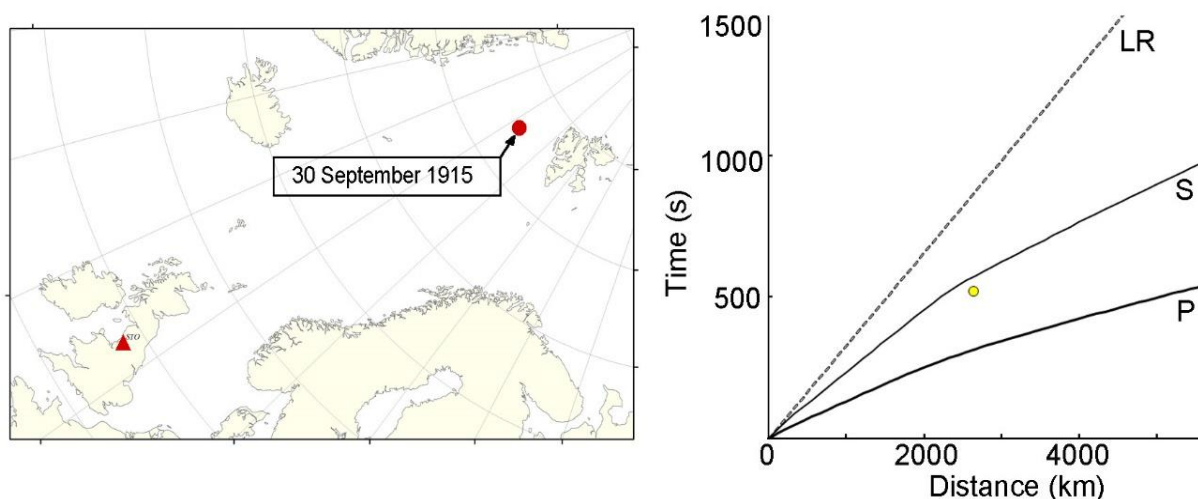


Рис. 3.2.16 – Карта расположения сейсмической станции (слева), зарегистрировавшей землетрясение 30 сентября 1915 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 11 мая 1916 г.

Землетрясение 11 мая 1916 г. упоминается в работе [Линден, 1959] и в разделе «Примечание» бюллетеня станции PUL (Пулково) с параметрами очага, которые указаны в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях двух сейсмических станций. Расположение сейсмических станций показано на рисунке 3.2.17. Процедура уточнения для землетрясения 11 мая 1916 г. не проводилась.

Землетрясение 6 декабря 1916 г.

Землетрясение 6 декабря 1916 г. упоминается в работах [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров эпицентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=5.6$.

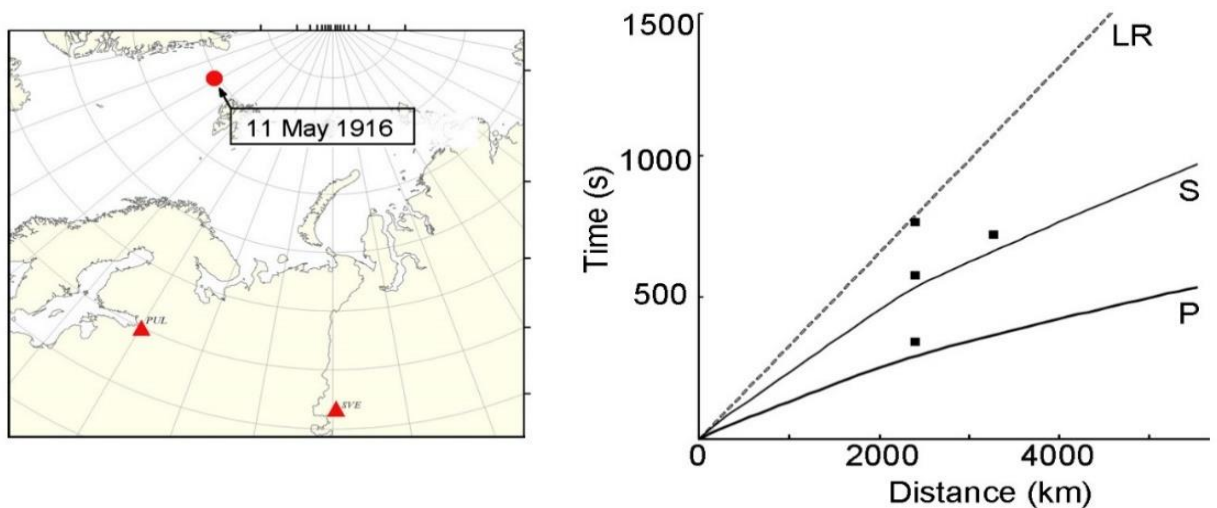


Рис. 3.2.17 – Карта расположения сейсмической станции (слева), зарегистрировавших землетрясение 11 мая 1916 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях девяти сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.18. Впоследствии времена вступлений на трёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=6$; $N_{\text{фаз}}=8$; $\text{Gap (зона тени)}=229^\circ$. Расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 2787 до 6062 км (Табл. 3.2). При расчете использовалась фиксированная глубина 7 км как минимально возможная для землетрясения с магнитудой $M_w(\text{ISC})=5.6$.

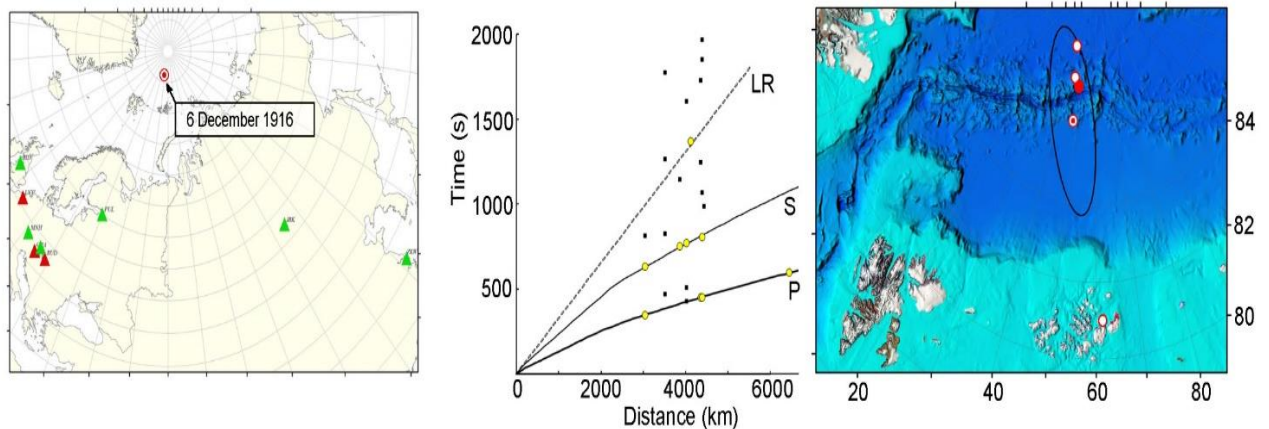


Рис. 3.2.18 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 6 декабря 1916 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр по каталогу ISC-GEM. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Несмотря на большую площадь эллипса ошибок, уточнённый эпицентр землетрясения можно приурочить к району срединно-океанического хребта Гаккеля (Рис. 3.2.18, Табл. 3.2). Эллипс ошибок не включает другие сейсмически активные зоны.

При этом эпицентры по [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] и каталогу ISC-GEM располагаются в пределах эллипса ошибок уточнённого эпицентра.

Землетрясение 14 мая 1917 г.

Землетрясение 14 мая 1917 г. упоминается в работе [Tams, 1959] и в сводном бюллетене ISS с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях двух сейсмических станций. Времена вступлений на одной станции были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Расположение сейсмических станций показано на рисунке 3.2.19. Процедура уточнения для землетрясения 14 мая 1917 г. не проводилась.

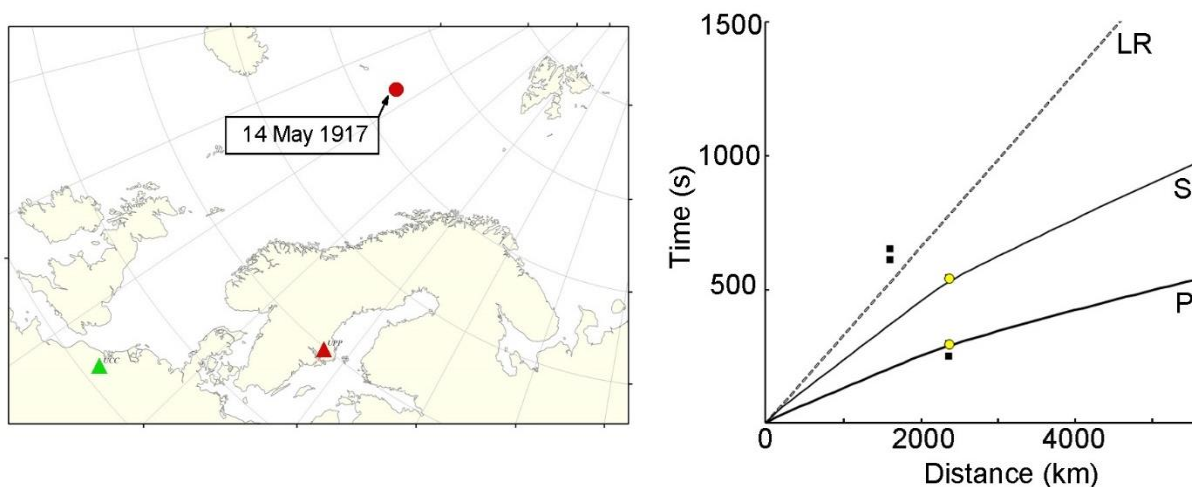


Рис. 3.2.19 – Карта расположения сейсмической станции (слева), зарегистрировавших землетрясение 14 мая 1917 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 21 августа 1917 г.

Землетрясение 21 августа 1917 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Линден, 1959] и в сводном бюллетене ISS с параметрами очага, которые указаны в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров эпицентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=5.7$.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 10 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.20. Впоследствии времена вступлений на трёх станциях были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=7$; $N_{\text{фаз}}=11$; $\text{Gap (зона тени)}=271^\circ$. Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 1722 до 3400 км (Табл. 3.2). При расчете использовалась фиксированная глубина 7 км как минимально возможная для землетрясения с магнитудой $M_w(\text{ISC})=5.7$.

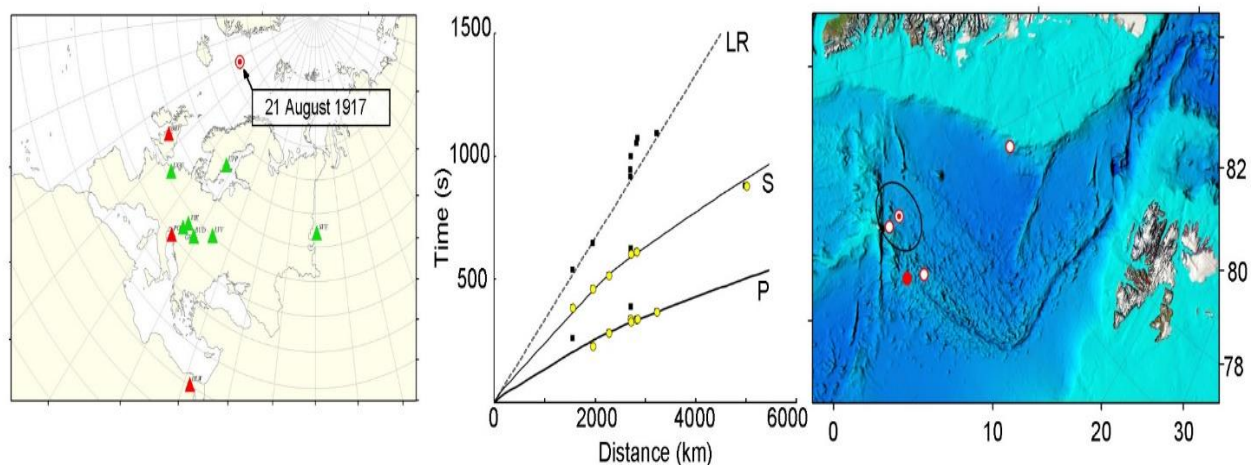


Рис. 3.2.20 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 21 августа 1917 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр по каталогу ISC-GEM. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается в районе о. Ян-Майен на разном удалении от эпицентров из других источников (Табл. 3.1). Уточнённый эпицентр можно отнести к известной сейсмоактивной зоне – Ян-Майенской зоне трансформных разломов (Рис. 3.2.20, Табл. 3.2). При этом эпицентр по [Линден, 1959] располагается в пределах эллипса ошибок уточнённого эпицентра.

Землетрясение 27 января 1918 г.

Землетрясение 27 января 1918 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Линден, 1959] и в сводном бюллетене ISS с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. При этом, эпицентр по ISS располагается у западного побережья Белого моря.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 15 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.21. Впоследствии времена вступлений на семи станциях были отклонены как не соответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=8$; $N_{\text{фаз}}=10$; $\text{Gap (зона тени)}=302^\circ$. Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 1777 до 3283 км (Табл. 3.2). Магнитуда $MS=5.4$ была вычислена по данным станций PUL (Пулково) на основе данных по максимальным амплитудам поверхностных волн на компоненте NS (12 мкм) при $T=17$ с. В процедуре уточнения использовалась фиксированная глубина 6 км как минимально возможная для землетрясения с данной магнитудой.

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается в пределах срединно-океанического хребта Книповича на значительном удалении от эпицентров из других источников. (Рис. 3.2.21, Табл. 3.2).

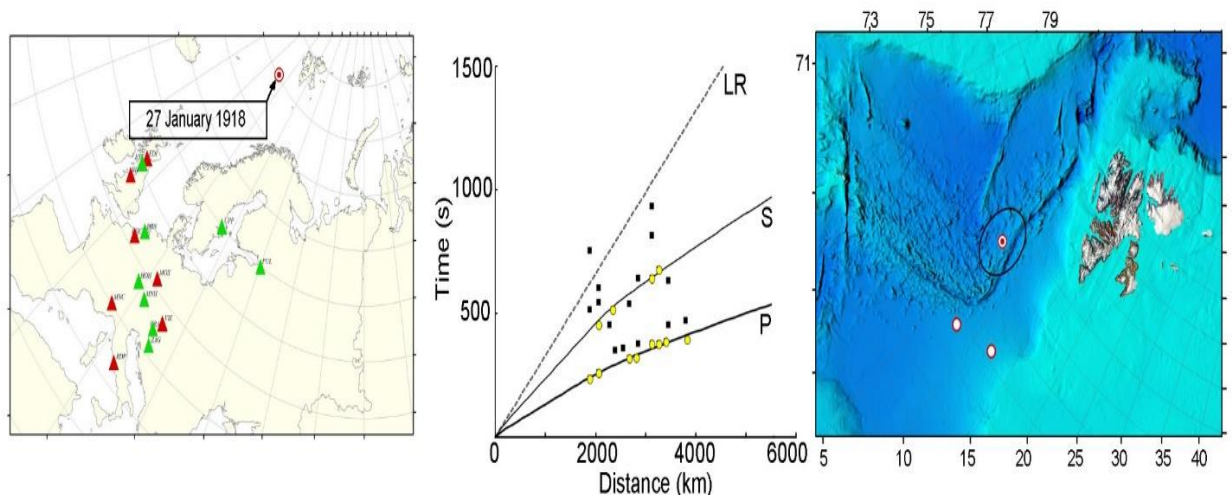


Рис. 3.2.21 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 27 января 1918 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 20 октября 1918 г.

Землетрясение 20 октября 1918 г. упоминается в сводном бюллетене ISS с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях только трёх сейсмических станций. Расположение сейсмических станций показано на рисунке 3.2.22. В последствии времена вступлений на двух станциях были отклонены как несоответствующие фазам *P* и *S* от этого землетрясения. Поэтому процедура уточнения для землетрясения не проводилась.

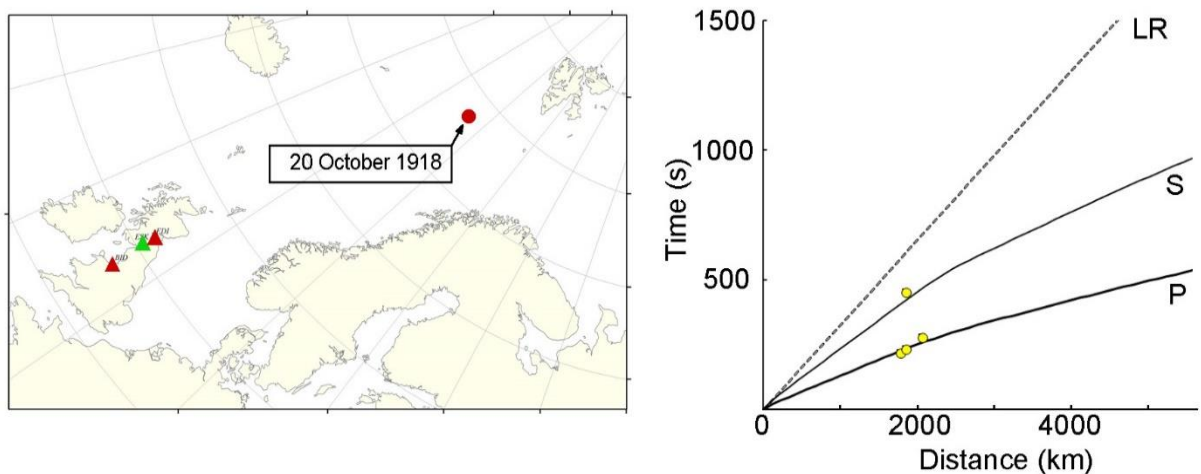


Рис. 3.2.22 – Карта расположения сейсмической станции (слева), зарегистрировавших землетрясение 20 октября 1918 г. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

Землетрясение 30 ноября 1918 г.

Землетрясение 30 ноября 1918 г. упоминается в работах [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров эпицентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=6.5$.

Удалось обнаружить для этого землетрясения времена вступлений в бюллетенях 25 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.23. Однако впоследствии времена вступлений на 16 станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=9$; $N_{\text{фаз}}=12$; Gap (зона тени)= 197° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 3492 до 6309 км (Табл. 3.2). В процедуре уточнения использовалась фиксированная глубина 11 км, как минимально возможная для землетрясения с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.5$.

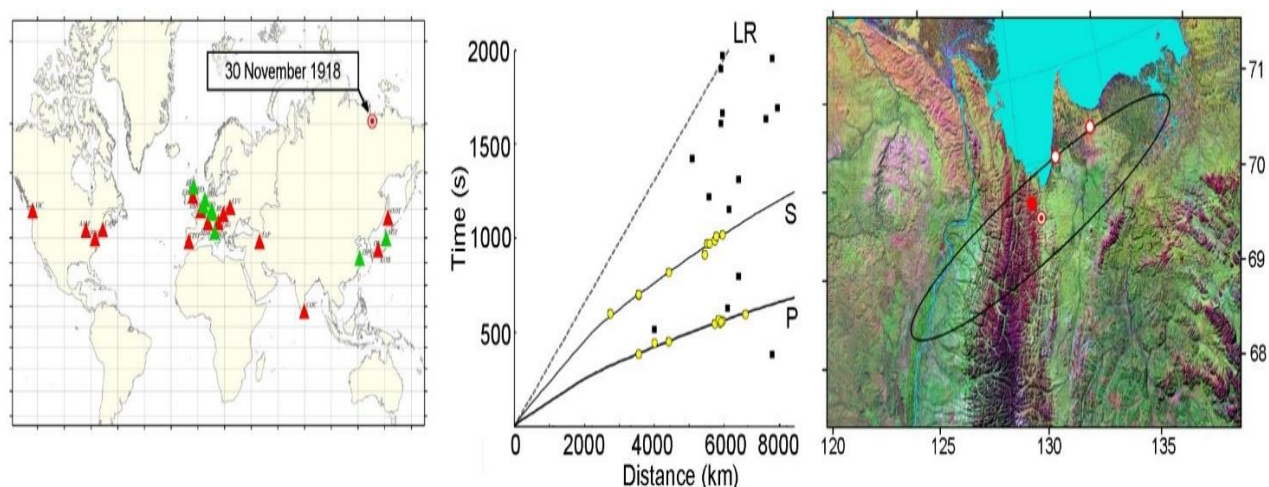


Рис. 3.2.23 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 30 ноября 1918 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр по каталогу ISC-GEM. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается у южного побережья моря Лаптевых на разном удалении от эпицентров из других источников (Табл. 3.1). При этом эпицентры по [Gutenberg, Richter, 1941; Линден, 1959] и каталогу ISC-GEM располагаются в пределах эллипса ошибок уточнённого эпицентра (Рис. 3.2.23, Табл. 3.2).

Землетрясение 2 февраля 1919 г.

Землетрясение 2 февраля 1919 г. упоминается в работах [Tams, 1922; Линден, 1959] с параметрами очага, указанными в таблице 3.1. Для этого землетрясения произведен пересчет параметров эпицентра в каталоге ISC-GEM и вычислена магнитуда $M_w(\text{ISC})=6.1$.

Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях 34 сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.24. Впоследствии времена вступлений на девяти станциях были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура

уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=23$; $N_{\text{фаз}}=36$; Gap (зона тени)= 166° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 1666 до 5214 км (Табл. 3.2). В процедуре уточнения использовалась фиксированная глубина 8 км, как минимально возможная для землетрясения с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.1$.

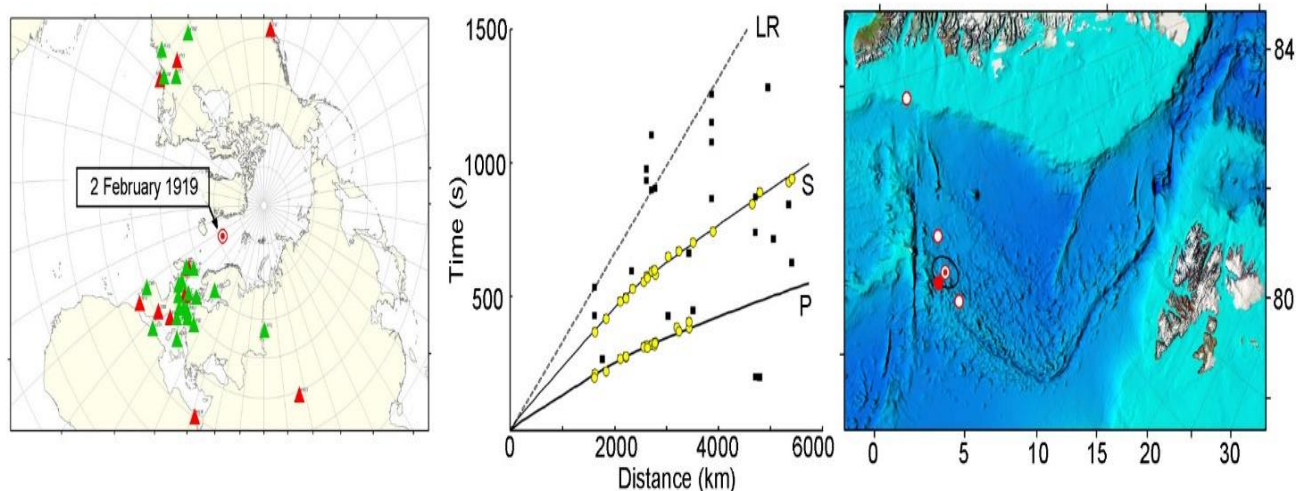


Рис. 3.2.24 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 2 февраля 1919 г. На карте справа показан уточнённый эпицентр землетрясения (кружок с точкой) и эпицентры из таблицы 3.1 (полые кружки). Красным кружком отмечен эпицентр по каталогу ISC-GEM. Обозначения аналогичны рисунку 3.2.1

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения располагается в районе стыка Ян-Майенской зоны трансформных разломов и хребта Мона на разном удалении от эпицентров из других источников (Табл. 3.1). При этом эпицентр по каталогу ISC-GEM располагаются в пределах эллипса ошибок уточнённого эпицентра (Рис. 3.2.24, Табл. 3.2).

Землетрясение 12 сентября 1919 г.

Землетрясение 12 сентября 1919 г. упоминается в сводном бюллетене ISS с параметрами очага, которые указаны в таблице 3.1. Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях пяти сейсмических станций. Расположение этих сейсмических станций показано на рисунке 3.2.25. В последствии времена вступлений на одной станции были отклонены как несоответствующие фазам P и S от этого землетрясения. Таким образом, процедура уточнения проводилась на основе следующих данных: $N_{\text{станций}}=4$; $N_{\text{фаз}}=5$; Gap (зона тени)= 242° . Эпицентральные расстояния от эпицентра до станций варьировались в диапазоне от 1865 до 7532 км (Табл. 3.2). Вступлений фазы LRM с замерами значений амплитуд и периодов обнаружено не было. При расчете использовалась фиксированная глубина 5 км.

После процедуры уточнения эпицентр землетрясения смещён на 1030 км к юго-западу относительно эпицентра по ISS. Уточнённый эпицентр располагается на севере

Скандинавского полуострова и выпадает за пределы района исследования (Рис. 3.2.25, Табл. 3.2). Землетрясение требует дополнительного изучения, возможно, с привлечением макросейсмических сведений.

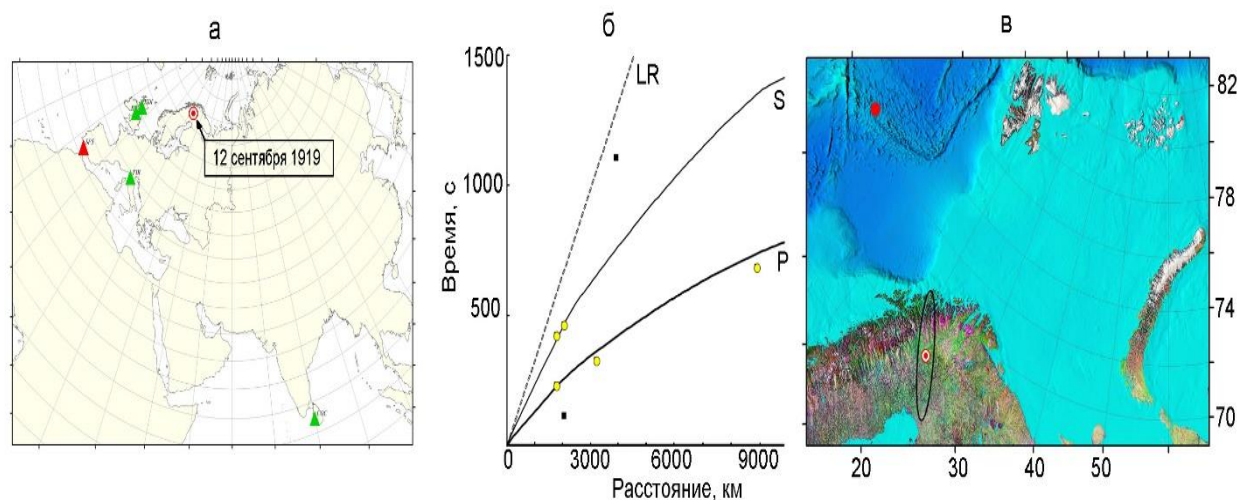


Рис. 3.2.25 – Карта сейсмических станций (слева), зарегистрировавших землетрясение 12 сентября 1919 г. На карте справа показан эпицентр по ISS (красный кружок). Обозначение аналогичны рисунку 3.2.1

3.3 Сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г.

Результатом проведенного пересчета параметров арктических землетрясений начала XX в. было создание сводного уточненного и унифицированного каталога землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г. (Табл. 3.2). Каталог содержит уточнённые параметры для 18 из 25 землетрясений (Рис. 3.3.1). Для оставшихся семи землетрясений указана причина, по которым процедура уточнения для этих землетрясений не проводилась. Эти землетрясения требуют дополнительных исследований, включающих анализ не бюллетеней, а сейсмограмм сейсмических станций. Уточнённые эпицентры двух землетрясений – 26.10.1918 г. и 12.09.1919 г. – располагаются за пределами района исследований, т.е. южнее 70°с.ш. Землетрясения 09.10.1904 г., 08.07.1908 г., 04.12.1911 г. и 25.01.1912 г. упоминаются только в работе [Tams, 1922] и не встречаются в более поздних научных работах и каталогах, т.е. являются «забытыми» землетрясениями.

При уточнении основных параметров исследуемых землетрясений для каждого из них использовались данные разного количества сейсмических станций (Рис. 3.3.2а), которые располагались в узком азимутальном створе (рис. 3.3.2, б) и на большом удалении от очагов. Это вызвано особенностями развития инструментальных наблюдений в начале XX в. (Рис. 3.1.2).

Таблица 3.2. – Сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г.

№	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			$N_{ст}/N_{фаз}$	Гар, ° (Зона тени)	Диапазон эпицентральных расстояний, км	Эллипс ошибок			Магнитуда/кол-во станций	M_w	Примечание
			$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, км$				$Az_{major}, ^\circ$	$S_{minor}, км$	$S_{major}, км$			
1	09.10.1904	13:52:07.5	73.12	-4.24	19f	8/13	239	1743 – 5011	80	73.3	107.9	$MS=7.5/1$	7.5	Приведено среднее значение магнитуды по двум определениям на одной станции (7.3 и 7.6). Магнитуда требует уточнения. Значение не может считаться достоверным.
2	19.03.1906	07:56:47.5	73.85	-1.33	9f	14/23	244	1982 – 4928	100	59.2	120.5	$M_w(ISC)=6.3$	6.3	
3	08.07.1908	12:50:02.8	84.87	22.61	10f	12/18	244	2950– 5231	150	75.9	169.9	$MS=6.3/1$	6.3	Приблизительная оценка магнитуды
4	14.10.1908	14:56:17.5	82.13	36.19	12f	19/29	330	2479 – 4911	100	87.0	193.0	$M_w(ISC)=6.6$ $MLH=6.6$	6.6	
5	10.04.1909	18:47:02.2	78.12	$\frac{123.0}{1}$	13f	11/18	343	3600 – 5396	30	156.0	456.6	$M_w(ISC)=6.7$	6.7	
6	04.12.1911	14:38:47.9	79.70	3.48	8f	8/15	325	2336 – 3592	70	133.1	177.8	$MS=5.9/1$	6.0	Приведено среднее значение магнитуды по двум определениям на одной станции (5.8 и 6.0). Магнитуда требует уточнения. Значение не может считаться достоверным
7	25.01.1912	-	-	-	-	2/3	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения
8	19.02.1912	-	-	-	-	3/6	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения
9	13.04.1912	02:39:45.9	85.05	94.93	5f	6/8	325	3127 – 4460	10	181.0	270.3	$MS=5.1/2$	5.5	
10	07.06.1914	16:24:02.5	73.03	$\frac{116.2}{9}$	10f	8/13	253	2359 – 5155	80	63.4	129.7	$MS=6.3/1$	6.3	
11	04.11.1914	12:54:14.7	72.42	0.22	5f	7/11	307	2269 – 4063	120	130.9	157.6	$MS=5.0/1$	5.4	
12	05.11.1914	08:00:38.3	75.54	2.63	5f	4/5	233	2453 – 4831	120	141.2	241.3	$M=5.3$	5.6	
13	01.06.1915	14:43:51.2	78.88	7.45	12f	16/28	155	2228 – 5026	30	44.3	59.3	$M_w(ISC)=6.5$	6.5	
14	02.06.1915	-	-	-	-	2/4	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения
15	16.09.1915	10:22:07.0	77.91	15.78	4f	3/4	238	2453 – 4831	140	67.1	244.8	$M=4.5$	5.2	
16	30.09.1915	-	-	-	-	1/1	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения

17	11.05.1916	-	-	-	-	2/4	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения
18	06.12.1916	22:17:17.2	86.09	47.69	7f	6/8	229	2787 – 6062	160	83.5	273.7	$M_w(ISC)=5.8$	5.8	
19	14.05.1917	-	-	-	-	1/2	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения
20	21.08.1917	10:44:09.1	71.83	-8.07	7f	7/11	271	1722 – 3400	70	75.2	102.4	$M_w(ISC)=5.7$	5.7	
21	27.01.1918	02:50:40.4	75.18	6.10	6f	8/10	302	1777 – 3283	0	74.5	102.1	$MS=5.4/1$	5.7	
22	20.10.1918	-	-	-	-	3/4	-	-	-	-	-	-	-	Недостаточно данных для уточнения
23	26.10.1918	02:14:50.2	65.34	- 11.57	10f	3/3	332	1408 – 2577	70	101.0	318.0	-	-	За пределами района исследования (Исландия)
24	30.11.1918	06:48:44.5	70.38	130.8 0	11f	9/12	197	3492 – 6309	70	52.7	288.7	$M_w(ISC)=6.5$	6.5	
25	02.02.1919	20:03:00.4	71.88	-5.42	8f	23/36	166	1666 – 5214	50	35.7	52.3	$M_w(ISC)=6.1$	6.1	
26	12.09.1919	14:26:32.9	68.02	22.06	5f	4/5	242	1865 – 7532	150	47.8	263.7	-	-	За пределами района исследования (Фенноскандия)

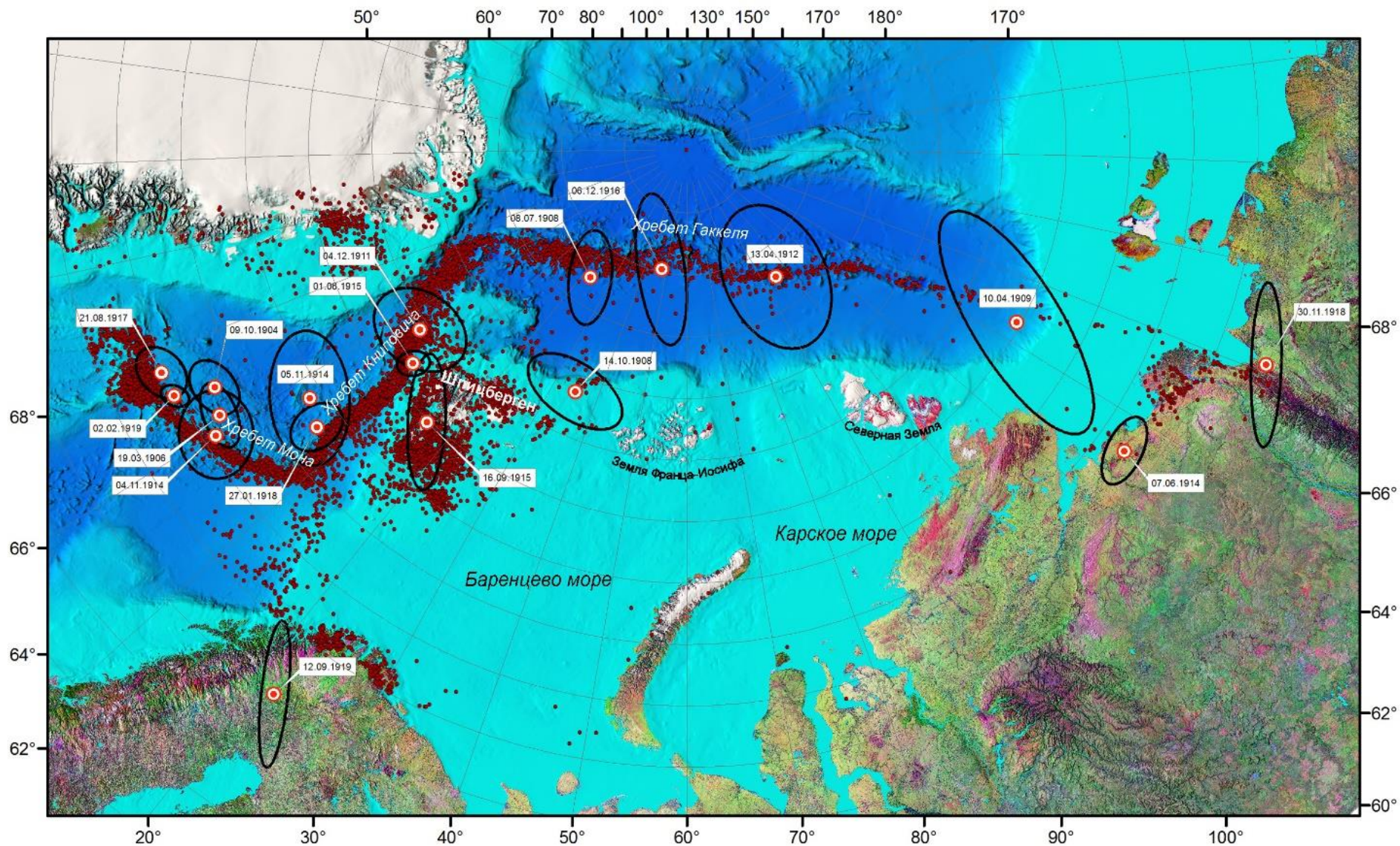


Рис. 3.3.1 – Карта с обозначением уточнённых эпицентров землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г. (кружок с точкой) и эпицентров современных землетрясений по данным ISC [International ..., 2020] за период с 2000 по 2016 г.

После процедуры уточнения эллипсы ошибок эпицентров большинства землетрясений имеют большую площадь. Причина, прежде всего, в узком азимутальном створе и удаленности сейсмических станций от очага. Однако большая площадь эллипса ошибок не мешает однозначно отнести вычисленные эпицентры к определенным сейсмоактивным зонам. Большинство землетрясений приурочено к главным сейсмоактивным зонам Арктики – срединно-океаническим хребтам, архипелагу Шпицберген и шельфу моря Лаптевых (Рис. 3.3.1).

Начало инструментального периода в Арктике можно отсчитывать с момента регистрации землетрясения 9 октября 1904 г. Землетрясение произошло в пределах срединно-океанического хребта Мона и было зарегистрировано 11 сейсмическими станциями, преимущественно европейскими. Вычисленные значения магнитуд M_S (7.3 и 7.6) не могут считаться достоверными, т.к. получены по данным одной станции и с предположением, что использованные при расчетах значения амплитуд и периодов из работы [Tams, 1922] соответствуют фазе *LRM*. Как уже отмечалось, в монографии [Gutenberg, Richter, 1954] предполагается, что все землетрясения, которые происходили на Земле с начала XX в. с $M \geq 7.0$ были зарегистрированы. Авторы исследования [Wetmiller, Forsyth, 1978] пришли к выводу, что это утверждение применимо и к Арктике. Поэтому можно предположить, что это землетрясение 9 октября 1904 г., действительно могло иметь магнитуду не менее 7.0.

В период с 1904 по 1911 г. сейсмические станции мировой сети, согласно созданному каталогу, регистрировали в Арктике землетрясения с магнитудами не ниже 6.3. После 1912 г. уже регистрировались землетрясения с магнитудами не ниже 5.5, а после 1915 г. – не ниже 5.0 (Рис. 3.3.2а). Снижение уровня регистрации связано с увеличением количества сейсмических станций и развитием двух международных сетей – *Milne Seismographic Network* и *Jesuit Network* [Schweitzer et al, 2003; Storchak et al., 2015], а также с совершенствованием сейсмографов. На рисунке 3.3.2б представлено распределение количества землетрясений по их магнитудам. Значение представительной магнитуды в целом за период с 1904 по 1920 г. можно приблизительно оценить диапазоном 6.1–6.5.

Изучение представленных в созданном нами сводном каталоге землетрясений, зарегистрированных в начале XX в., имеет большое значение как для понимания общих закономерностей сейсмического процесса в Арктике, так и для задачи оценки сейсмической опасности.

14 октября 1908 г. на шельфе Баренцева моря в зоне перехода «континент-океан» к северо-западу от архипелага Земля Франц-Иосифа произошло землетрясение с магнитудой $M_w(ISC)=6.6$. Поскольку эллипс ошибок частично перекрывает район желоба Франц-

Виктория, можно предположить, что землетрясение приурочено именно к этому желобу. Во-первых, эллипс ошибок не охватывает другие сейсмически активные зоны в этом регионе: срединно-океанические хребты и арх. Шпицберген. Во-вторых, сильные землетрясения регистрировались в районе грабена в течение инструментального периода (Табл. 3.3). В-третьих, современные исследования слабой сейсмичности переходной зоны «континент–океан» подтверждают сейсмическую активность желоба Франц-Виктория [Morozov et al., 2015]. Землетрясение 1908 г. необходимо учитывать при оценке сейсмической опасности западного сектора Российской Арктики.

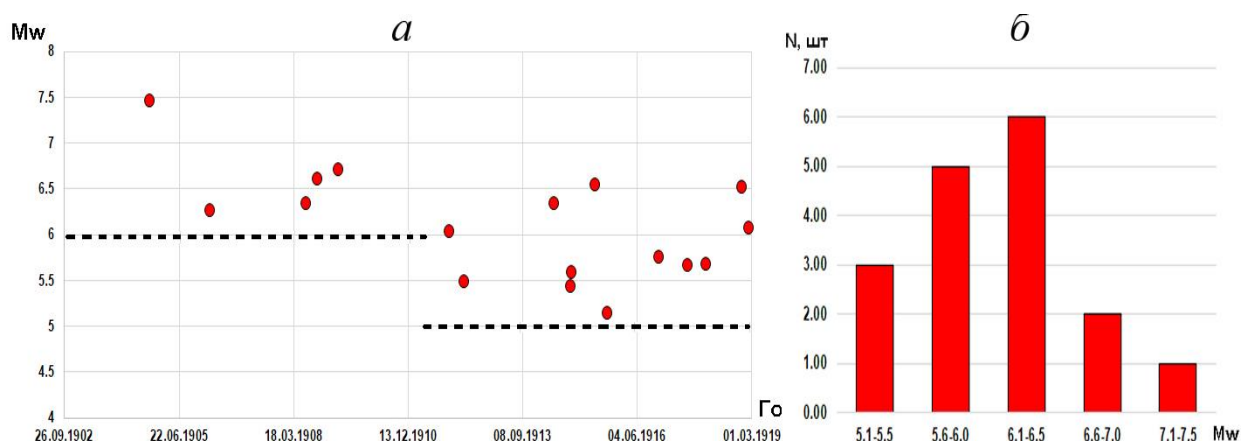


Рис. 3.3.2 – Распределение магнитуд землетрясений из итогового сводного унифицированного и уточнённого каталога по годам (а) и количества землетрясений от магнитуды (б)

Таблица 3.3 – Сейсмический каталог землетрясений, зарегистрированных в районе грабена Франц-Виктория по данным ISC [International..., 2022]

№	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			Магнитуда	Источник [International ..., 2022]
			$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$		
1	18.02.1948	20:29:47.0	82.50	41.50	-	$MLH=6.5$	ISC Bulletin
2	26.09.1948	05:51:12.0	82.50	41.50	-	$MLH=5.0$	ISC Bulletin
3	22.11.1948	23:32:48.0	82.50	41.50	-	$MLH=5.2$	ISC Bulletin
4	13.03.1967	21:44:07.7	82.23	39.60	33.0f	$mb(ISC)=4.3$	ISC-EHB Bulletin
5	14.03.1967	07:50:14.9	82.38	39.10	13.0f	$mb(ISC)=4.7$	ISC-EHB Bulletin
6	25.06.1975	10:14:57.6	82.35	38.72	33.0f	$mb(ISC)=4.6$	Reviewed ISC Bulletin (Prime hypocentres)

Обратная ситуация наблюдается с землетрясением магнитудой $M_S=5.1$, зарегистрированным 13 апреля 1912 г. Согласно работам [Gutenberg, Richter, 1954; Линден, 1959; Новый каталог..., 1977], эпицентр землетрясения располагался в районе архипелага Северная Земля и его учет сказывается на оценке сейсмической опасности данной территории. Однако после проведенной нами процедуры уточнения выяснилось, что эпицентр этого землетрясения приурочен к одному из главных сейсмоактивных районов Арктики – срединно-океаническому хребту Гаккеля. Вполне вероятно, что землетрясение

13 апреля 1912 г. произошло именно на хребте Гаккеля, а не у архипелага Северная Земля, т.к. в течение всего инструментального периода сильные землетрясения в районе архипелага не регистрировались [Morozov et al., 2018]. Результаты мониторинга по данным стационарной сейсмической станции SVZ, установленной на архипелаге в 2016 г., не указывают на наличие сейсмоактивных зон непосредственно в районе архипелага.

3.4 Выводы главы 3

Параметры гипоцентров землетрясений, зарегистрированных в Арктике в начале XX в. и вычисленные исследователями в первой половине XX в., до сих пор используются в современных каталогах землетрясений. Однако они вычислены чаще всего на основе данных бюллетеней лишь части сейсмических станций, функционировавших в начале XX в., с применением устаревших скоростных моделей и алгоритмов локации. В данной главе обобщены все обнаруженные нами данные о землетрясениях, зарегистрированных в Арктике за период с 1904 по 1920 г. Проведено уточнение основных их параметров с использованием совокупности решений, описанной в главе 2. Всего за этот период было выявлено 25 землетрясений, эпицентры которых располагаются выше 70° с.ш. Обнаружены «забытые» землетрясения, которые упоминаются только в работе [Tams, 1922] и не содержатся в более поздних научных работах и каталогах.

Для 18 из 25 землетрясений нами проведена процедура уточнения основных параметров очагов. Для оставшихся 7 землетрясений не удалось обнаружить времен вступлений сейсмических фаз более чем на трех станциях. Данные землетрясения требуют дополнительных исследований, включающих анализ сейсмограмм сейсмических станций, а не их бюллетеней. Для большей части землетрясений координаты уточненных эпицентров оказались существенно отличающимися от указанных в первоисточниках. Это может существенно сказаться при итоговой оценке сейсмической опасности некоторых территорий, в частности территории Российской Арктики. Большинство уточненных эпицентров землетрясений приурочены к основным сейсмическим зонам Арктики, а именно, к срединно-океаническим хребтам, архипелагу Шпицберген и шельфу моря Лаптевых. Полученные в главе результаты являются частью доказательства третьего защищаемого положения.

ГЛАВА 4. СЕЙСМИЧНОСТЬ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

4.1. Постановка задачи и методика решения

Баренцево и Карское моря омывают северную оконечность Евразийского континента и занимают один из самых широких континентальных шельфов в мире. Шельф Баренцева и Карского морей обладает большим нефтегазовым потенциалом и является наиболее изученным в Арктическом регионе. Здесь открыты несколько крупных нефтяных и газовых месторождений (Штокмановское, Ледовое, Лудловское, Приразломное и другие на Баренцевом шельфе; Русановское и Ленинградское на Карском шельфе) [Ivanova et al., 2006].

Баренцево-Карский регион характеризуется слабой сейсмичностью. Главным образом тектоническая активность наблюдается на окраинах шельфа, в частности в пределах арх. Шпицберген и в зоне перехода «континент–океан». Как уже отмечалось в главе 1, в силу географических и климатических условий проведение детального сейсмического мониторинга в Арктике сталкивается с рядом объективных трудностей. Редкая сеть сейсмических станций не позволяет регистрировать слабые землетрясения, а конфигурация сетей порой не всегда дает возможность достоверно определять основные параметры землетрясений. Согласно исследованиям [Аветисов, 1996], до 1990 г. значение представительной магнитуды в регионе было не ниже 3.9.

С конца XX в. в Арктике существенно увеличилось количество сейсмических станций, оснащенных современной высокочувствительной аппаратурой, что сказалось на уменьшении порога регистрации землетрясений для отдельных районов, которые ранее были недоступны для детального изучения сейсмичности [Конечная, 2015]. К таким районам относятся центральная и восточная части Баренцево-Карского региона, землетрясения в которых до начала XXI в. регистрировались только удаленными сейсмическими станциями. Зона перехода «континент–океан» в плане изучения проявления слабой сейсмичности до недавнего времени относилась к малоизученной территории. Западная часть шельфа Баренцева моря, напротив, практически всегда имела хорошую инструментальную представительность и была сейсмически хорошо изучена.

В настоящей главе приведены результаты обобщения, анализа и уточнения основных параметров землетрясений западного сектора Российской Арктики за весь инструментальный период наблюдений, а также современных низкомagnitudeных землетрясений зоны перехода «континент–океан» на севере Баренцево-Карского региона.

Исследование было проведено с использованием совокупности решений, описанной в главе 2.

Составление сводного предварительного каталога землетрясений для западного сектора Российской Арктики за период с начала XX в. по 2020 г. производилось в пределах границ района, указанного на рисунке 4.1.1, на основе данных из различных источников (Рис. 4.1.2). Из предварительного каталога были исключены ядерные взрывы, произведенные на полигоне «Новая Земля», на основе открытых баз данных по ядерным взрывам [Adushkin, Leith, 2001; Yang et al., 2003; Халтурин и др., 2005], а также все сейсмические события, произошедшие непосредственно в районах ядерного полигона.

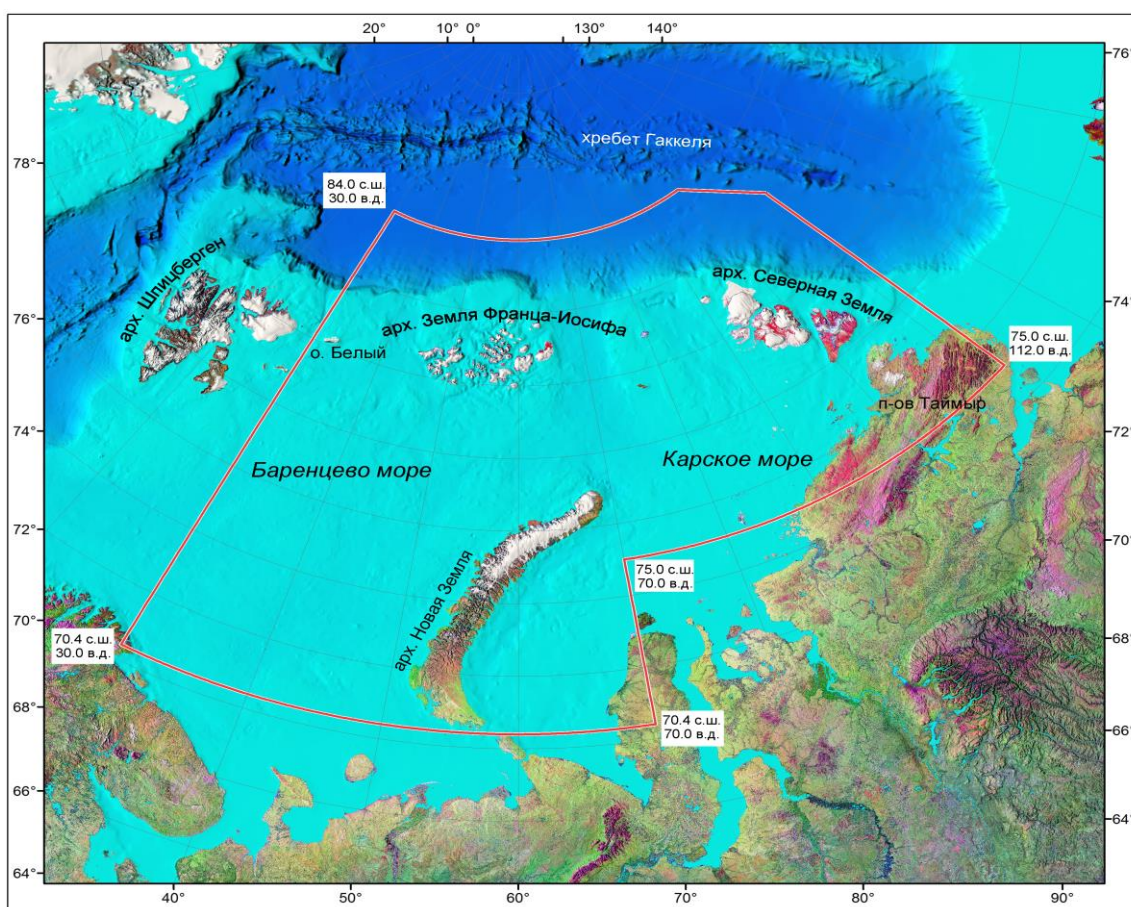


Рис. 4.1.1 – Карта с обозначением района исследования по обобщению, анализу и уточнению основных параметров землетрясений западного сектора Российской Арктики за весь инструментальный период наблюдений

Для каждого землетрясения производился поиск времен вступлений в бюллетенях сейсмических станций, функционировавших в тот период времени. В итоговый каталог не включались землетрясения, вступления от которых регистрировались менее тремя станциями.

Из-за малого количества сейсмических станций и их удаленности от очага для большинства землетрясений не представлялось возможным вычислить глубину. Поэтому для большей части землетрясений расчет координат эпицентров производился при

определённой фиксированной глубине его очага. Землетрясения в районе исследования происходят в пределах земной коры. Однако, очаг землетрясения не может располагаться выше некоторого H_{\min} . Минимально возможная глубина очага землетрясений определялась из значений их магнитуд согласно [Ризниченко, 1979]:

$$M \leq 3.3 \lg h + 3.1$$

Для остальных землетрясений указан вычисленный алгоритмом программы NAS диапазон возможных глубин, а в скобках указана глубина, при которой значение рейтинговой функции, реализованной в алгоритме NAS, принимает максимальное значение. Для таких глубин и были вычислены координаты эпицентров. Для современных низкомagnitude землетрясений в районе зоны перехода «континент–океан» на севере шельфа Баренцева и Карского морей использовалась фиксированная глубина равная 5 км.

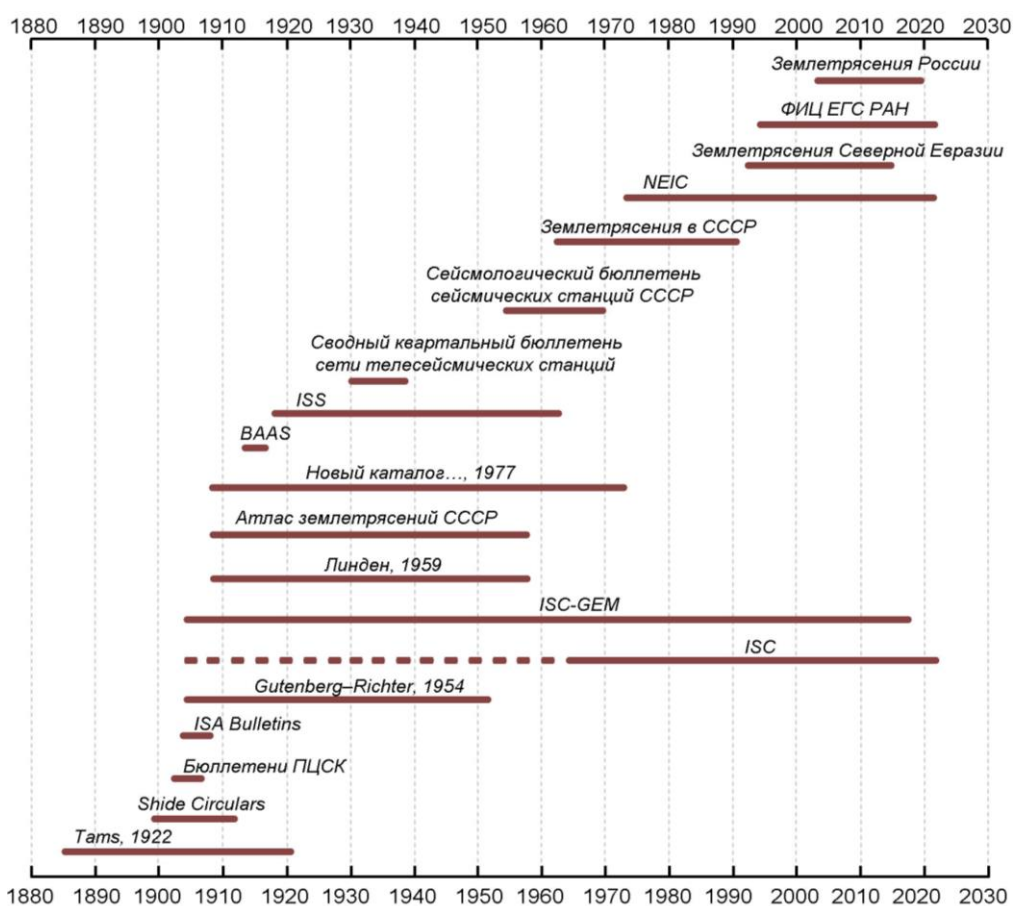


Рис. 4.1.2 – Список использованных источников для поиска информации о землетрясениях, зарегистрированных в западном секторе Российской Арктики

В данной главе сведены и частично переработаны результаты многолетних исследований соискателя по уточнению параметров арктических землетрясений для Баренцево-Карского региона за период с 1904 по 1989 г. [Morozov et al., 2018; Morozov et al., 2019], для архипелага Новая Земля – с 1986 по 2014 г. [Morozov et al., 2017], для архипелага Северная Земля полуострова Таймыр – с 1912 по 2020 г. [Morozov et al., 2021] и

для зоны перехода «континент–океан» в Евразийской Арктике – с 2011 по 2020 г., частично описанные в [Morozov et al., 2015, Конечная, 2015]. Некоторые районы шельфа Баренцева и Карского морей за период с 1990 по 2011 г. не были охвачены соискателем в предыдущих исследованиях. Поэтому данные по редким землетрясениям в этих районах были взяты из уточнённого каталога ISC [International ..., 2022].

4.2 Уточнение параметров очагов землетрясений западного сектора Российской Арктики

Итоговыми результатами исследования по уточнению параметров очагов землетрясений западного сектора Российской Арктики являются два каталога (Табл. 4.1, 4.2) Первый каталог представляет собой непосредственно сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений для западного сектора Российской Арктики. Каталог содержит 125 землетрясений, зарегистрированных за период с 1908 по 2020 г. В каталоге указаны их параметры гипоцентров и эллипсов ошибок, характеристики исходных данных, вычисленные и унифицированные магнитуды (Табл. 4.1) [Морозов, Ваганова, 2023; Морозов и др., 2023].

Второй каталог включает в себя землетрясения, которые в различных источниках отнесены к району исследования, но в процессе уточнения оказалось, что их очаги находились за пределами рассматриваемого региона. Также включены землетрясения, для которых были обнаружены вступления сейсмических фаз на записях менее трёх сейсмических станций, т.е. для которых не соблюдалось требование к минимальному количеству регистрирующих станций. Во второй каталог включены и сейсмические события, которые с большой вероятностью имеют техногенную природу. В разделе «Примечание» указаны причины нахождения каждого события в этом каталоге (Табл. 4.2).

Всего второй каталог содержит 31 сейсмическое событие. Среди них 19 землетрясений – отклоненные после процедуры уточнения по причине нахождения их очагов за пределами западного сектора. В основном это районы хребта Гаккеля и архипелага Шпицберген. Для девяти землетрясений не обнаружено достаточного количества вступлений на сейсмических станциях. Для трёх сейсмических событий (12.12.1974 г., 15.11.1978 г. и 09.12.1989 г.) в разделе «Примечание» указано, что они, вероятно, имеют техногенную природу. Уточнённые эпицентры событий 12.12.1974 г. и 15.11.1978 г. попадают в район полигона на архипелаге Новая Земля, а эпицентр события 09.12.1989 г. – в район крупного промышленного карьера на Кольском полуострове. Данный факт косвенно указывает на техногенный тип их источника.

Таблица 4.1 – Итоговый сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г.

№	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			$N_{ст}/$ $N_{фаз}$	Гар, [°] (Зона тени)	Диапазон эпицентр. расст.,км	Эллипс ошибок			Магнитуда	Источник	Унифициро ванная магнитуда <i>mb</i> (ISC)	Унифициро ванная магнитуда <i>MS</i> (ISC)
			φ , [°]	λ , [°]	<i>h</i> , км				Az_{major} , [°]	S_{minor} км	S_{major} км				
1	14.10.1908	14:56:17.5	82.13	36.19	12f	19/ 29	330	2479-4911	100	87.0	193.0	M_w (ISC)=6.6 MLH =6.6	[Morozov et al., 2019]	6.3	6.6
2	19.10.1924	15:34:45.7	80.50	104.37	3f	5/7	180	3058-5795	80	72.7	119.1	MS =5.6		5.8	5.6
3	02.06.1928	20:13:07.0	82.93	67.60	3f	3/5	292	2754-3960	30	134.0	258.0	MLH =4.7		5.0	4.7
4	18.02.1948	20:29:49.3	82.46	41.50	10f	93/ 141	85	1918-7955	80	18.9	25.1	MLH =6.3		6.2	6.3
5	26.09.1948	05:51:13.0	82.28	41.51	4f	11/ 12	174	2887-6790	80	41.5	106.1	MLH =5.0		5.2	5.0
6	22.11.1948	23:32:49.2	82.31	42.27	5f	41/ 48	97	2493-6804	90	26.0	40.7	MLH =5.2		5.3	5.2
7	08.10.1963	10:53:05.4	75.75	88.16	3f	11/ 14	253	2016-5421	160	38.9	110.2	MLH =4.7		5.0	4.7
8	13.03.1967	21:44:08.2	82.30	40.74	3f	47/ 52	77	342-7060	100	12.3	21.8	mb (ISC)=4.4		4.4	4.1
9	14.03.1967	07:50:18.1	82.33	40.12	(4) 0-36	84/ 94	63	349-8054	100	10.2	20.3	mb (ISC)=4.7	[Morozov et al., 2018]	4.7	4.4
10	25.06.1975	10:14:58.4	82.42	39.54	3f	39/ 48	107	359-8059	100	11.8	30.1	mb (ISC)=4.6		4.6	4.3
11	24.01.1976	19:09:28.7	83.35	68.61	(15) 0-50	10/ 10	227	1763-5368	120	25.7	265.8	mb (ISC)=4.0	[Morozov et al., 2018]	4.0	3.6
12	07.08.1978	12:48:23.0	79.69	99.15	3f	52/ 56	83	771-7253	50	15.8	23.5	mb (ISC)=4.6		4.6	4.3
13	07.08.1978	13:35:16.1	79.54	99.66	(10) 0-50	25/ 25	251	2183-5335	150	49.5	220.0	mb (ISC)=4.3	[Morozov et al., 2018]	4.3	3.9
14	19.05.1986	13:52:34.3	75.50	111.28	3f	53/ 54	120	1280-7563	20	23.9	25.8	mb (ISC)=4.7	[Morozov et al., 2018]	4.7	4.4
15	01.08.1986	13:56:40.1	73.05	56.01	(0) 0-16	52/ 64	11	1030-8430	160	11.0	15.4	mb (ISC)=4.6	[Morozov et al., 2017]	4.6	4.3
16	26.04.1994	13:27:32.6	82.44	39.09	10f	10/ 11	215	-	117	13.3	24.7	mb (ISC)=3.9	ISC Bulletin (PRIME)	3.9	3.5

17	01.02.1995	19:08:53.6	81.74	40.38	10f	11/12	212	-	107	12.1	27.7	<i>mb</i> (ISC)=4.0	ISC Bulletin (PRIME)	4.0	3.6
18	04.03.1995	18:28:57.1	82.06	30.10	10f	19/22	203	-	99	14.5	17.0	<i>mb</i> (ISC)=3.7	ISC Bulletin (PRIME)	3.7	3.3
19	11.04.1995	20:07:27.4	79.10	38.43	10f	17/18	114	-	127	11.9	15.2	<i>mb</i> (ISC)=4.2	ISC Bulletin (PRIME)	4.2	3.8
20	11.06.1995	19:27:12.3	75.60	34.55	10f	10/15	233	-	72	9.6	30.7	<i>ML</i> (NAO, NEIC)=2.8	ISC Bulletin (PRIME)	3.8*	3.4*
21	13.06.1995	19:22:38.2	75.22	56.72	2f	7/11	211	625-2350	60	17.2	33.4	<i>mb</i> (NAO)=3.5		3.8	3.3
22	14.06.1995	12:24:52.1	70.44	31.63	10f	8/10	190	-	89	11.8	32.4	<i>ML</i> (NAO, NEIC)=3.0	ISC Bulletin (PRIME)	4.0*	3.6*
23	04.07.1995	03:26:17.1	80.02	95.02	10f	107/114	84	-	123	8.1	11.2	<i>mb</i> (ISC)=4.6 <i>MS</i> (ISC)=3.5	ISC Bulletin (PRIME)	4.6	3.5
24	14.09.1996	19:29:43.5	75.54	110.42	10f	14/15	123	-	97	13.0	18.3	<i>mb</i> (ISC)=4.1	ISC Bulletin (PRIME)	4.1	3.7
25	16.08.1997	02:11:00.2	72.47	58.02	(0) 0-25	28/41	202	331-2296	40	11.0	16.4	<i>mb</i> (NEIC)=3.2 <i>mb</i> (NAO)=3.5	[Morozov et al., 2017]	3.8	3.3
26	13.01.1998	17:59:56.4	80.56	36.63	5f	5/8	284	490-2369	40	25.8	48.4	<i>ML</i> (BER)=3.0		4.0	2.8
27	23.04.1998	17:46:46.9	75.58	33.86	10f	7/11	230	-	73	10.6	29.1	<i>ML</i> (BER)=2.6	ISC Bulletin (PRIME)	3.6	3.3
28	19.09.1998	19:39:27.7	82.11	72.56	10f	8/10	132	-	47	12.9	18.3	<i>mb</i> (ISC)=3.7	ISC Bulletin (PRIME)	3.7	3.3
29	22.06.1999	21:21:21.2	82.15	96.43	10f	4/4	214	-	157	20.6	118.8	<i>mb</i> (ISC)=3.5		3.5	3.0
30	23.02.2002	01:21:17.6	74.13	56.01	(0) 0-39	15/22	89	1034-3470	150	14.4	20.0	<i>mb</i> (IDC)=3.1		2.9	2.4
31	10.11.2002	11:04:36.4	70.46	49.51	1f	7/12	138	462-1285	170	11.7	19.2	<i>ML</i> (NAO)=2.0		2.3	1.7*
32	11.05.2003	10:33:21.1	79.71	32.54	10f	5/6	287	-	55	20.5	44.1	<i>ML</i> (NAO)=3.0	ISC Bulletin	3.2	2.7*
33	08.10.2003	23:07:14.9	75.77	65.36	(5) 0-50	4/8	-	-	70	19.8	51.5	<i>ML</i> (NAO)=2.6		2.8	2.2*
34	20.01.2005	17:28:16.0	79.79	32.98	10f	10/17	288	-	21	11.8	20.4	<i>ML</i> (NAO)=3.7	ISC Bulletin, NORSAR	3.8	3.4*
35	18.07.2005	21:09:28.0	79.97	31.66	10f	10/18	284	-	31	24.9	31.7	<i>ML</i> (CSEM)=2.9	ISC Bulletin (PRIME)	-	-
36	18.07.2005	22:51:49.7	79.90	32.31	10f	10/15	283	-	31	22.8	32.3	<i>ML</i> (CSEM)=3.8	ISC Bulletin (PRIME)	-	-

37	30.03.2006	10:46:02.1	70.68	52.88	(35) 0-50	-	-	-	110	19.0	40.0	<i>ML</i> (HEL)=2.6	[Morozov et al., 2017]	2.8	2.6
38	16.12.2006	05:16:09.3	81.99	39.10	10f	15/ 16	207	-	144	15.6	19.7	<i>mb</i> (ISC)=3.5	ISC Bulletin (PRIME)	3.5	3.0
39	28.03.2008	01:41:53.0	77.10	35.88	1f	3/6	265	281-896	70	14.7	32.7	<i>ML</i> (NAO)=2.3		2.6	2.0*
40	26.07.2008	01:46:04.4	80.11	31.21	1f	5/8	287	384-2083	40	19.6	34.8	<i>ML</i> (CSEM)=3.1		-	-
41	12.10.2008	13:30:02.4	82.71	32.72	10f	54/ 63	98	-	136	9.4	15.2	<i>mb</i> (ISC)=3.8	ISC Bulletin (PRIME)	3.8	3.4
42	11.11.2009	04:18:20.4	71.53	47.04	1f	16/ 29	253	617-1495	120	16.1	28.2	<i>ML</i> (BER)=2.7		3.7	3.4
43	01.03.2010	19:04:58.6	80.01	31.60	10f	18/ 29	285	-	45	11.6	31.5	<i>ML</i> (BER)=2.4	ISC Bulletin (PRIME)	3.5	3.2
44	31.08.2010	23:51:49.4	70.71	30.19	10f	5/-	315	-	0	3.0	3.1	<i>ML</i> (HEL)=1.5	ISC Bulletin	-	-
45	11.10.2010	22:48:27.8	76.26	63.91	14	513 / 525	25	-	15	5.2	6.2	<i>mb</i> (ISC)=4.7 <i>MS</i> (ISC)=3.5	ISC Bulletin (PRIME)	4.7	3.5
46	11.01.2011	20:33:58.9	82.79	33.28	10f	26/ 40	128	-	128	10.6	15.2	<i>mb</i> (ISC)=3.6	ISC Bulletin (PRIME)	3.6	3.1
47	02.04.2011	10:53:09.7	70.54	30.10	10f	-	-	-	0	7.9	34.8	<i>ML</i> (BER)=1.3	ISC Bulletin (PRIME)	2.4	2.1
48	27.01.2012	09:05:45.7	81.87	36.49	5f	4/8	229	219-557	0	5.9	33.7	<i>ML</i> (AH)=2.2		1.5*	1.9*
49	08.04.2012	21:51:10.8	82.77	71.27	5f	3/6	333	438-1068	20	50.7	70.2	<i>ML</i> (AH)=2.1		1.4*	1.8*
50	29.04.2012	10:07:39.1	81.95	41.15	5f	4/8	206	180-2698	20	14.3	32.2	<i>ML</i> (AH)=2.2		1.5*	1.9*
51	07.12.2012	02:46:59.6	83.17	54.03	5f	6/ 12	304	263-1627	40	26.3	38.2	<i>ML</i> (AH)=2.9		2.5*	2.5*
52	30.01.2013	09:53:12.2	80.52	32.35	5f	20/ 34	179	275-4111	170	11.1	16.7	<i>ML</i> (AH)=3.4 <i>MS</i> (IDC)=3.9 <i>mb</i> (IDC)=3.5		3.5	4.0
53	30.01.2013	10:55:34.5	80.59	32.13	5f	7/ 13	182	279-1238	150	10.4	19.1	<i>ML</i> (AH)=2.9		2.5*	2.5*
54	30.01.2013	14:53:58.8	80.21	33.24	5f	4/8	167	271-452	160	6.4	16.0	<i>ML</i> (AH)=2.0		1.2*	1.7*
55	03.02.2013	20:55:34.9	81.93	36.58	5f	5/ 10	232	218-687	0	8.2	24.8	<i>ML</i> (AH)=1.9		1.1*	1.6*
56	06.02.2013	03:54:56.9	80.53	32.38	5f	8/ 14	180	275-1238	160	10.1	18.6	<i>ML</i> (AH)=2.8		2.4*	2.4*
57	21.03.2013	01:53:52.1	82.28	39.62	5f	3/6	249	206-613	10	9.3	39.7	<i>ML</i> (AH)=1.4		-	-

58	01.04.2013	16:11:24.4	83.10	31.31	5f	5/10	261	356-742	170	8.9	26.3	ML(AH)=2.9		2.5*	2.5*
59	07.04.2013	15:58:23.7	83.44	69.60	5f	9/15	216	431-4875	160	22.2	31.8	ML(AH)=3.3 mb(ISC)=3.6		3.6	3.1
60	25.05.2013	17:45:33.6	80.30	40.94	5f	4/8	196	134-595	160	5.2	39.3	ML(AH)=2.0		1.2*	1.7*
61	21.09.2013	20:17:09.8	79.33	54.68	5f	3/5	309	228-942	100	16.8	34.8	ML(AH)=3.1		2.8	2.7*
62	25.10.2013	01:25:55.5	79.99	41.00	5f	3/6	211	151-592	160	7.6	53.8	ML(AH)=1.9		1.1*	1.6*
63	03.12.2013	09:22:35.3	82.23	40.76	5f	3/6	251	190-630	10	9.9	41.8	ML(AH)=1.4		-	-
64	30.12.2013	18:47:52.1	80.10	36.13	5f	4/8	157	226-565	150	6.7	19.5	ML(AH)=2.4		1.8*	2.1*
65	02.01.2014	06:38:17.5	79.80	33.95	5f	3/6	193	281-460	160	6.7	45.5	ML(AH)=1.8		0.9*	1.5*
66	09.01.2014	05:28:52.9	80.31	32.63	5f	3/6	172	277-441	160	6.3	48.2	ML(AH)=2.0		1.2*	1.7*
67	28.01.2014	01:24:27.8	82.15	40.42	5f	3/6	248	189-628	10	9.6	42.5	ML(AH)=1.8		0.9*	1.5*
68	21.02.2014	22:22:32.7	80.35	32.66	5f	5/10	172	278-524	160	6.4	16.7	ML(AH)=1.9		1.1*	1.6*
69	04.03.2014	04:42:34.4	74.58	58.32	(40) 0-50	9/16	174	578-2346	70	13.1	22.3	ML(AH)=3.3		3.1	2.9
70	26.04.2014	19:51:05.0	81.46	67.65	5f	9/16	266	336-1296	50	14.5	31.2	ML(AH)=2.7		2.2*	2.3*
71	06.05.2014	11:49:14.6	81.98	36.41	5f	4/8	247	228-651	170	7.4	26.4	ML(AH)=2.0		1.2*	1.7*
72	10.05.2014	05:38:27.7	81.90	32.58	5f	5/10	229	278-515	170	6.1	30.2	ML(AH)=2.4		1.8*	2.1*
73	27.05.2014	01:57:05.1	82.34	39.13	5f	5/10	250	218-705	10	8.1	24.8	ML(AH)=1.8		0.9*	1.5*
74	10.11.2014	19:33:54.1	81.91	35.88	5f	5/10	230	229-637	170	6.6	21.9	ML(AH)=1.5		-	-
75	13.11.2014	17:28:14.5	82.09	36.17	5f	6/11	237	233-693	0	6.6	22.1	ML(AH)=1.8		0.9*	1.5*
76	12.01.2015	10:43:14.4	82.01	36.16	5f	7/14	235	229-686	170	5.7	20.1	ML(AH)=2.1		1.4*	1.8*
77	19.03.2015	23:41:09.0	82.04	36.27	5f	6/11	236	230-692	0	6.4	21.4	ML(AH)=2.1		1.4*	1.8*
78	30.05.2015	10:30:35.7	82.55	33.44	5f	4/8	249	298-691	170	8.6	24.1	ML(AH)=3.0		2.7	2.6*
79	23.09.2015	14:20:22.3	80.13	32.39	5f	5/10	150	290-702	150	7.0	17.2	ML(AH)=3.0		2.7	2.6*
80	17.11.2015	17:08:32.2	81.79	36.11	5f	5/10	227	223-674	0	6.1	28.6	ML(AH)=3.0		2.7*	2.6*

81	20.11.2015	15:43:18.8	71.33	31.72	12	10/-	196	-	0	8.6	33.8	ML(BER)=2.1		3.2	2.8
82	08.01.2016	02:29:49.9	81.54	37.31	5f	4/8	218	192-613	170	8.1	25.2	ML(AH)=2.0		1.2	1.7
83	22.02.2016	08:20:47.2	82.10	96.77	5f	15/ 23	110	795-3052	40	14.1	25.3	mb(ISC)=3.4 ML(AH)=3.2		3.4	2.9
84	03.04.2016	15.52.13.4	81.87	36.45	5f	6/ 12	230	219-679	0	5.9	23.1	ML(AH)=2.1		1.4*	1.8*
85	24.05.2016	20:30:17.5	82.12	35.30	5f	6/ 12	237	250-689	170	6.2	23.2	ML(AH)=2.5		1.9*	2.1*
86	02.07.2016	08:26:29.9	82.91	35.15	5f	8/ 16	259	299-1493	0	9.1	23.9	ML(AH)=3.0		2.7	2.6*
87	06.07.2016	07:13:41.1	81.70	36.12	5f	5/9	223	217-620	170	6.4	23.3	ML(AH)=2.1		1.4*	1.8*
88	01.08.2016	10:33:47.3	82.15	38.12	5f	6/ 12	242	214-720	0	7.2	23.6	ML(AH)=2.5		1.9*	2.1*
89	17.10.2016	18:36:34.9	80.70	37.18	5f	12/ 24	180	187-1278	160	5.7	14.6	ML(AH)=3.1		2.8	2.7*
90	29.11.2016	01:55:56.3	80.45	69.84	5f	4/7	198	401-1087	10	7.5	76.5	ML(AH)=3.1		2.8	2.7*
91	11.01.2017	07:43:05.5	78.01	96.61	10f	20/ 28	121	-	117	7.6	10.0	mb(ISC)=3.4	ISC Bulletin (PRIME)	3.4	2.9
92	16.01.2017	08:13:10.0	81.96	36.28	10f	4/7	246	221-631	170	7.1	27.9	ML(AH)=2.1		1.4	1.8
93	02.02.2017	12:20:07.3	81.74	36.13	5f	4/7	225	222-626	0	7.9	35.0	ML(AH)=2.1		1.4	1.8
94	23.03.2017	07:29:42.1	76.46	30.22	23	4/-	-	-	-	-	-	ML(BER)=1.4	ISC Bulletin	3.5	2.2
95	02.05.2017	13:35:42.0	75.31	58.05	(25) 0-50	3/6	183	631-1071	70	11.3	40.9	ML(AH)=3.4		3.2	3.0
96	18.01.2018	23:38:11.4	82.89	71.23	5f	4/8	200	433-1072	0	9.8	46.3	ML(AH)=3.1		2.8	2.7*
97	27.01.2018	02:12:57.9	73.77	55.65	(32) 0-50	18/-	-	-	40	10.3	11.5	ML(AH)=3.8 mb(IDC)=3.3		3.2	2.7
98	04.03.2018	16:20:34.9	82.25	31.66	5f	4/7	253	299-640	160	8.2	28.5	ML(AH)=2.1		1.4*	1.8*
99	09.03.2018	00:44:13.9	83.44	33.78	5f	3/5	329	610-780	160	40.3	40.7	ML(AH)=2.2		1.5*	1.9*
100	17.03.2018	22:24:59.7	82.57	73.60	5f	13/ 19	115	445-7716	10	10.7	39.2	ML(AH)=3.4 mb(ISC)=3.6		3.6	3.1
101	27.03.2018	11:27:42.2	82.59	83.35	5f	9/ 14	128	483-7828	20	10.9	31.5	ML(AH)=3.3 mb(ISC)=3.3		3.3	2.8
102	16.06.2018	06:49:10.0	82.62	34.50	5f	4/8	251	290-592	0	7.5	33.0	ML(AH)=2.5		1.9*	
103	26.06.2018	21:59:26.2	81.69	36.36	5f	4/8	223	211-543	0	5.7	34.8	ML(AH)=2.3		1.6*	2.0*
104	29.09.2018	08:18:45.6	82.27	39.62	5f	5/8	237	188-669	10	2.4	22.2	ML(AH)=2.4		1.8*	2.1*

105	23.01.2019	14:49:20.9	83.78	31.27	5f	21/ 30	88	404-4306	150	8.1	13.8	<i>ML(AH)</i> =3.1 <i>mb(ISC)</i> =3.4		3.4	2.9
106	28.01.2019	20:45:10.7	74.81	59.39	(33) 0-50	9/ 17	132	714-1307	170	13.4	15.5	<i>ML(AH)</i> =3.5		3.4	3.1
107	10.02.2019	19:11:10.4	81.83	29.86	5f	10/ 17	196	323-1377	160	6.6	17.5	<i>ML(AH)</i> =2.9		2.5*	2.5*
108	07.05.2019	10:02:16.7	82.95	65.16	5f	5/ 10	199	358-1027	0	9.6	36.9	<i>ML(AH)</i> =3.0		2.7	2.6*
109	21.05.2019	03:45:11.5	75.51	110.47	10f	687 / 585	25	-	29	4.5	5.9	<i>mb(ISC)</i> =4.8 <i>MS(ISC)</i> =3.9	ISC Bulletin (PRIME)	4.8	3.9
110	14.06.2019	18:17:33.4	82.53	36.28	5f	17/ 21	243	578-4626	160	17.0	44.4	<i>ML(AH)</i> =3.7 <i>mb(ISC)</i> =3.4		3.4	2.9
111	22.10.2019	01:16:54.8	83.85	45.59	5f	3/6	354	790-918	-	-	-	<i>ML(AH)</i> =2.1		1.4*	1.8*
112	02.12.2019	09:54:08.9	80.50	32.34	5f	4/8	196	277-531	160	5.3	47.1	<i>ML(AH)</i> =2.8		2.4*	2.4*
113	08.12.2019	23:25:53.5	82.25	40.15	5f	3/6	262	198-629	10	8.2	33.5	<i>ML(AH)</i> =2.0		1.2*	1.7*
114	05.01.2020	06:39:52.8	82.95	49.91	5f	3/6	303	232-785	40	15.7	31.0	<i>ML(AH)</i> =2.3		1.6*	2.0*
115	17.02.2020	17:06:23.1	74.56	56.39	(26) 0-50	9/ 17	145	568-1280	50	11.1	15.4	<i>ML(AH)</i> =3.4		3.2	3.0
116	04.03.2020	17:23:25.4	81.63	37.63	5f	4/8	235	184-672	170	6.3	36.2	<i>ML(AH)</i> =2.4		1.8*	2.0
117	06.03.2020	20:00:21.0	82.83	44.25	5f	4/8	286	232-833	20	11.3	31.3	<i>ML(AH)</i> =2.5		1.9*	2.1
118	07.05.2020	06:11:11.0	82.38	70.44	5f	3/6	210	403-638	0	7.9	109.1	<i>ML(AH)</i> =3.1		2.8	2.7*
119	18.06.2020	13:34:10.6	82.03	36.32	5f	4/8	248	229-654	170	7.5	25.6	<i>ML(AH)</i> =2.3		1.6*	2.0*
120	22.06.2020	21:39:28.2	79.94	33.02	5f	4/8	174	288-421	150	5.1	20.3	<i>ML(AH)</i> =2.0		1.2*	1.7*
121	27.06.2020	00:23:11.7	82.62	35.87	5f	7/ 14	207	275-1131	160	8.2	19.9	<i>ML(AH)</i> =3.6		3.5	3.2
122	07.08.2020	20:59:14.0	82.66	61.80	5f	3/5	331	301-968	150	46.5	58.2	<i>ML(AH)</i> =2.6		2.1*	2.2*
123	23.08.2020	03:26:22.2	73.50	54.76	(32) 0-50	12/-	156	490-1540	80	11.3	14.9	<i>ML(AH)</i> =3.6		3.5	3.2
124	30.10.2020	14:13:10.0	83.67	32.87	5f	3/6	284	389-808	170	17.0	40.5	<i>ML(AH)</i> =3.2		2.9	2.8*
125	30.10.2020	15:11:42.4	83.63	32.74	5f	5/ 10	280	385-802	170	14.0	32.3	<i>ML(AH)</i> =3.3		3.1	2.9

* использовалось корреляционное соотношение между магнитудами с коэффициентом детерминации R^2 ниже 0.3, либо значение исходной магнитуды находилось за пределом диапазона магнитуд, при котором было получено данное соотношение.

Таблица 4.2 – Каталог сейсмических событий, исключенных из итогового сводного каталога землетрясений западного сектора Российской Арктики

№	Дата <i>дд.мм.гггг</i>	Время <i>чч:мм:сс.0</i>	Гипоцентр			$N_{ст}/$ $N_{фаз}$	Гар, [°] (Зона тени)	Диапазон эпицентр. расст., км	Эллипс ошибок			Магнитуда	Источник	Примечание
			$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, км$				$Az_{major}, ^\circ$	$S_{minor}, км$	$S_{major}, км$			
1	13.04.1912	02:39:45.9	85.05	94.93	5f	6/8	325	3127 - 4460	10	181.0	270.3	$MS=5.1$	[Morozov et al, 2021]	Хребет Гаккеля
2	24.09.1922	12:25:57.0	81.03	129.34	5f	6/7	349	4333-4994	40	383.7	884.8	-	[Morozov et al, 2021]	Хребет Гаккеля Неточно
3	11.11.1923	14:00:32.8	84.66	104.75	10f	2/3	-	3205-3240	40	266.0	393.0	$M(MOS)=5.2$		Хребет Гаккеля Неточно
4	27.03.1928	17:46:14.1	85.18	141.00	(0) 0-50	4/4	283	3509-3874	80	134.4	565.1	-	[Morozov et al, 2018]	Хребет Гаккеля
5	04.03.1956	03:18:16.4	83.83	112.14	(15) 0-50	14/ 15	231	2322-7222	140	34.3	81.0	-	[Morozov et al, 2018]	Хребет Гаккеля
6	11.01.1962	12:32:30.5	79.64	23.40	(0) 0-50	5/8	344	1125-2118	80	61.7	242.3	-	[Morozov et al, 2018]	Архипелаг Шпицберген
7	22.06.1962	07:47:05.5	79.94	23.98	(0) 0-50	8/1 4	334	1131-2146	80	44.0	96.3	-	[Morozov et al, 2018]	Архипелаг Шпицберген
8	04.08.1963	18:42:28.2	69.18	23.97	(0) 0-50	4/4	284	197-947	10	14.5	213.4	-	[Morozov et al, 2018]	Север Скандинавии
9	19.08.1967	16:27:53.7	77.77	19.01	(0) 0-50	7/1 4	333	909-1551	80	40.3	70.4	-	[Morozov et al, 2018]	Архипелаг Шпицберген
10	20.08.1967	11:31:45.5	85.07	86.66	(5) 0-50	6/6	318	2037-6398	150	160.7	180.7	$M(LAO)=3.7$	[Morozov et al, 2018]	Хребет Гаккеля
11	31.03.1968	03:03:58.1	84.89	3.25	(0) 0-50	9/9	193	783-2733	50	15.6	82.8	$M(LAO)=3.9$	[Morozov et al, 2018]	Хребет Гаккеля
12	06.05.1970	07:10:32.8	75.76	25.36	(0) 0-50	9/1 4	312	674-1438	70	34.7	56.9	-	[Morozov et al, 2018]	Западная часть шельфа Баренцево моря
13	16.05.1970	13:20:01.2	79.60	19.02	(0) 0-50	4/5	347	1353-2602	110	82.3	327.4	-	[Morozov et al, 2018]	Архипелаг Шпицберген
14	27.02.1972	10:09:22.6	86.74	69.16	5f	6/6	224	2351 - 5154	120	40.5	471.6	-	[Morozov et al, 2021]	Хребет Гаккеля
15	12.12.1974	21:19:39.7	70.83	53.76	(0) 0-40	16/ 23	220	790-7020	20	19.5	24.6	$mb(ISC)=4.3$	[Morozov et al, , 2017, 2018]	Вероятно техногенное событие
16	03.03.1975	05:45:01.7	84.58	100.73	(0) 0-50	9/9	220	2015-6359	150	36.3	141.3	$mb(ISC)=4.1$	[Morozov et al, 2018]	Хребет Гаккеля

17	11.12.1975	05:32:15.0	72.00	45.00	-	-	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Вступления от телесейсмического землетрясения: 05:16:10.8; -11.26/166.02; $mb(ISC)=5.1$
18	27.05.1977	17:50:37.0	77.00	30.00	-	-	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Не обнаружены вступления от этого события
19	15.11.1978	08:30:01.7	73.44	54.69	(0) 0-50	6/ 10	336	980-2170	160	43.8	93.5	$mb(NAO)=4.3$	[Morozov et al, , 2017, 2018]	Вероятно техногенное событие
20	23.04.1986	04:29:53.0	74.50	111.50	3f	4/6	347	545-761	30	39.3	121.9	$K=10$		Район полуострова Таймыр
21	29.10.1988	02:12:23.0	76.80	31.60	-	-	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Недостаточно данных для уточнения
22	09.12.1989	12:55:55.3	69.32	30.30	(0) 0-50	6/ 11	312	283-1286	50	27.5	32.0	$md(BER)=3.9$	[Morozov et al, 2018]	Вероятно техногенное событие
23	31.12.1992	09:29:24.0	73.61	55.18	0f	-	-	-	-	-	-	$mb(NAO)=2.7$	[Ringdal, 1997]	Недостаточно данных для уточнения
24	10.06.1995	18:45:30.3	75.70	37.09	0	-	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Недостаточно данных для уточнения
25	17.06.1995	12:51:50.2	76.12	30.35	0	-	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Недостаточно данных для уточнения
26	13.01.1996	17:17:23.0	75.13	56.73	0f	-	-	-	-	-	-	$mb(NAO)=2.4$	[Ringdal, 1997]	Недостаточно данных для уточнения
27	29.01.1998	02:38:56.8	80.70	28.87	5f	3/6	298	368-1237	30	25.3	44.9	$ML(BER)=2.4$		Восточнее архипелага Шпицберген
28	02.04.1998	10:46:06.9	81.85	27.18	5f	3/6	314	457-1373	20	34.5	44.7	$ML(BER)=2.6$		Севернее архипелага Шпицберген
29	15.08.2003	14:24:45.5	79.49	32.14	-	2/3	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Недостаточно данных для уточнения
30	15.01.2005	21:14:08.0	78.59	30.73	15	2/4	-	-	-	-	-	$ML(BER)=1.6$	ISC Bulletin	Недостаточно данных для уточнения
31	11.06.2010	16:46:25.6	70.81	49.42	0	-	-	-	-	-	-	-	ISC Bulletin	Недостаточно данных для уточнения
32	24.12.2016	08:24:46.6	83.54	114.33	5f	5/6	175	512-6928	110	33.6	61.6	$mb(IDC)=3.6$ $MS(IDC)=3.6$ $ML(IDC)=3.7$		Хребет Гаккеля

Распределение количества землетрясений из уточнённого каталога по годам представлено на рисунке 4.2.1а. Отчётливо видно, что с начала XX в. и до 1990-х годов регистрировались только единичные сейсмические события в пределах района исследования. В период с 1990 по 2000 г. общее количество отечественных и зарубежных сейсмических станций в регионе увеличилось, с чем связано и увеличение в этот период количества зарегистрированных землетрясений.

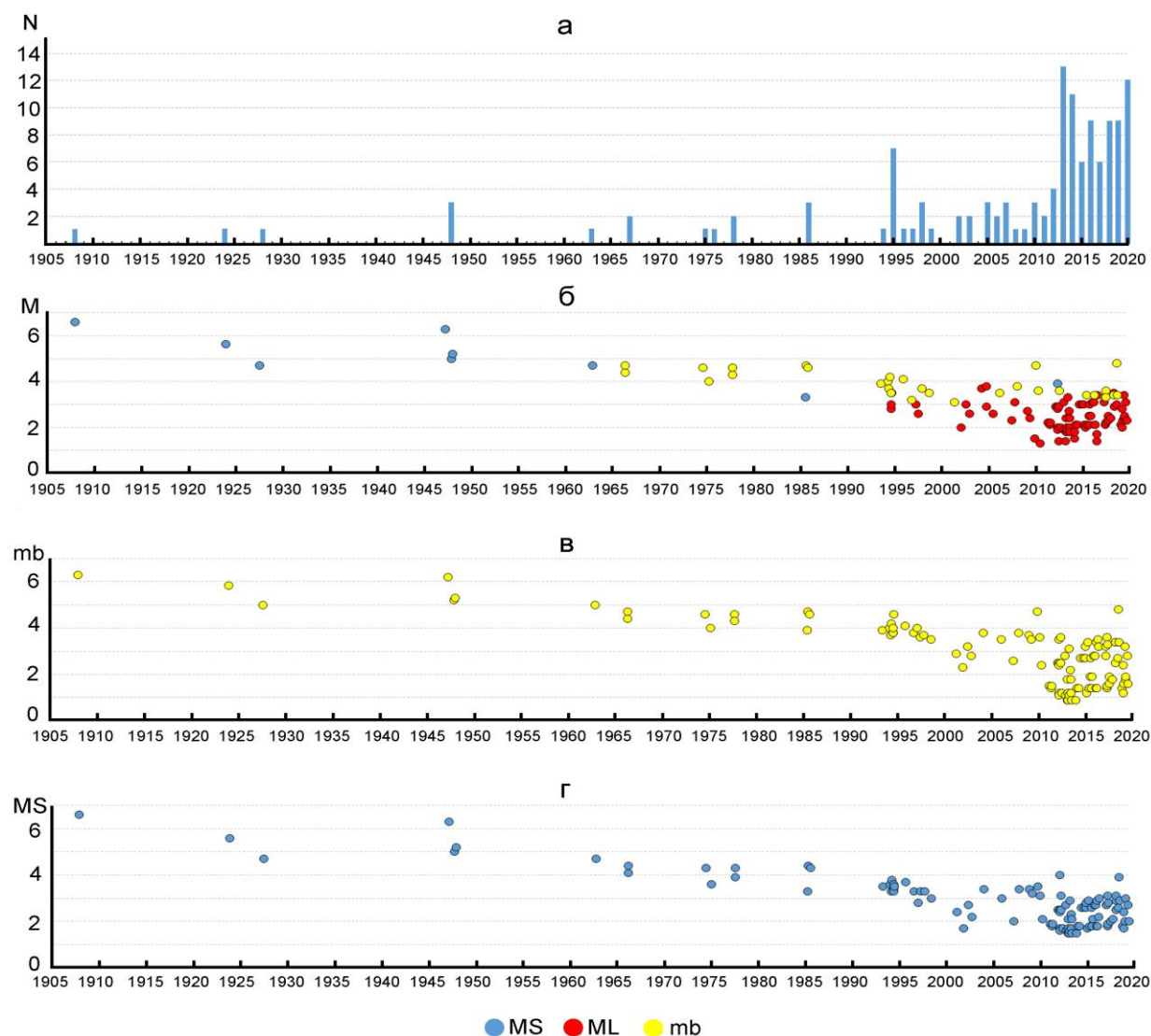


Рис. 4.2.1 – Распределение землетрясений из созданного сводного уточнённого и унифицированного каталога землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г.: а – по годам; б – по магнитудам mb , MS и ML ; в – по унифицированной магнитуде mb ; г – по унифицированной магнитуде MS

Однако более 60% всех землетрясений из каталога было зарегистрировано в период с 2012 по 2020 г. Это следствие и существенного увеличения в этот период количества сейсмических станций, и оснащения их современной высокочувствительной аппаратурой, позволившей уменьшить порог регистрации землетрясений для отдельных районов Арктики. В частности, с 2010 г. начинает развёртываться арктическая часть Архангельской

сейсмической сети (код сети АН, DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>), станции которой в настоящий момент функционируют на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля и побережье Карского моря. Активно развивалась сеть арктических станций Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Сотрудниками Центрального отделения ФИЦ ЕГС РАН в 2017 г. установлено три сейсмические станции по полуострову Ямал: Бованенково (BVNN), Сабетта (SBTT) и Харасавэй (HRSV) [Виноградов, Пятунин, 2017]. Сотрудникам Якутского филиала ФИЦ ЕГС РАН удалось модернизировать существующие и установить новые станции на севере Якутии, доведя их количество до уровня конца 1980-х годов.

Распределение включенных в каталог землетрясений по типам и величине магнитуд показано рисунке 4.2.1б. Для первой половины XX в. землетрясения в каталоге оценены магнитудами MLH , которые приравниваются к значениям $MS(MOS)$, вычисленным в ФИЦ ЕГС РАН [Расчёт магнитуды ..., 2022], а значения $MS(MOS)$, в свою очередь, практически аналогичны значениям $MS(ISC)$, вычисленным в ISC [Petrova, Gabsatarova, 2020]. С конца 1960-х годов землетрясения в каталоге оценены магнитудами $mb(ISC)$, а с середины 1990-х годов в связи с развитием региональных сетей преобладают магнитудные оценки ML .

Рисунок 4.2.1б хорошо иллюстрирует регистрационные возможности сейсмических станций, функционировавших в пределах района исследования в разные периоды времени. Практически до 1990-х годов в пределах западного сектора Российской Арктики регистрировались только сильные землетрясения с магнитудами MS и mb не ниже 4.0. Начиная с 1990-х годов регистрируются землетрясения с магнитудами ML не ниже 2.0. А после 2010 г. по указанным выше причинам землетрясения регистрируются с магнитудами ML не ниже 1.3.

В качестве унифицированной магнитуды в сводном каталоге выступают магнитуды $mb(ISC)$ и $MS(ISC)$ (Рис. 4.2.1в,г). Перевод осуществлялся с использованием не более одного корреляционного соотношения. Значения унифицированной магнитуды $mb(ISC)$ являются более предпочтительными для дальнейшего его применения, так как для значительной части землетрясений они получены непосредственно по исходным данным, а при вычислении остальных значений использовалось меньшее количество соотношений с невысокими значениями коэффициента детерминации R^2 . Однако 45 определений унифицированной магнитуды $mb(ISC)$ в итоговом каталоге были получены с использованием корреляционных соотношений с коэффициентом детерминации R^2 ниже 0.3 либо значения исходных магнитуд находились за пределом диапазона магнитуд, при котором были получены данные соотношения. Для унифицированной магнитуды $MS(ISC)$ таких соотношений 57. Эти определения относятся в основном к низкомагнитудным землетрясениям, зарегистрированными в зоне перехода «континент–океан».

В таблице 4.3 представлено распределение числа событий в каталоге по годам и унифицированной магнитуде $mb(ISC)$. На основе этих данных приведена аналитическая оценка значений представительной магнитуды каталога за разные периоды времени по аналогии с работами [Лутиков и др., 2008, 2009]. В таблице серым цветом за разный период времени выделены значения магнитуд, регистрируемые без пропусков. Оценка значений представительных магнитуд основывалась как на особенностях распределения количества зарегистрированных землетрясений, так и частично на результатах работ [Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996; Morozov et, 2019], в которых проводился анализ представительной магнитуды для разных регионов Арктики за разные периоды времени. Значения представительных магнитуд необходимы в дальнейшем для оценки угла графика повторяемости землетрясений.

Таблица 4.3 – Распределение количества землетрясений за период с 1920 по 2022 г. из итогового каталога по годам и унифицированной магнитуде $mb(ISC)$. Серым цветом указаны представительные магнитуды

<i>T года/mb</i>	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	N_0
1920–1950	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	2	0	5
1951–1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1961–1970	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2
1971–1980	0	0	0	0	0	0	1	3	0	0	0	0	4
1981–1990	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	3
1991–2000	0	0	0	0	0	4	9	1	0	0	0	0	14
2001–2011	0	0	0	3	3	4	2	1	0	0	0	0	13
2012–2020	14	15	10	11	12	12	0	0	1	0	0	0	75
N_0	14	15	10	14	15	20	13	9	3	1	2	0	117
N_{0rep}	0	0	0	0	12	16	12	9	1	1	2	0	54

Как уже отмечалось, в известной работе Б. Гутенберга и К. Рихтера [Gutenberg, Richter, 1954] предполагается, что все землетрясения, которые происходили на Земле с $M=7.0$ с начала XX в. были зарегистрированы без пропуска. Р.Дж. Ветмиллер и Р.Б. Форсайт [Wetmiller, Forsyth, 1978] пришли к выводу, что это утверждение применимо и к Арктике. Г.П. Аветисов в своей работе [Аветисов, 1996] оценивает значения представительной магнитуды в этот период в 5.5–6.0. В работе [Morozov et, 2019] отмечается, что в период с 1904 по 1911 г. станции мировой сети регистрировали землетрясения в Арктике с минимальной магнитудой не ниже $M=6.3$, с 1911 г. – не ниже $M=5.5$, а с 1915 г. – не ниже $M=5.0$. При этом вплоть до 1950-х годов стационарные сейсмические станции севернее Полярного круга в Арктике не функционировали, за исключением сейсмической станции Scoresbysund (код SCO) на о. Гренландия, установленной в 1928 г. Сейсмические станции мировой сети вследствие своей удаленности регистрировали только достаточно сильные землетрясения в Арктике, однако

постепенно магнитудный порог снижался за счет повышения чувствительности аппаратуры и увеличения количества станций. Поэтому для периода с 1920 по 1950 г. за основу соискателем принята оценка представительной магнитуды равная 6.0 по [Аветисов, 1996].

В 1950-х годах количество сейсмических станций севернее Полярного круга увеличилось. Прежде всего, этому способствовала подготовка и проведение Международного геофизического года (1957-1958 гг.) [Odishaw, 1959; Stoneley, 1960]. Для разных районов Арктики значения представительных магнитуд были различны. В работе [Аветисов, 1996] в качестве среднего значения принимается 4.5–5.0. Соискателем в настоящем исследовании для периода с 1951 по 1960 г. за значение представительной магнитуды принято 5.5.

В 1960-х годах начинается развёртываться Всемирная сеть сейсмографических станций (World-Wide Network of Seismograph Stations, WWSSN). В 1964 г. на сессиях Совета по сейсмологии Академии наук (АН) СССР была утверждена структура Единой системы сейсмических наблюдений в СССР (ЕССН) и принято положение о зональных сетях сейсмических станций, независимых от республиканских границ, объединённых едиными объектами наблюдений и исследований – сейсмоактивными зонами. Одной из сейсмоактивных зон была Арктическая [Старовойт, 2005]. В этот период значительно увеличилось количество стационарных сейсмических станций севернее Полярного круга, в отличие от 1970-х годов, когда сеть стационарных сейсмических станций в Евразийской Арктике практически не претерпела изменений. Поэтому для периода с 1961 по 1980 г. за значение представительной магнитуды принято 4.5.

В 1980-е годы количество арктических сейсмических станций заметно увеличилось. Новые станции появились в Арктическом регионе благодаря усилиям сотрудников Кольского научного центра АН СССР и Опытно-методической сейсмологической партии Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР. Большое количество зарубежных арктических сейсмических станций начало функционировать в этот период, включая сейсмическую группу ARCES [Schweitzer, Roth, 2015]. Поэтому для периода с 1981 по 1990 г. за представительное значение принята магнитуда 4.0, хоть это и не отразилось на количестве зарегистрированных землетрясений (Рис. 4.2.1).

С 1990 по 2000 г. общее количество сейсмостанций в Арктике оставалось примерно на одном уровне, закрытие одних станций компенсировалось открытием новых и модернизацией действующих. Поэтому и значение представительной магнитуды для этого периода не увеличилось, что и подтверждается особенностями распределения количества зарегистрированных за это время землетрясений (Рис. 4.2.1).

В первые два десятилетия XXI в. произошло самое заметное увеличение числа российских и зарубежных сейсмических станций в Евразийской Арктике, что сказалось на уменьшении порога регистрации землетрясений для отдельных районов Арктики. Значение представительной магнитуды в период с 2001 по 2011 г. принято в 3.5, а в период с 2011 по 2020 г. – в 3.0.

На основе данных таблицы 4.3 была составлена таблица 4.4 и рассчитан график повторяемости землетрясений для всего региона в целом с учетом предположения о единстве геодинамической обстановки. Полученное в интервале магнитуд 3.0–6.0 уравнение ортогональной регрессии с коэффициентом детерминации 0.99 имеет вид:

$$\lg(N / Trep) = -0.62mb + 2.00$$

Таблица 4.4 – Распределение количества зарегистрированных арктических землетрясений по интервалам наблюдений и значениям представительных магнитуд

Магнитуда <i>mb</i>	Годы	T, <i>года</i>	N	N/T	Lg(N/T)
3.0	2012–2020	9	12	1.333	0.125
3.5	2001–2020	20	16	0.800	-0.097
4.0	1981–2020	40	12	0.300	-0.523
4.5	1961–2020	60	9	0.150	-0.824
6.0	1920–2020	100	2	0.020	-1.699

В работе [Ассиновская, 1994] для различных сейсмоактивных тектонических зон Баренцева моря вычислены значения угла наклона, которые варьировались от 0.8 для Мурман-Финмаркенской зоны и до 1.27–1.29 для Свальбардского поднятия и рифтовой зоны. В работе [Аветисов и др., 2002] вычислены углы наклона для сейсмоактивных районов: архипелага Шпицберген – 1.22 и хребта Книповича – 1.25. Район западного сектора Российской Арктики в пределах рассматриваемых соискателем границ является в целом слабоактивным, что и отражено в полученном значении угла наклона – 0.62. Вычисленное значение является первым из подобных оценок, так как ранее для этого района оценки не проводились из-за отсутствия достаточного количества данных.

В пределах западного сектора Российской Арктики наибольшая сейсмичность проявляется в пределах зоны перехода «континент–океан», у о. Белый, архипелагов Новая Земля и Северная Земля (Рис. 4.2.2). Шельф Баренцева и Карского морей характеризуется редкой и рассеянной сейсмичностью. Также в район исследования попадают фрагменты сейсмичности, характерной для полуострова Таймыр и севера Фенноскандии. Ниже приведены результаты анализа сейсмичности для конкретных сейсмоактивных районов.

Зона перехода «континент–океан»

В пределах зоны перехода «континент–океан» зарегистрировано наибольшее (более 70 %) количество землетрясений, в том числе самые сильные по магнитуде. Землетрясение

с магнитудой $M_w(\text{ISC})=6.6$, произошедшее 14 октября 1908 г., было сильнейшим в этом районе за весь период наблюдений. Его эпицентр находился в устье желоба Франц-Виктория, западнее архипелага Земля Франца-Иосифа (Рис 4.2.2б). 18 февраля 1948 г. в районе устья желоба Франц-Виктория произошло второе сильное землетрясение с магнитудой $MLH=6.3$, а 26 сентября и 22 ноября того же года еще два сильных землетрясения магнитудами $MLH=5.0$ и $MLH=5.2$ соответственно.

Следующая активизация произошла в 13 и 14 марта 1967 г., когда произошли два землетрясения с магнитудами $MLH=4.4$ и 4.7 . В дальнейшем землетрясения в этом районе происходили с магнитудами значительно меньшими, чем в первой половине XX в. (Табл. 4.1). При этом большая часть землетрясений в пределах зоны перехода «континент–океан» была зарегистрирована в период с 2012 по 2020 г. (Рис. 4.2.3), когда в Евразийской Арктике существенно увеличилось количество сейсмических станций [Конечная, 2015; Антоновская и др., 2022].

Главной особенностью распределения эпицентров землетрясений зоны перехода «континент–океан» – неравномерность в пространстве. Прослеживается четкая приуроченность эпицентров к отрицательным морфоструктурам континентального склона – желобам (грабенам) и положительным – поднятиям (Рис. 4.2.2б). Большая часть зарегистрированных землетрясений приходится на желобы Франц-Виктория и Св. Анны. В районе самих желобов эпицентры землетрясений также расположены неравномерно. Желоб Франц-Виктория является одним из основных после архипелага Шпицбергена сейсмически активным районом в Баренцево-Карском регионе. Ранее сотрудниками ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН и Геологического института РАН [Хуторской и др., 2015; Антоновская и др., 2018] на основе сопоставления данных о сейсмичности и тепловом потоке были высказаны предположения о природе неотектонических процессов, связанной с рифтогенезом и активным растяжением блоков литосферы в пределах западного сектора Арктического региона.

В районе желоба Франц-Виктория эпицентры землетрясений тяготеют к нескольким его частям. Большинство эпицентров располагаются в устьевой части грабена, непосредственно у континентального склона, и на границе грабена с поднятием Белый и Виктория, в его северной и южной частях. Сейсмическая активность наблюдается также в пределах самого о. Белый. В частности, в районе о. Белый 30 января 2013 г. произошло землетрясение магнитудой $ML(\text{АН})=3.4$. После этого землетрясения в течение пяти часов было зарегистрировано шесть землетрясений, которые, вероятнее всего, являлись его афтершоками. В пределах района исследования это одно из двух землетрясений, для которых в течение всего инструментального периода были зарегистрированы афтершоки.

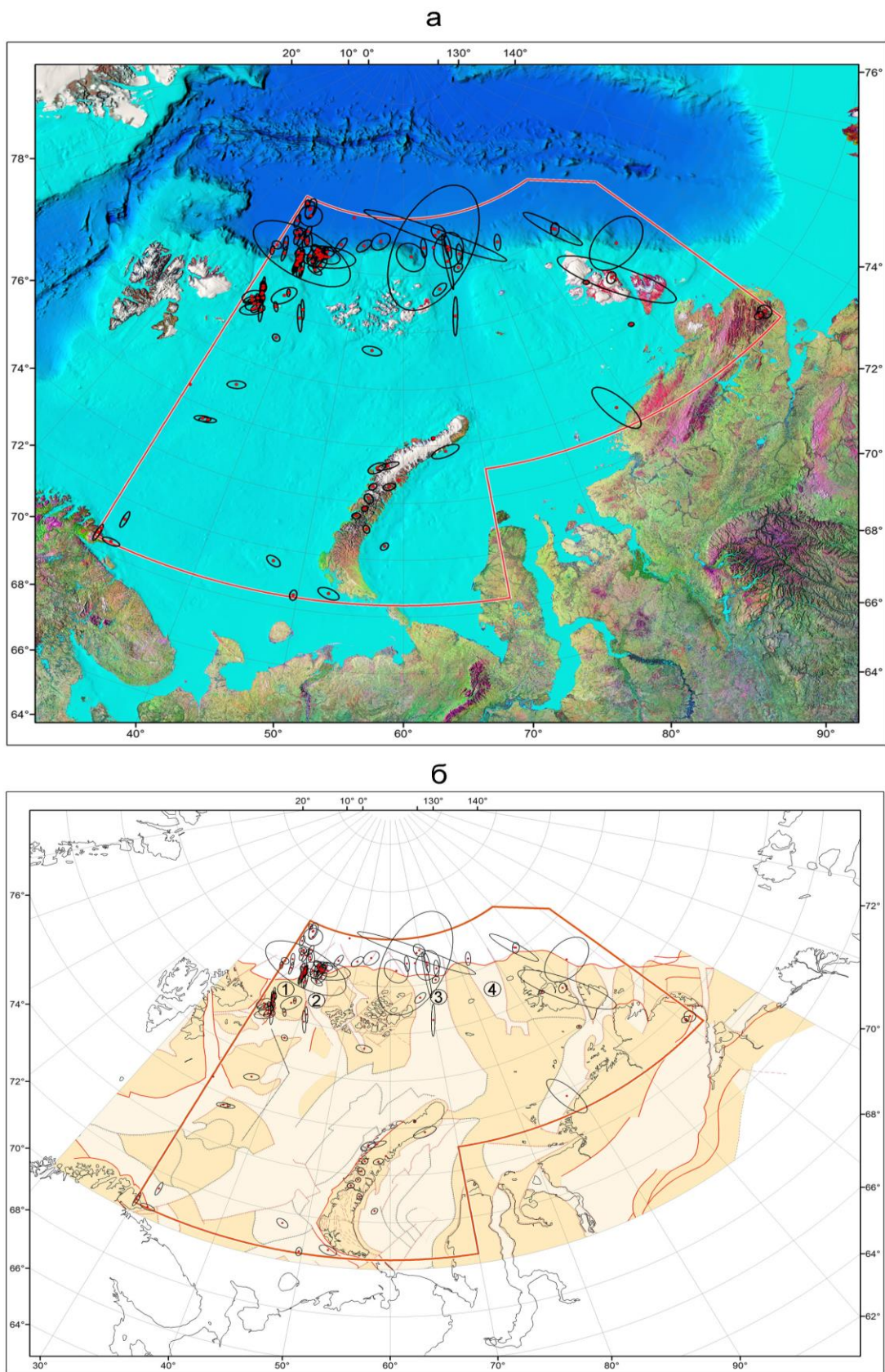


Рис. 4.2.2 – Батиметрическая (а) и тектоническая (б) по [Атлас..., 2004] карты с обозначением эпицентров землетрясений из созданного сводного уточнённого и унифицированного каталога землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г. Цифрами на тектонической карте обозначены: 1 – поднятие Белый и Виктория, 2 – желоб Франц Виктория, 3 – желоб Святой Анны, 4 – желоб Воронина

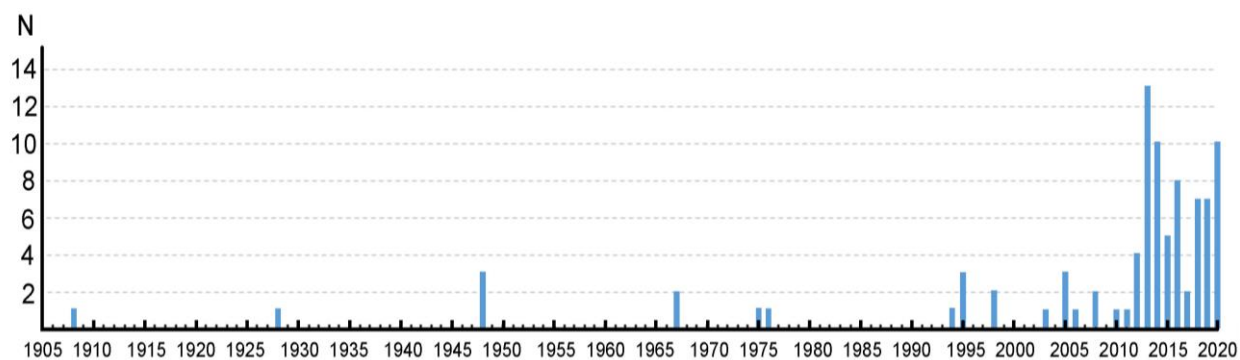


Рис. 4.2.3 – Распределение землетрясений по годам из созданного сводного уточнённого и унифицированного каталога землетрясений для зоны перехода «континент–океан»

Эпицентры землетрясений, зарегистрированных в районе желоба Св. Анны, как и в случае желоба Франц-Виктория, тяготеют к широкой устьевой части в районе континентального подножия, а также к центральной части желоба. Часть эпицентров слабых землетрясений располагаются напротив устьевой части желоба. Количество и магнитуда зарегистрированных землетрясений свидетельствуют о сейсмической активности желоба.

Западнее архипелага Северная Земля расположен желоб Воронина, где не зарегистрировано ни одного землетрясения, что является одной из особенностей распределения эпицентров в пределах района исследования.

Из-за удалённости сейсмических станций не удалось надёжно вычислить глубины очагов землетрясений в пределах зоны перехода «континент–океан». Только для землетрясения 14 марта 1967 г. с $mb(ISC)=4.7$ в пределах желоба Франц-Виктория вычислена глубина 4 км. Для остальных землетрясений принималось минимально возможное значение глубины (от 3 до 12 км) в зависимости от магнитуды. Для низкомagnitude землетрясений, зарегистрированных ближайшими станциями в период с 2011 по 2020 г., значение фиксированной глубины принималось равным 5 км. Исходя из тектонических условий, с уверенностью можно говорить, что имеют место коровые землетрясения преимущественно в верхнем слое [Morozov et al., 2018].

В пределах района исследования только для четырёх землетрясений вычислены параметры механизма очага [Аветисов, 1996]. Для двух землетрясений, произошедших в пределах желоба Франц-Виктория 18 и 22 ноября 1948 г. имеющиеся у разных авторов [Мишарина, 1967; Ассиновская, 1994] решения дали сдвиговый механизм. Но при хорошем совпадении положения нодальных плоскостей азимуты соответствующих осей напряжений отличаются почти на 90° , что заставляет предположить ошибку у одного из авторов. Для землетрясения, произошедшего также в пределах желоба 14 марта 1967 г., по трём определениям [Мишарина, 1967; Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996] совпадение

результатов достаточно удовлетворительное. Получен сдвиговый или сбросово-сдвиговый механизм с широтно ориентированной осью растяжения.

Перечисленные особенности пространственного распределения землетрясений в рассматриваемом регионе представляют определенный научный интерес. В силу географических и климатических условий этот район до сих пор остается сейсмически слабо изученным. Кроме того, полученные данные в совокупности с имеющейся геофизической информацией позволяют по-новому взглянуть на геодинамику региона. В работе [Morozov et al., 2018] на основе обобщения имеющихся геофизических, геотектонических и сейсмологических данных сделано предположение, что преобладающим геодинамическим фактором, отвечающим за возникновение низкомagnitude землетрясений в зоне перехода «континент–океан», является изостатическая компенсация лавинного осадконакопления.

Архипелаг Новая Земля

Архипелаг Новая Земля – крупнейший в Российской Арктике. Он расположен в восточной части Баренцева моря (Рис. 4.2.2а) и включает в себя два крупных острова – Северный и Южный, которые разделены узким проливом Маточкин Шар (2–3 км) и множеством более мелких островов. До 1990 г. на архипелаге действовал ядерный полигон, поэтому большинство зарегистрированных здесь сейсмических событий были результатом его функционирования [Адушкин, Спивак, 2007]. На полигоне было проведено в общей сложности 130 ядерных испытаний в атмосфере, в воде и под землей [Халтурин и др., 2005].

Только одно сейсмическое событие, произошедшее 01.08.1986 г. (до прекращения функционирования полигона в 1990 г.), относят собственно к тектоническим. В работе [Marshall et al., 1989] по наличию чётких вступлений глубинных фаз и вычисленной глубине очага (24 км) делается предположение о тектонической природе данного события. Однако однозначного мнения у сейсмологического сообщества по этому поводу нет.

После 1990 г. в пределах архипелага было зарегистрировано 14 землетрясений, для которых была проведена процедура уточнения (Табл. 4.1). Три события, указанные в работе [Ringdal, 1997] и в бюллетене ISC, зарегистрированы и локализованы по данным одной или двух сейсмических групп. Соискателю не удалось обнаружить дополнительные вступления на ближайших от этих событий сейсмических станциях. Поэтому эти события не рассматривались и перенесены в таблицу 4.2 с примечанием о недостаточности данных для уточнения.

Большинство эпицентров зарегистрированных на архипелаге землетрясений располагается в пределах о. Северный, преимущественно в южной его части и вдоль западного побережья, и могут быть приурочены к субмеридиональным разломам (см. рис.

4.2.2б). К территории о. Южный приурочен лишь эпицентр события 1986 г. Землетрясение произошло в области пересечения субмеридиональных и субширотных разломов, четко выраженной в рельефе как переход от низкогорья к прибрежно-морской равнине (перепад высот достигает 700 м) [Аветисов, 1996]. Часть эпицентров располагается в акваториях Баренцева и Карского морей и приурочены к различным тектоническим структурам.

Значения магнитуд зарегистрированных землетрясений варьируются: для вычисленных mb – от 3.1 до 4.7; для ML – от 2.0 до 3.8. Унифицированная магнитуда $mb(ISC)$ варьируется в пределах от 2.3 до 4.7. Самое сильное землетрясение произошло 11 октября 2010 г. с $mb(ISC)=4.7$. Землетрясение, произошедшее 1 августа 1986 г., имеет близкую оценку магнитуды – $mb(ISC)=4.6$.

Для большинства землетрясений в пределах архипелага удалось вычислить диапазоны возможных глубин очага (Рис. 4.2.4; Табл. 4.1). Очаги землетрясений, произошедших в пределах о. Северный, расположены преимущественно в нижнем слое земной коры. Для землетрясений, произошедших в районе о. Южный и в акваториях Баренцева и Карского морей, диапазон возможных глубин очага располагается в верхней части коры.



Рис. 4.2.4 – Диаграмма распределения глубин землетрясений, зарегистрированных в пределах архипелага Новая Земля

Только для одного землетрясения 1 августа 1986 г. в работе [Ассиновская, 1994] были вычислены параметры механизма очага. Результаты характеризуются в работе как надежные. Был получен взбросовый механизм с субширотным горизонтальным сжатием.

В работе [Kvaerna et al., 2023] приведено одно из последних обобщений данных о сейсмичности архипелага Новая Земля. На основе разных источников, включая две работы соискателя [Morozov et al., 2017; Morozov et al., 2019], авторами был составлен каталог землетрясений архипелага за период с 1986 по 2020 г. Каталог включает 20 землетрясений с магнитудами mb , вычисленными в NORSAR (код сети NAO). При этом, согласно созданному каталогу по западному сектору Российской Арктики (Табл. 4.1), авторы статьи «пропустили» землетрясение, произошедшее 02.05.2017 г. в $13^{\circ}35^{\text{M}}$.

Для каждого землетрясения авторы статьи [Kvaerna et al., 2023] пересчитали параметры эпицентров в программе Bayesloc, реализующий вероятностный метод локации на основе метода Монте-Карло с марковскими цепями (*англ. MCMC*). Ниже было проведено сравнение параметров эпицентров и значений магнитуд из статьи [Kvaerna et al., 2023] и каталога по западному сектору Российской Арктики (Табл. 4.1).

Из 20 землетрясений, указанных в работе [Kvaerna et al., 2023], в каталоге по западному сектору Российской Арктики присутствует 14. Остальные шесть землетрясений не были включены в каталог, т.к. были зарегистрированы менее тремя сейсмическими станциями. Магнитуды $mb(\text{NAO})$ для землетрясений из статьи [Kvaerna et al., 2023] были пересчитаны в магнитуду $mb(\text{ISC})$ с помощью соотношения из таблицы 2.18. Это позволило сравнить унифицированные значения магнитуд $mb(\text{ISC})$ из статьи и каталога (Табл. 4.1). Напомню, в каталоге унифицированная магнитуда $mb(\text{ISC})$ была вычислена с помощью соотношений из таблицы 2.18 с использованием магнитуд разных типов, вычисленных в различных сейсмологических центрах. Разница между магнитудами не превышает значения 0.33 для всех землетрясений, кроме одного – 23.02.2002 г. (Рис. 4.2.5). Для этого землетрясения разница составляет 0.5. Это свидетельствует о хорошей сходимости значений, полученных с использованием разных соотношений из таблицы 2.18.

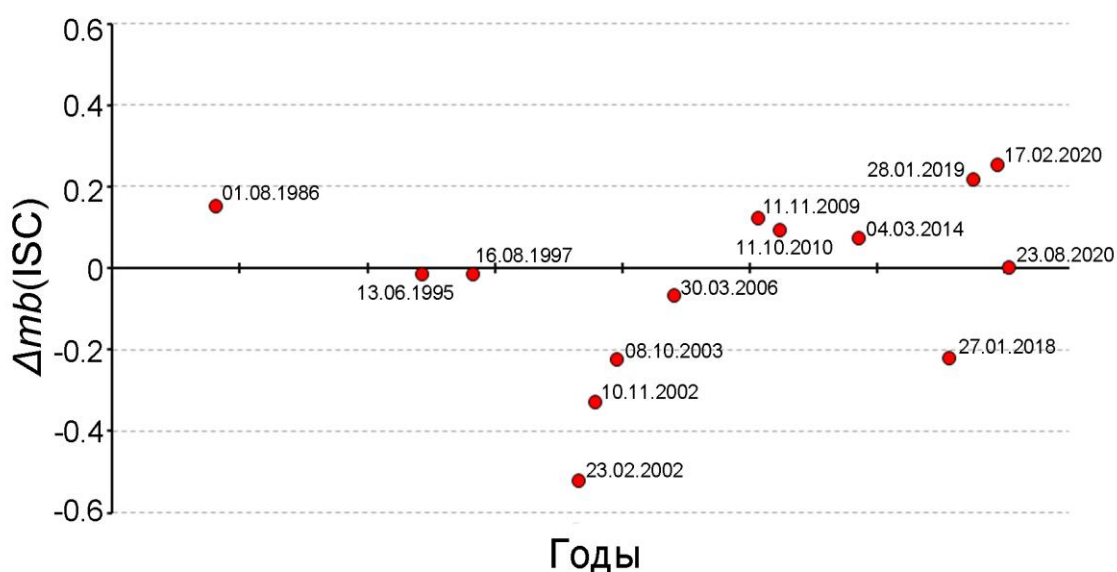


Рис. 4.2.5 – Распределение разницы унифицированных магнитуд $mb(\text{ISC})$ по землетрясениям из каталога по западному сектору Российской Арктики из таблицы 4.1 и каталога из статьи [Kvaerna et al., 2023]

На рисунке 4.2.6 показаны эпицентры землетрясений с их эллипсами ошибок из каталога по западному сектору Российской Арктики и из статьи [Kvaerna et al., 2023]. Для 11 из 14 землетрясений наблюдается пересечение их эллипсов ошибок. Только три эпицентра удалены друг от друга на расстояния, превышающие значения их эллипсов

ошибок. Таким образом, сравнение каталогов по западному сектору Российской Арктики и из статьи [Кваерна et al., 2023] показывает хорошую сходимость результатов, полученных разными методами.

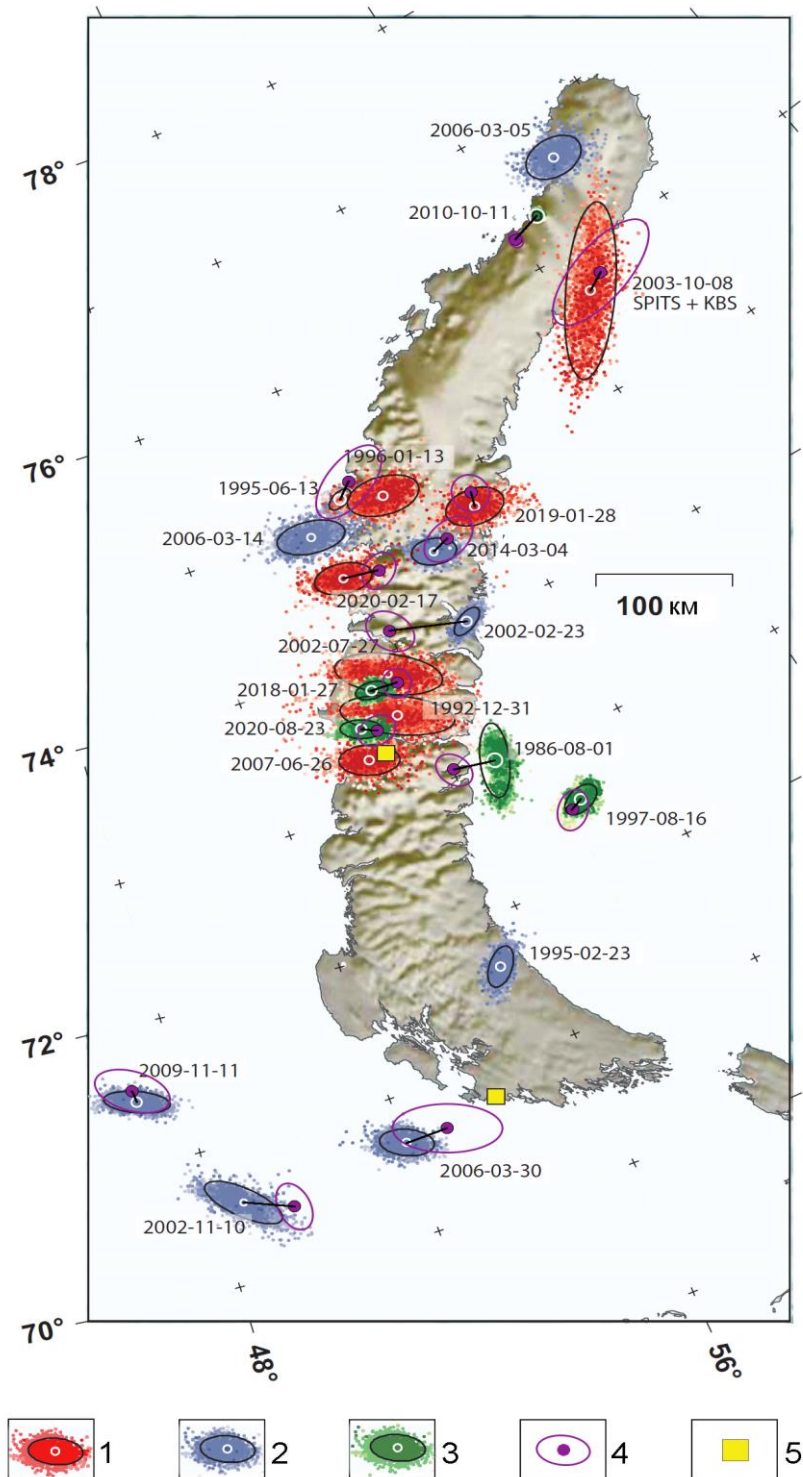


Рис. 4.2.6 – Карта эпицентров землетрясений с их эллипсами ошибок из статьи [Кваерна et al., 2023] (1-3) и из каталога по западному сектору Российской Арктики (Табл. 4.1) (4): 1 – Эпицентр вычислен по данным двух сейсмических групп (ARCES и SPITS); 2 – по данным от 3 до 6 станций; 3 – по данным от 7 и более станций; 4 – эпицентр по данным каталога по западному сектору Российской Арктики (Табл. 4.1); 5 – территория ядерного полигона

Архипелаг Северная Земля

Самым ранним инструментально зарегистрированным землетрясением в пределах архипелага Северная Земля является землетрясение 13 апреля 1912 г. Это землетрясение упоминается в работах [Tams, 1922; Gutenberg, Richter, 1954; Линден, 1959; Новый каталог..., 1977]. При этом по [Gutenberg, Richter, 1954; Линден, 1959; Новый каталог..., 1977] эпицентр располагается в пределах архипелага Северная Земля, а согласно [Tams, 1922] в пределах срединно-океанического хребта Гаккеля. Было проведено уточнение основных параметров землетрясения по данным шести европейских сейсмических станций. По полученным результатам, магнитуда M_S оказалась равной 5.1, а эпицентр землетрясения располагался в пределах хребта Гаккеля. Таким образом, это землетрясение не имеет отношения к району архипелага Северная Земля, что важно при уточнении сейсмической опасности данной территории.

К архипелагу Северная Земля относят и землетрясение 24.09.1922 г. Землетрясение рассматривалось соискателем в работе [Morozov et. al., 2018]. Из-за малого количества сейсмических станций, их удалённости от эпицентра и широкого азимутального створа уточнённый эпицентр имел большой эллипс ошибок и само решение не считалось надёжным. В этом исследовании удалось обнаружить дополнительные времена вступлений на сейсмических станциях, которые в предыдущей работе не учитывались. После уточнения эпицентр сместился в район хребта Гаккеля. Но решение всё равно остаётся ненадёжным по причинам, которые были перечислены выше. Большой эллипс ошибок не даёт нам возможности однозначно отнести это землетрясение к хребту Гаккеля.

Только землетрясение 19 октября 1924 г. из всех землетрясений первой половины XX в. можно отнести к континентальному склону вблизи от архипелага. В каталоге [Новый каталог..., 1977] указана магнитуда этого землетрясения $M_LH=4.5$. Соискателем было вычислено значение магнитуды $M_S=5.6$, согласно (2.7), по значениям амплитуд и периодов, указанных в бюллетенях четырёх сейсмических станций.

В районе архипелага Северная Земля 7 августа 1978 г. с разницей в 40 минут было зарегистрировано два сильных землетрясения с магнитудами $mb(ISC)$ равными 4.6 и 4.3, которые являются, вероятнее всего, основным толчком и афтершоком. В пределах района исследования это второе землетрясение, для которого были зарегистрированы афтершоки.

Всего в пределах архипелага было зарегистрировано три землетрясения с унифицированными магнитудами M от 3.5 до 4.3. Только для землетрясения 7 августа 1978 г., произошедшего в $13^{\circ}35^{\prime}$, была вычислена глубина очага равная 10 км. Для остальных землетрясений принималось минимально возможное значение глубины в зависимости от магнитуды.

ЛДФ-модели и зоны ВОЗ

Было выполнено сравнение параметров ЛДФ-моделей карт ОСР-97 и ОСР-2016 [Уломов, Шумилина, 1999; Уломов и др., 2016] и зон ВОЗ из работ [Ассиновская, 1994; Аветисов и др., 2002] с инструментальными данными из созданного уточнённого и унифицированного каталога.

ЛДФ-модель карты ОСР-97

На рисунке 4.2.7а представлена ЛДФ-модель фрагмента карты ОСР-97 с наложенными эпицентрами землетрясений и их эллипсами ошибок из созданного каталога (Табл. 4.1). ЛДФ-модель для западного сектора Российской Арктики представлена большим количеством доменов разной площади и с максимально возможными магнитудами (MLH) землетрясений от 4.0 до 6.5. Она ограничена с севера в районе бровки континентального шельфа. Наибольшие значения максимальных магнитуд характерны для доменов на севере Барценцева и Карского морей – в пределах архипелагов Новая Земля и Северная Земля и полуострова Таймыр (Табл. 4.5).

На основании результатов сравнения параметров модели с инструментальными данными можно сделать следующие выводы:

– т.к. ЛДФ-модель ограничивается бровкой континентального шельфа, то большое количество землетрясений, происходящих непосредственно в устьевых зонах желобов, у основания континентального склона и аббисальной равнине, моделью не учитываются;

– для землетрясений первой половины XX в. характерно наличие больших по площади эллипсов ошибок. В результате эллипс может перекрывать участки нескольких доменов с разными значениями M_{\max} .

– эпицентр самого сильного землетрясения 14 октября 1908 г. с $M=6.6$, после процедуры уточнения его основных параметров [Morozov et al., 2019] сместился на запад, в район устья желоба Франц-Виктория, ближе к эпицентру другого сильного землетрясения 18 февраля 1948 г. с $M=6.3$. Поэтому эпицентр, который ранее был приурочен к домену № 7RUD0065 с максимальной магнитудой 6.5, в настоящее время находится в районе домена № 7RUD0006 с максимальной магнитудой 5.0.

– эпицентр землетрясения 2 июня 1928 г. с $M=4.7$ после процедуры уточнения сместился к устью желоба Святой Анны. Значение магнитуды землетрясения незначительно превышает значение максимальной магнитуды домена № 7RUD0229 $M=4.5$, располагающегося в районе желоба.

– магнитуды землетрясений в районе архипелага Новая Земля не превышают значений M_{\max} доменов №№ 7RUD0094, 7RUD0170 и 7RUD0188, но их глубины (от 20 до 40 км) располагаются ниже глубин (от 1 до 6 и от 9 до 14 км) соответствующих доменов.

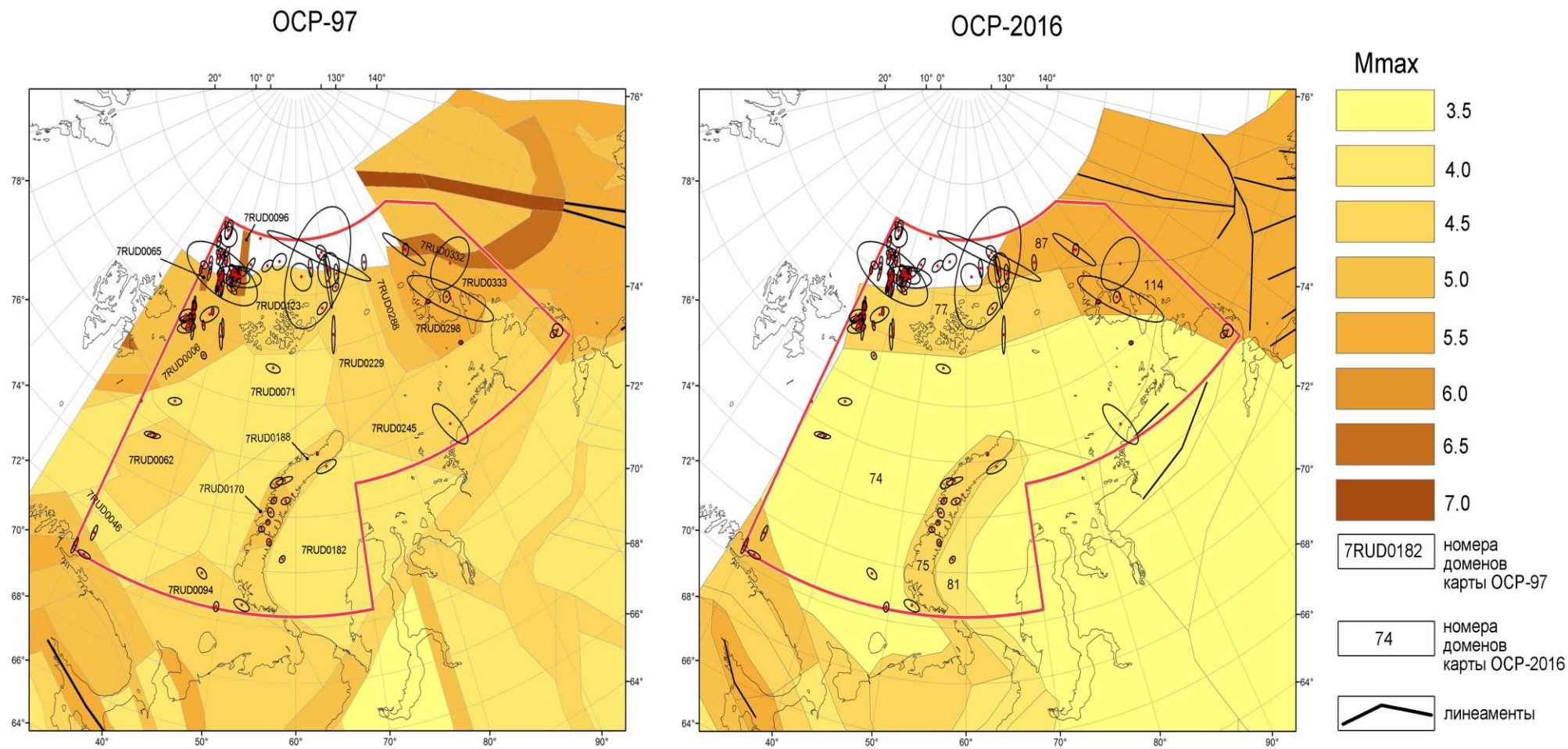


Рис. 4.2.7 – Фрагменты ЛДФ-моделей карт ОСР-97 и ОСР-2016 и эпицентры землетрясений с эллипсами ошибок из созданного нового уточнённого и унифицированного каталога землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г.

Таблица 4.5 – Соответствие параметров ЛДФ-моделей карт ОСР-97 и ОСР-2016 инструментальным данным из итогового сводного каталога землетрясений западного сектора Российской Арктики

Карта ОСР-97				
ЛДФ-модель			Данные каталога	
Номер домена	M_{\max} (MLH, MS)	$H_{\min}-H_{\max}$, км	M_{\max} (MLH, MS)	$H_{\min}-H_{\max}$
Зона перехода «континент-океан»				
7RUD0006	5.0	5–10	6.6	соответствуют
7RUD0065	6.5	4–19	3.3	соответствуют
7RUD0096	6.5	5–20	6.3	соответствуют
7RUD0123	4.5	5–10	2.7	соответствуют
7RUD0229	4.5	4–9	4.7	соответствуют
7RUD0288	5.0	4–9	2.8	соответствуют
7RUD0332	6.5	4–19	5.6	соответствуют
Архипелаг Новая Земля				
7RUD0188	4.5	1–6	3.5	очаги глубже
7RUD0170	5.0	1–6	4.3	очаги глубже
7RUD0094	4.5	9–14	3.4	очаги глубже
7RUD0182	4.0	6–11	3.3	соответствуют
Архипелаг Северная Земля				
7RUD0298	5.5	1–6	3.5	соответствуют
7RUD0333	5.5	2.5–7.5	4.3	соответствуют
Шельф Баренцева и Карского морей				
7RUD0071	4.0	13–18	2.7	-
7RUD0062	4.5	8–13	3.4	-
7RUD0046	4.0	5–10	2.8	-
7RUD0245	4.5	4–9	4.6	-
Карта ОСР-2016				
ЛДФ-модель			Данные каталога	
Номер домена	M_{\max} (MLH, MS)	$H_{\min}-H_{\max}$, км	M_{\max} (MLH, MS)	$H_{\min}-H_{\max}$
Зона перехода «континент-океан»				
77	4.5	2–33	4.0	соответствуют
87	5.5	2.2–7.5	5.6	соответствуют
Архипелаг Новая Земля				
75	4.5	1–9	4.3	очаги глубже
81	4.0	2–10	3.3	соответствуют
Архипелаг Северная Земля				
114	5.5	2.2–9.5	4.3	соответствуют
Шельф Баренцева и Карского морей				
74	3.5	2–10	4.7	-

Примечание: Зеленым цветом указаны домены, для которых не выявлены превышения значений M_{\max} над магнитудами зарегистрированных землетрясений. Соответственно, красным выделены домены, для которых такие превышения выявлены

– после процедуры уточнения эпицентр землетрясения 13 апреля 1912 г. с $M=5.2$ из района архипелага Северная Земля был смещён к хребту Гаккеля. В результате, значения унифицированных магнитуд (от 3.5 до 4.3) оставшихся землетрясений, зарегистрированных

в пределах архипелага, значительно ниже значений $M_{\max}=5.5$ для доменов №№ 7RUD0298 и 7RUD0333.

– для домена № 7RUD0245, располагающегося на шельфе Карского моря у побережья полуострова Таймыр, также выявлено незначительное превышение магнитуды единственного землетрясения $M=4.7$ по сравнению с $M_{\max}=4.5$.

Для устранения выявленных недочетов модели можно предложить следующие рекомендации:

– расширить ЛДФ-модель за пределы бровки континентального склона, чтобы учесть сейсмичность в устьевых зонах желобов, у основания континентального склона и аббисальной равнине;

– В районе устья желоба Франц-Виктория произошло два землетрясения с магнитудами 6.3 и 6.5, соответственно, необходимо изменить конфигурацию и увеличить площадь домена № 7RUD0065 в районе устья желоба Франц-Виктория, характеризующегося $M_{\max}=6.5$.

– Увеличить значение M_{\max} с 4.5 до 5.0 для домена № 7RUD0229, располагающегося в районе желоба Святой Анны.

– Изменить либо расширить диапазон глубин доменов №№ 7RUD0094, 7RUD0170 и 7RUD0188, располагающихся в районе архипелага Новая Земля, чтобы они покрывали глубины от 20 до 40 км.

– Возможно, следует понизить значения M_{\max} для доменов №№ 7RUD0298 и 7RUD0333 у архипелага Северная Земля с 5.5 до 5.0.

– Необходимо увеличить значение M_{\max} с 4.5 до 5.0 для домена № 7RUD0245, располагающегося на шельфе Карского моря у побережья полуострова Таймыр.

ЛДФ-модель карты ОСР-2016

На рисунке 4.2.7б представлена ЛДФ-модель фрагмента карты ОСР-2016 с наложенными эпицентрами землетрясений и их эллипсами ошибок из созданного каталога. ЛДФ-модель для западного сектора Российской Арктики, в отличие от модели карты ОСР-97, представлена всего несколькими крупными доменами с максимально возможными магнитудами (MLH) землетрясений от 3.5 до 5.5 и одним линеаментом на севере полуострова Таймыр с максимально возможной магнитудой 6.0. Домены в районе шельфа Баренцева моря также ограничиваются с севера бровкой континентального шельфа. Наибольшие значения максимальных магнитуд характерны для доменов на севере Баренцева и Карского морей, архипелагов Новая Земля и Северная Земля и полуострова Таймыр.

Сравнения параметров модели с инструментальными данными представлено в Табл. 4.5. Из результатов сравнения следует:

– т.к. ЛДФ-модель в районе шельфа Баренцева моря ограничивается бровкой континентального шельфа, большое количество землетрясений в устьевых зонах желоба Франц-Виктория, у основания континентального склона и на аббисальной равнине не учитываются моделью;

– район устья желоба Франц-Виктория, в котором произошло два самых сильных землетрясения во всем западном секторе Российской Арктики 14 октября 1908 г. с $M=6.6$ и 18 февраля 1948 г. с $M=6.3$ не отражён в ЛДФ-модели;

– магнитуды землетрясений в районе архипелага Новая Земля не превышают значения M_{\max} для домена № 75, но их очаги (от 20 до 40 км) располагаются ниже глубины (от 1 до 9 км) соответствующего домена.;

– после процедуры уточнения эпицентр землетрясения 13 апреля 1912 г. с $M=5.2$ из района архипелага Северная Земля был смещён к хребту Гаккеля. В результате, значения магнитуд (от 3.5 до 4.3) оставшихся в пределах архипелага землетрясений значительно ниже значения $M_{\max}=5.5$ для домена № 114;

– для домена № 74, располагающегося на шельфе Баренцева и Карского морей, выявлено превышение магнитуды произошедшего в районе полуострова Таймыр землетрясения с $M=4.7$ по сравнению с $M_{\max}=3.5$. Однако эллипс этого землетрясения пересекает линеамент с магнитудой $M_{\max}=6.0$.

Можно предложить следующие рекомендации для улучшения ЛДФ-модели:

– расширить ЛДФ-модель за пределы бровки континентального склона в районе шельфа Баренцева моря для учёта сейсмичности, происходящей в устьевых зонах желобов, у основания континентального склона и аббисальной равнине.

– в районе устья желоба Франц-Виктория произошло два землетрясения с магнитудами 6.3 и 6.5. Поэтому необходимо изменить конфигурацию и параметры домена в районе устья желоба Франц-Виктория для учёта этих землетрясений. Следует разделить единый домен № 77 на несколько, т.к. уровень сейсмичности для разных районов домена заметно отличается.

– изменить, либо расширить диапазон глубин для домена № 75, располагающегося в районе архипелага Новая Земля, чтобы он покрывал глубины от 20 до 40 км.

– возможно, необходимо понизить значения M_{\max} для домена № 114 у архипелага Северная Земля с 5.5 до 5.0.

Зоны ВОЗ по [Аветисов и др., 2002]

На рисунке 4.2.8 представлен фрагмент карты зон ВОЗ по [Аветисов и др., 2002] с наложенными эпицентрами землетрясений и их эллипсами ошибок из созданного каталога. Зоны ВОЗ для западного сектора Российской Арктики представлены небольшими по площади участками с максимально возможными магнитудами (m_b) землетрясений от 3.4 до 5.3.

Сравнение параметров зон ВОЗ с инструментальными данными (Табл. 4.6) позволяет сделать следующие выводы:

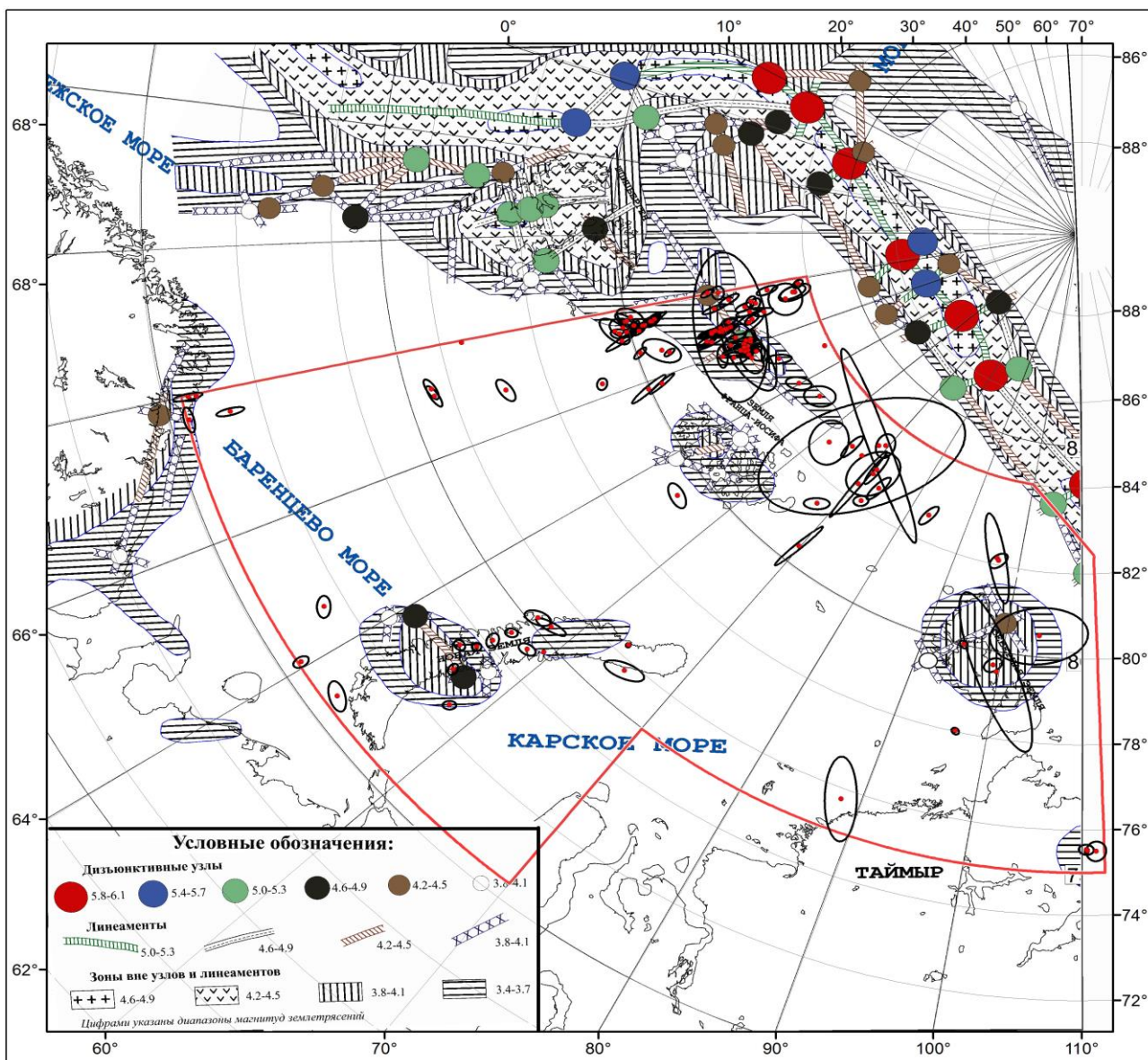


Рис. 4.2.8 – Фрагмент карты зон ВОЗ по [Аветисов и др., 2002]

– карта зон ВОЗ не учитывает сейсмичность в районе о. Белый, желоба Святой Анны и континентального склона севернее и восточнее архипелага Земля Франца-Иосифа и также на шельфе Баренцева и Карского морей;

– значения максимальных магнитуд для зон ВОЗ в зоне перехода «континент–океан» и архипелага Северная Земля занижены по сравнению с магнитудами произошедших землетрясений;

– конфигурация зон ВОЗ в районе архипелага Новая Земля не соответствует распределению зарегистрированных землетрясений;

– в пределах зоны ВОЗ в районе арх. Северная Земля не отмечено ни одного землетрясения. Однако здесь зафиксировано большое количество низкомагнитудных землетрясений, регистрируемых одной–двумя станциями, которые связывают с деструкцией ледников [Антоновская и др., 2018].

На основе выявленных выводов можно предложить следующие рекомендации:

– изменить конфигурацию и параметры зон ВОЗ в пределах континентального склона, архипелагов Новая Земля, Северная Земля и Земля Франца-Иосифа.

– добавить зоны ВОЗ в районе шельфа Баренцева и Карского морей.

Таблица 4.6 – Сравнения параметров зон ВОЗ по [Ассиновская, 1994; Аветисов и др., 2002] с инструментальными данными из итогового каталога.

Зоны ВОЗ по [Аветисов и др., 2002]		
Параметры зон ВОЗ		Данные каталога
Зона ВОЗ	$m_{b_{max}}$	$m_{b_{max}}$
Зона перехода «континент-океан»		
Дизъюнктивные узлы	5.0-5.3	6.2
	4.2-4.5	6.3
Линеаменты	4.2-4.5	5.2
Зоны вне узлов и линеаментов	3.8-4.1	2.7
	3.4-3.7	3.4
Архипелаг Новая Земля		
Дизъюнктивные узлы	4.6-4.9	4.6
Зоны вне узлов и линеаментов	3.4-3.7	2.8
	3.4-3.7	3.2
Архипелаг Северная Земля		
Линеаменты	3.8-4.1	4.6
Зоны вне узлов и линеаментов	3.8-4.1	4.6
	3.4-3.7	5.8
Зоны ВОЗ по [Ассиновская, 1994]		
Параметры зон ВОЗ		Данные каталога
Зона ВОЗ	$m_{b_{max}}$	$m_{b_{max}}$
Зона перехода «континент-океан»		
Зоны, охватывающие узлы и линеаменты	5.7-5.9	6.2
	4.5-4.7	6.3
Линеаменты	4.0-4.8 (неуверенные)	3.5
Зоны вне узлов и линеаментов	4.3-4.4	3.9
	3.9-4.2	4.7
	3.9-4.2 (неуверенные)	4.0
Архипелаг Новая Земля		
Линеаменты	4.0-4.4	4.6

	4.0-4.4 (неуверенные)	4.7
Зоны вне узлов и линеаментов	3.9-4.2	3.3
	3.9-4.2 (неуверенные)	3.3
Шельф Баренцева моря		
Линеаменты	4.0-4.4 (неуверенные)	3.8
Зоны вне узлов и линеаментов	3.9-4.2 (неуверенно)	3.5

Примечание: Зеленым цветом указаны зоны ВОЗ, для которых не выявлены превышения значений M_{max} над магнитудами зарегистрированных землетрясений. Соответственно, красным выделены зоны ВОЗ, для которых такие превышения выявлены

Зоны ВОЗ по [Ассиновская, 1994]

На рисунке 4.2.9 представлен фрагмент зон карты ВОЗ на исследуемую территорию из работы [Ассиновская, 1994]. Зоны ВОЗ для западного сектора Российской Арктики ограничены только акваторией Баренцева моря и представлены большими по площади участками с максимально возможными магнитудами (m_b) землетрясений 5.7–5.9.

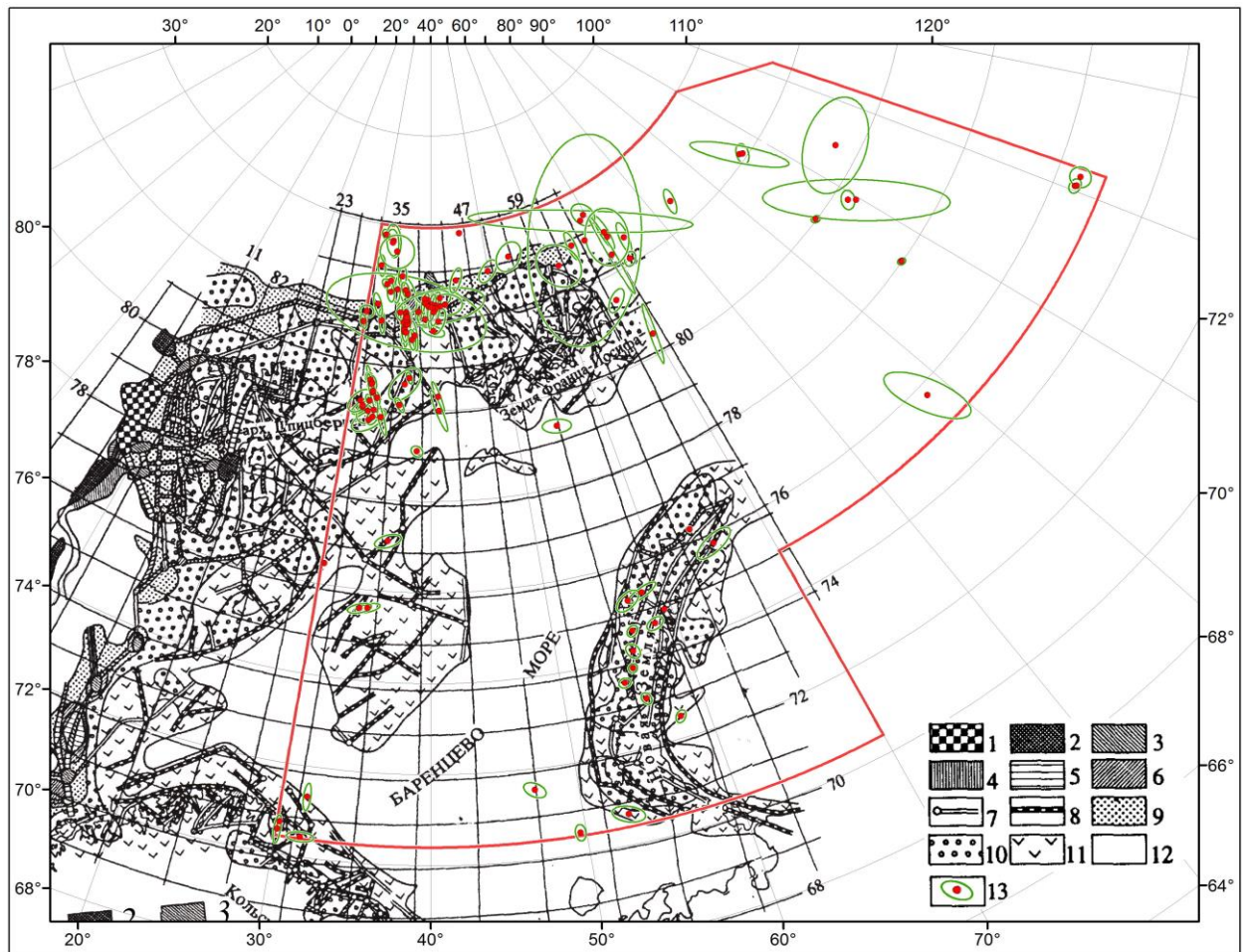


Рис. 4.2.9 – Фрагмент карты зон ВОЗ по [Ассиновская, 1994]

Сравнения параметров зон ВОЗ с инструментальными данными представлено в таблице 4.6. Можно сделать следующие выводы:

– зоны ВОЗ ограничиваются бровкой континентального шельфа, поэтому большое количество землетрясений, происходящих севернее устья желоба Франц-Виктория, у основания континентального склона и аббисальной равнине, не учитываются;

– зоны ВОЗ района устья желоба Франц-Виктория, в котором произошло два самых сильных землетрясения 14 октября 1908 г. с $m_b=6.3$ и 18 февраля 1948 г. с $m_b=6.2$ имеют заниженные значения максимальной магнитуды.

– эпицентры зарегистрированных землетрясений в пределах архипелага Новая Земля располагаются в пределах субмеридиональных линеаментов. Однако некоторые линеаменты имеют заниженные значения магнитуд по сравнению с магнитудами зарегистрированных землетрясений.

На основе сделанных замечаний можно рекомендовать следующее:

– изменить параметры зон ВОЗ в пределах континентального склона, архипелагов Новая Земля и шельфа Баренцева моря.

– охватить зонами ВОЗ желоб Святой Анны восточнее архипелага Земля Франца-Иосифа, т.к. сейсмичность в районе желоба вносит свой вклад в сейсмическую опасность территории архипелага.

4.3 Современная сейсмичность зоны перехода «континент–океан»

Сейсмический мониторинг района исследования проводился на основе данных сейсмических станций Архангельской сети, функционирующих на архипелагах Земля Франца-Иосифа (ZFI и OMEGA) и Северная Земля (SVZ) за период с октября 2011 г. по ноябрь 2020 г. (границы района см. на рис. 4.3.1). Из выборки были удалены эпицентры землетрясений, которые относятся к хребту Гаккеля и северу архипелага Шпицберген. Для минимизации ошибки в определении координат эпицентров дополнительно привлекались исходные данные сейсмических станций, функционирующих на архипелаге Шпицберген и севере Скандинавии. Это станции KBS из сети GE (GEOFON), HSPB из сети PL (Polish Seismic Network), HOPEN и BJO1 из сети NS, и станция SPA0, входящая в сейсмическую группу SPITS (NORSAR). Доступ к данным осуществлялся с помощью электронного ресурса [GEOFON, 2020].

Как указывалось, количество стационарных сейсмических станций в Евразийской Арктике является наибольшим за весь период инструментальных наблюдений. Однако условия для достоверной локализации эпицентров пока неблагоприятны; особенно это касается низкомagnitude землетрясений. Причины: малочисленность станций, большие расстояния между ними и зачастую удаленность от эпицентра землетрясения. Для континентального склона между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа

локация землетрясений производилась в условиях, когда сейсмические станции располагались западнее и восточнее эпицентров землетрясений (Рис. 4.3.1). Напротив, в пределах континентального склона между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Северная Земля до 2016 г. локация землетрясений производилась в узком азимутальном створе. После начала работы сейсмостанции SVZ в 2016 г. появилась возможность проводить локацию землетрясений по записям станций, расположенных на западе и востоке относительно эпицентров.

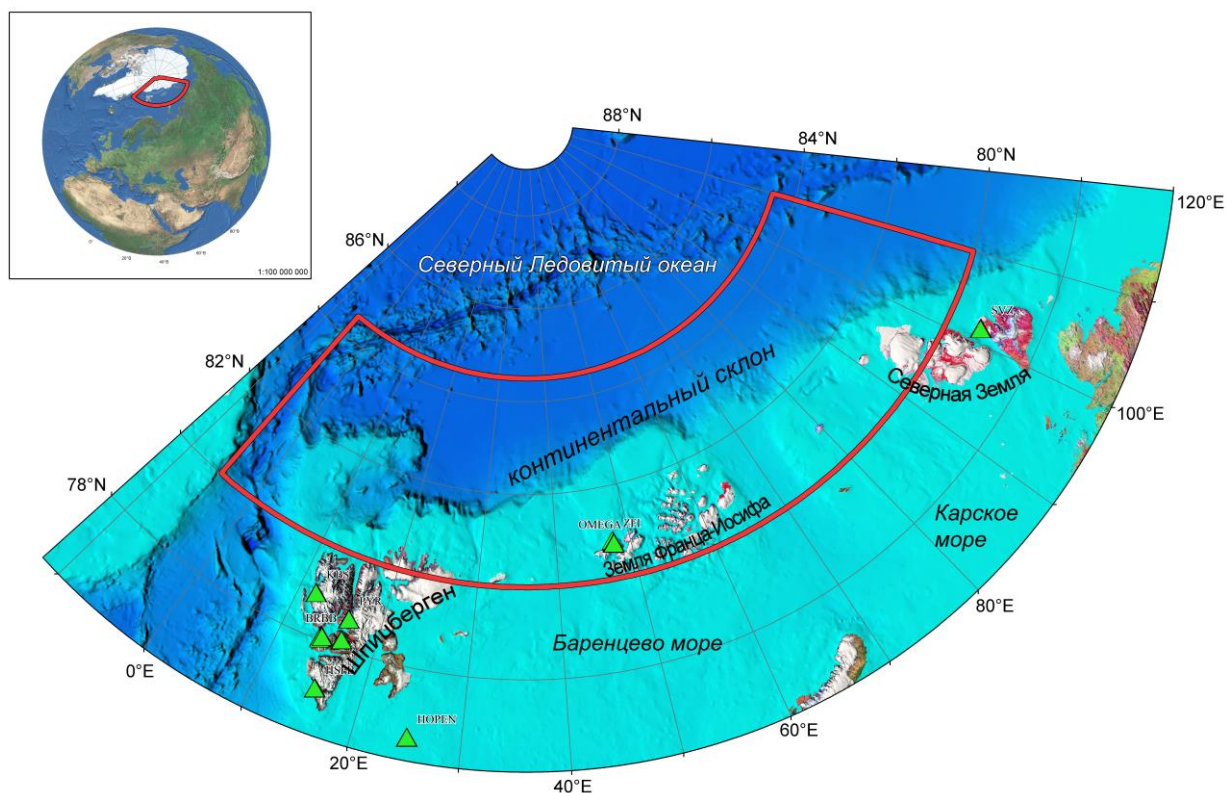


Рис. 4.3.1 – Местоположение района исследования. Зелёными треугольниками указаны действующие в регионе сейсмические станции

Землетрясения, произошедшие на исследуемой территории с октября 2011 г. по ноябрь 2020 г., регистрировались разным количеством станций – от трех и более станций до одной. Для локации землетрясений, зарегистрированных тремя и более станциями, использовался алгоритм программы NAS [Fedorov et al., 2019; Асминг и др., 2021]. Поскольку станций было мало и они были удалены от эпицентров, определить глубины очага не представлялось возможным и расчет производился для фиксированной глубины 5 км.

Для локации землетрясений, зарегистрированных только двумя станциями, использовался метод «circle and chord» [Havsko et al., 2009], реализованный в программе WSG (Windows Seismic Grafer), разработанной ФИЦ ЕГС РАН [Акимов, Красилов, 2020].

Этот метод рисует круги с центром в местах расположения станций и радиусами, равными эпицентральному расстояниям, рассчитанным по времени $S-P$. Расчет параметров эпицентра также основывался на фиксированной глубине 5 км. В программе WSG не реализован расчет эллипса ошибок. Формальная ошибка локации для изучаемой территории оценивается соискателем приблизительно не менее 30 км.

Для землетрясений, зарегистрированных только одной станцией, использовался алгоритм программы EL (Event Location) [Асминг, 2004]. Чтобы определить местонахождение сейсмического события с помощью одной станции, алгоритм EL использует расстояние, определяемое разницей во времени $S-P$, и обратный азимут, вычисленный по поляризации P -волны. Глубина предполагается равной 5 км. Чтобы свести к минимуму возможную неопределенность местоположения таких землетрясений, были проанализированы только землетрясения с четкими приходами P - и S -волн, т. е. с высоким отношением сигнал/шум. Программа EL не реализует вычисление эллипса ошибок. Соискателем оценивается формальная ошибка локации ± 35 км для эпицентрального расстояния 200 км ($h=5$ км). Это, безусловно, менее надежный метод определения местоположения, но он все же дает представление о распределении эпицентров таких землетрясений.

Конечно, на основе данных только двух или одной станций и методов, реализованных в программах WSG и EL, мы получаем очень неточные результаты локации. Но и они дают представление о распределении эпицентров низкомagnitude землетрясений. И как будет показано ниже, это распределение в общих чертах соответствует распределению эпицентров, вычисленных на основе данных трех и более сейсмических станций.

Всего в зоне перехода «континент–океан» с октября 2011 г. по ноябрь 2020 г. было зарегистрировано 192 землетрясения (Приложение Б). Только 87 землетрясений зарегистрировано тремя и более станциями (Приложение Б.1), 36 землетрясений зарегистрировано двумя станциями (Приложение Б.2). А 69 землетрясений зафиксировала только одна сейсмическая станция (Приложение Б.3). Магнитуды землетрясений M_L колеблются от 0.7 до 3.9 (Рис. 4.3.2а). Почти половина всех зарегистрированных землетрясений имеет магнитуду 2.1 или ниже. Землетрясения с магнитудой 3.0 или выше составляют всего 20% от общего числа. Таким образом, можно сказать, что в районе исследования в основном происходят землетрясения малой магнитуды.

Следует отметить, что на функционирование сейсмических станций на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля оказывали влияние и возникающие технические проблемы, и антропогенные факторы. Технические проблемы часто были связаны с

экстремальными условиями эксплуатации аппаратуры. Большая часть станций расположена в труднодоступных местах, поэтому оперативно устранять технические неполадки и проводить профилактические работы зачастую не представлялось возможным. Увеличение хозяйственной деятельности человека привело к значительному увеличению уровня техногенных шумов на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа, на котором установлена аппаратура станций ZFI2 и OMEGA. Поэтому количество и минимальные магнитуды зарегистрированных землетрясений сильно варьируют по годам (Рис. 4.3.2б). По этой причине на диаграмме распределения количества зарегистрированных землетрясений в зависимости от их магнитуды наблюдается несколько максимумов (Рис. 4.3.2а), в частности для магнитуд 2.1 и 2.9. Для этих магнитуд также имеются точки перегиба на графике повторяемости (Рис. 4.3.2в).

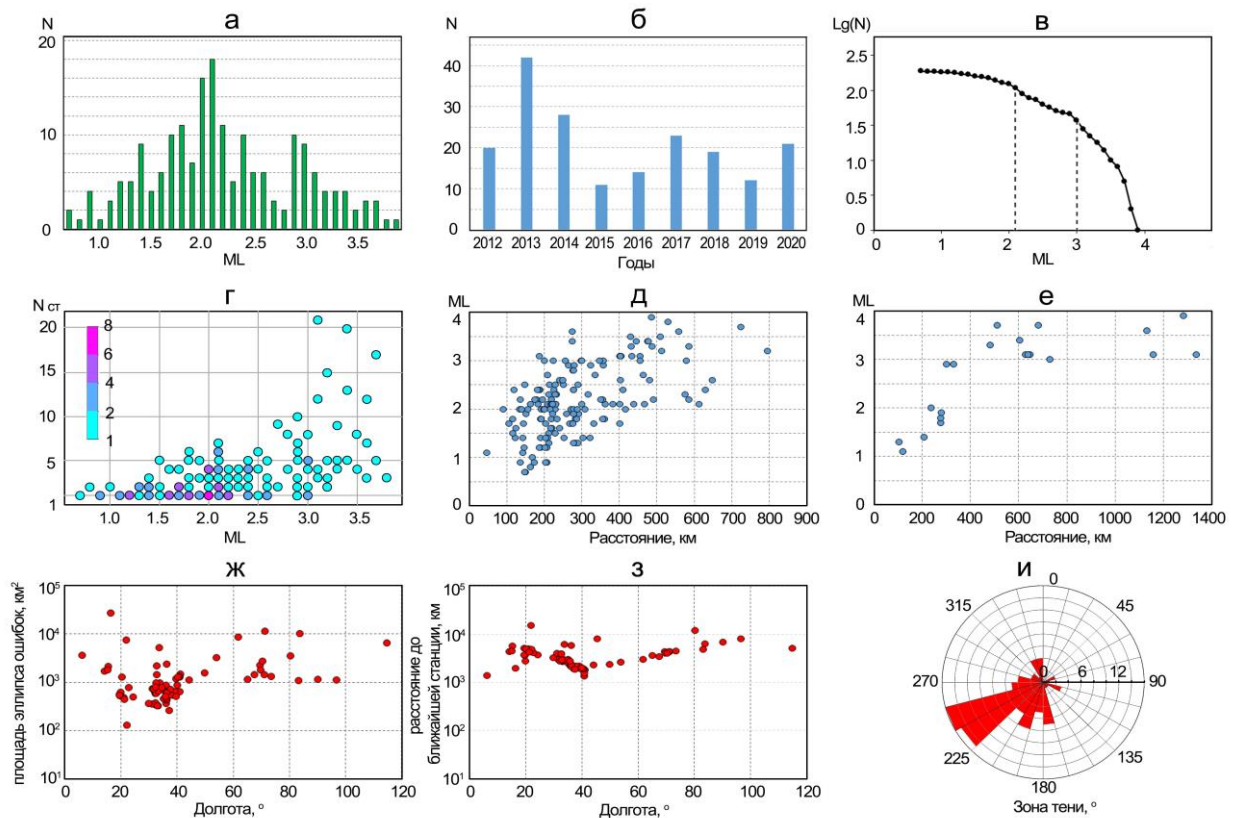


Рис. 4.3.2 – Анализ данных сводного каталога землетрясений, зарегистрированных в зоне перехода «континент–океан» с декабря 2011 по ноябрь 2020 г.: а – распределение количества зарегистрированных землетрясений по их магнитуде; б – распределение числа зарегистрированных землетрясений по годам; в – кумулятивный график повторяемости; г – количество станций, зарегистрировавших землетрясения в зависимости от их магнитуды; д, е – распределение магнитуд землетрясений в зависимости от расстояния до сейсмостанции ZFI (д) и SVZ (е); ж – распределение площади эллипса ошибок землетрясений в зависимости от широты; з – распределение значений расстояний от эпицентров землетрясений до ближайшей сейсмической станции в зависимости от широты; и – распределение значений зоны тени при локации зарегистрированных землетрясений

На рисунке 4.3.2г показано количество станций, зарегистрировавших землетрясения в зависимости от его магнитуды. Тремя станциями удалось зарегистрировать только землетрясения с магнитудой более 1.4. В то же время некоторые землетрясения с магнитудой до 3.0 были зарегистрированы только одной единственной станцией. Это также связано с техническими проблемами на ближайших к таким землетрясениям сейсмостанциях.

Рисунок 4.3.2д,е показывает распределение магнитуд землетрясений в зависимости от расстояния до сейсмической станции ZFI2 и SVZ. С расстояний до 430 км станция ZFI2 регистрировала землетрясения с магнитудами *ML* ниже 2.0, а с расстояний до 650 км – землетрясения с магнитудой ниже 3.0. В пределах расстояния 340 км попадает континентальный склон в пределах от 22° в.д. до 70° в.д. А в пределах расстояния 650 км – большая часть района исследования.

Для сейсмической станции SVZ не так много данных, т.к. станция начала функционировать только с 2016 г. С расстояний до 230 км станция SVZ регистрировала землетрясения с магнитудами *ML* до 2.0, а с расстояний до 330 км – землетрясения с магнитудой до 3.0. В пределах этих расстояний попадает только небольшая часть континентального склона в пределах нашего района исследования. Таким образом, возможности сейсмических станций по регистрации низкомагнитудных землетрясений в зоне перехода «континент–океан» западнее и восточнее архипелага Земля Франца-Иосифа различались.

На Рис. 4.3.2ж представлена зависимость площади эллипса ошибок от долготы для землетрясений, зарегистрированных тремя и более сейсмическими станциями. Общая точность решения зависит от долготы. Наименьшие эллипсы ошибок характерны для землетрясений из района от 20° до 40° в.д. Этот эффект объясняется геометрией сети для этого региона и значениями минимального расстояния до станции (Рис. 4.3.2з). Однако покрытие сети неудовлетворительно; в большинстве оценок местоположения очага значения зоны тени составляли от 165° до 270° (Рис. 4.3.2и).

В пределах района исследования эпицентры зарегистрированных землетрясений распределены в пространстве неравномерно (Рис. 4.3.3). Прослеживается четкая приуроченность эпицентров к отрицательным морфоструктурам континентального склона – желобам (грабенам) и положительным – поднятиям. Большая часть зарегистрированных землетрясений приходится на желобы Франц-Виктория и Св. Анны. В пределах самих желобов эпицентры землетрясений также расположены неравномерно.

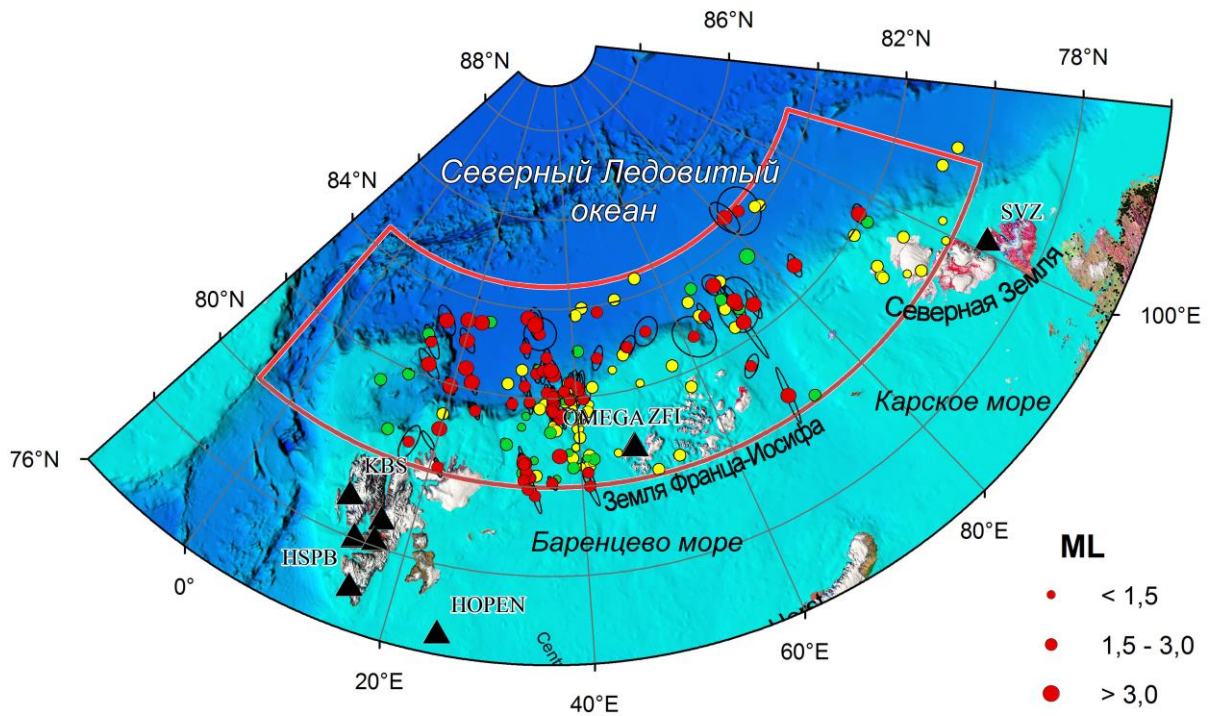


Рис. 4.3.3 – Распределение эпицентров землетрясений в пределах зоны перехода «континент–океан» за период с декабря 2011 по ноябрь 2020 г. Красными кружками указаны эпицентры землетрясений, зарегистрированные тремя и более сейсмическими станциями. Зелёными кружками – двумя станциями. Желтыми кружками – одной станцией

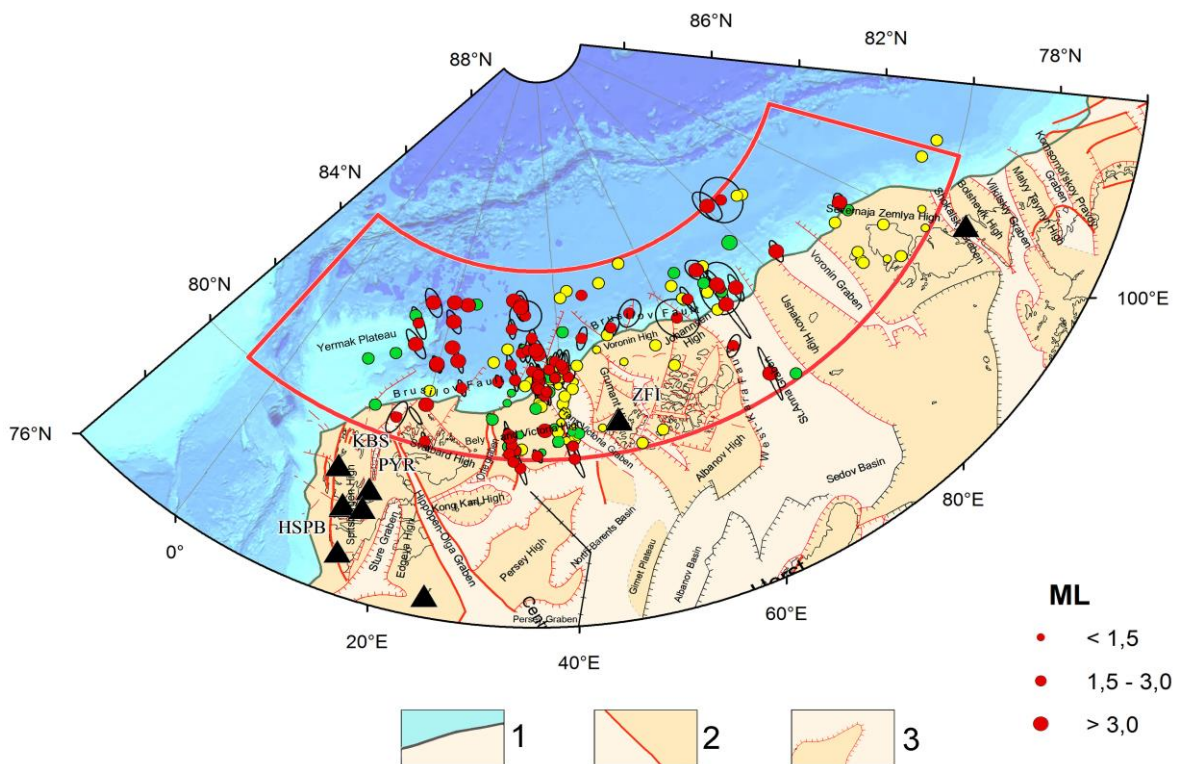


Рис. 4.3.4 – Распределение эпицентров землетрясений в пределах зоны перехода «континент–океан» за период с декабря 2011 по ноябрь 2020 г. и неотектонические структуры и тектонические разломы по [Атлас..., 2004]: 1 - край шельфа; 2 - главные неотектонические разломы; 3 – границы разрывных нарушений

В районе желоба Франц-Виктория эпицентры землетрясений тяготеют к нескольким его частям. Большинство эпицентров располагаются в устьевой части грабена, непосредственно у континентального склона, и на границе грабена с поднятием Белый и Виктория в его северной и южной частях. Сейсмическая активность наблюдается также в пределах о. Белый (Kvitøya), который также относится к поднятию Белый и Виктория. Часть эпицентров слабых землетрясений располагаются напротив устьевой части желоба Св. Анны.

В разделе 4.2 были уточнены основные параметры землетрясений западного сектора Российской Арктики за весь инструментальный период наблюдений. Было показано, что желоб Франц-Виктория является одним из основных после архипелага Шпицберген сейсмически активных районов Баренцево-Карского региона. За инструментальный период наблюдений в пределах желоба было зарегистрировано семь землетрясений с магнитудами $m_b(\text{ISC})$ не ниже 4.3, а два землетрясения 1908 и 1948 годов имели магнитуду не ниже 6.5. Таким образом, полученные в данном разделе результаты подтверждают высокую сейсмическую активность в районе желоба Франц-Виктория.

Эпицентры землетрясений, зарегистрированных в районе желоба Св. Анны, также тяготеют к его широкой устьевой части в районе континентального подножия. Часть землетрясений приурочены к центральной части желоба. Количество и магнитуда зарегистрированных землетрясений также может свидетельствовать о сейсмической активности данного района (Рис. 4.3.4).

Западнее желоба Франц-Виктория располагается желоб Орле. Его особенность в том, что исследования теплового потока показали аномально высокие значения – от 300 до 520 mW/m^2 , что почти в 10 раз выше уровня фоновых значений [Хуторской и др., 2009]. Такие значения характерны для всего желоба Орле и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобары 1200 м. Авторы исследования [Хуторской и др., 2009] предполагают в районе желоба деструкцию коры на всю ее мощность с внедрением в фундамент горячего мантийного вещества, что говорит об активной фазе развития грабена. Высокой температурой литосферы можно объяснить практически полное отсутствие здесь землетрясений. Только два землетрясения можно отнести к району желоба. Далее на запад в районе плато Ермака мы наблюдаем сейсмичность, приуроченную к склонам плато (Рис. 4.3.4).

Западнее архипелага Северная Земля расположен желоб Воронина. Желоб характеризуется полным отсутствием зарегистрированных землетрясений, что также является одной из особенностей распределения эпицентров в пределах района исследования (Рис. 4.3.4).

В работе [Morozov et al., 2015] на основе обобщения имеющихся геофизических, геотектонических и полученных сейсмических данных было высказано предположение, что преобладающим геодинамическим фактором, отвечающим за возникновение слабых землетрясений, является изостатическая компенсация лавинного осадконакопления в зоне перехода «континент–океан».

Сейсмическая активность также наблюдается в пределах о. Белый, который также относится к поднятию Белый и Виктория. В районе о. Белый 30 января 2013 г. произошло землетрясение магнитудой $M_L=3.4$. После этого землетрясения в течение пяти часов было зарегистрировано шесть землетрясений, которые являются афтершоками.

Рассеянная сейсмичность в пределах района исследования проявляется в окрестностях архипелагов Земля Франца-Иосифа и Северная Земля. С 2016 г., после начала функционирования на архипелаге Северная Земля сейсмической станции, в районе континентального склона были зарегистрированы землетрясения, но, во-первых, их количество недостаточно, чтобы говорить об определенной приуроченности к определенным тектоническим структурам, а во-вторых, практически все они обработаны по данным одной станции.

Таким образом, до 2000-х годов представление о сейсмичности зоны перехода «континент–океан» было весьма схематичным, что обусловлено удаленностью регистрирующих сейсмических станций и их малым количеством. Отмечалась лишь сейсмическая активность в районе желоба Франц-Виктория [Аветисов, 1996]. Увеличение в регионе в 2000-х годах количества сейсмических станций дало возможность начать здесь регистрацию низкомagnitude землетрясений.

Анализ результатов мониторинга за период с декабря 2011 по ноябрь 2020 г. позволил сделать следующие выводы:

- регион можно охарактеризовать как сейсмически активный. В течение периода наблюдений было зарегистрировано 192 землетрясения со значениями магнитуд от 0.7 до 3.9. Прослеживается приуроченность эпицентров зарегистрированных землетрясений как к отрицательным морфоструктурам континентального склона (грабенам/желобам), так и к положительным – поднятиям. В районе грабенов эпицентры землетрясений расположены неравномерно и тяготеют к их устьевым частям;

- наиболее сейсмически активными в регионе являются желобы Франц-Виктория и Св. Анны и поднятие Белый и Виктория. Преобладающим геодинамическим фактором, вероятнее всего, является изостатическая компенсация лавинного осадконакопления в зоне перехода «континент–океан»;

– грабене Орле землетрясений практически не происходило. Проведенные здесь исследования показали аномально высокие значения теплового потока – от 300 до 520 mW/m^2 , что почти в 10 раз превышает фоновое значение [Хуторской и др., 2009]. Этим и можно объяснить практически полное отсутствие землетрясений в районе грабена Орле. Практически полное отсутствие зарегистрированных землетрясений также отмечается в районе желоба Воронина.

4.4 Выводы главы 4

В течение XX и в начале XXI в. развитие инструментальных наблюдений в Баренцево-Карском регионе происходило неравномерно и это напрямую сказывалось на сейсмологической изученности этой территории. Имеется много работ по западной части Баренцево-Карского региона, которая имела хорошую инструментальную представительность практически в течение всего инструментального периода. Центральная и восточная части Баренцево-Карского региона, которые входят в западный сектор Российской Арктики, напротив, всегда имели слабую инструментальную представительность, поэтому эти районы редко становились объектом исследования сейсмичности. Исключение составляет архипелаг Новая Земля, где до 1990 г. функционировал ядерный полигон.

В ходе многолетних исследований по сведению, уточнению и унификации основных параметров, зарегистрированных в пределах западного сектора Российской Арктики землетрясений, и с применением совокупности решений, описанной в главе 2, создан новый уточнённый и унифицированный каталог землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г. Созданный каталог отражает зоны повышенной сейсмичности в районе желобов Франц-Виктория и Св. Анны, о. Белый, архипелагов Новая Земля и Северная Земля и позволил сформулировать рекомендации по изменению границ, значений максимально возможных магнитуд и глубин доменов ЛДФ-моделей карт ОСР-97 и ОСР-2016 для данного региона. Полученные в главе результаты являются частью доказательства третьего защищаемого положения.

ГЛАВА 5. СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

5.1 Постановка задачи и методика решения

Срединно-океанический хребет (СОХ) Гаккеля является арктической границей литосферных плит: Североамериканской и Евразийской (Рис. 5.1.1). Хребет Геккеля – прямое продолжение Атлантического срединно-океанического хребта в Арктический бассейн и Якутию. Хребет простирается субширотно примерно на 1800 км от 7° з.д. до 125° в.д. и обладает наименьшей скоростью спрединга среди всей системы СОХ. Скорость спрединга хребта колеблется от 15 мм/год до 6–7 мм/год. Спрединг на протяжении большей части хребта ортогонален, среднее простирание оси составляет 30°–50°, среднее направление растяжения – 120°–140°. Вдоль всего протяжения хребет Гаккеля не нарушен трансформными разломами, амплитуда крупнейших нетрансформных смещений не превышает 15 км [Гуревич и др., 2004; DeMets et al. 2010; Дубинин и др., 2013; Кохан, 2013].

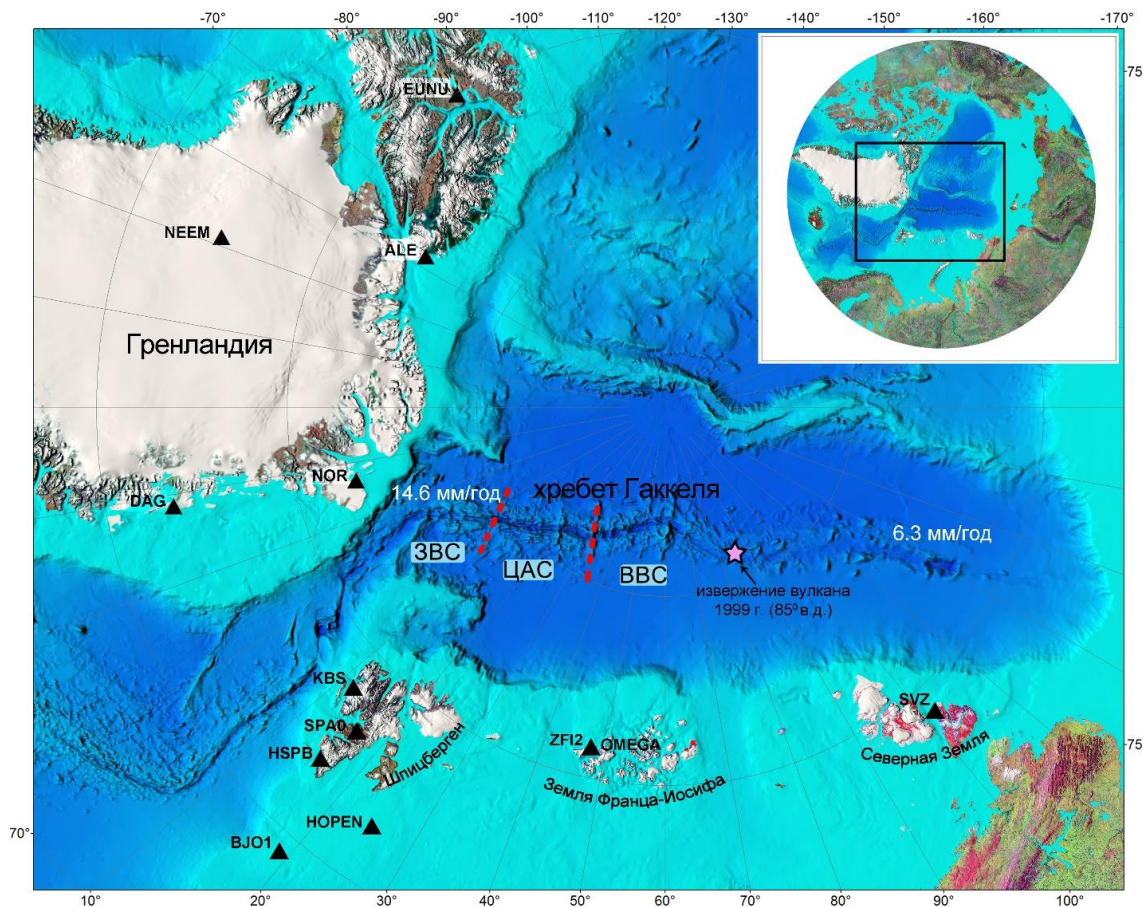


Рис. 5.1.1 – Батиметрическая карта Арктического региона с указанием срединно-океанического хребта Гаккеля и функционирующих в регионе стационарных сейсмических станций. Пунктирные линии делят хребет Гаккель на сегменты: Западный вулканический сегмент (ЗВС), центральный амагматический сегмент (ЦАС) и восточно-вулканический сегмент (ВВС). Черными треугольниками отмечены сейсмические станции

Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий, основанная на представлении о развитии верхнемантийной конвекции под континентом, обусловленной процессом субдукции Тихоокеанской литосферы под Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты, отражена в работах [Лаверов и др., 2013; Лобковский и др., 2021]. Хребет Гаккеля возник в результате вклинивания в Арктику срединно-атлантического хребта, что привело к образованию глубоководного Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Хребет Гаккеля является самым молодым сегментом СОХ и имеет кайнозойский возраст.

Обобщению информации о зарегистрированных в пределах срединно-океанического хребта Гаккеля землетрясениях ($c\ mb>4$) за весь период инструментальных сейсмических наблюдений посвящены следующие работы [Fujita et al., 1990; Аветисов, 1996; Engen et al., 2003; Schlindwein et al., 2015]. В частности, в работе [Аветисов, 1996] отмечается, что сейсмический пояс, трассирующий хребет Гаккеля, имеет практически постоянное простирание и среднюю ширину, не превышающую 20–30 км. Наиболее заметные отклонения эпицентров от осевой линии устанавливаются на участке между 40 и 80° в.д., где практически линейный фрагмент пояса длиной порядка 300 км смещен к северу на 100–120 км в своей западной части и далее на восток относительно плавно выходит на генеральную осевую линию.

В работе [Кутинов и др., 2016] на основе анализа сейсмичности, фокальных механизмов очагов землетрясений, направления векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений получена модель современной геодинамики срединно-арктического хребта в целом и хребта Гаккеля в частности. В пределах хребта установлено сложное напряженно-деформируемое состояние земной коры. Поля напряжений и деформаций с юго-востока на северо-запад изменялись три раза. То есть в слоисто-блоковой среде послойно, а в отдельных блоках и во времени меняется напряженно-деформированное состояние литосферы, которое напрямую зависит от направления осей сжимающих напряжений.

Экстремальные климатические и географические условия накладывают ограничения на доступность проведения научных исследований хребта Гаккеля. Однако благодаря проведению в последнее время крупных экспедиций появились дополнительные подробные геофизические данные по хребту. Прежде всего, это исследования в рамках программы «SCICEX» (SCence ICe EXercises program, 1995–1999 гг.) [Edwards et al. 2001] по использованию атомных подводных лодок в серии несекретных научно-исследовательских экспедиций в Северном Ледовитом океане. В частности, в 1998 г. и 1999 г. (подпрограммы «SCICEX98» и «SCICEX99») были получены подробные батиметрические и гравиметрические данные по хребту Гаккеля в пределах участка от 8°

до 96° в.д. и шириной в 50 км в каждую сторону от оси хребта [Edwards et al. 2001; Cochran et al. 2003; Cochran, 2008].

В 2001 г. была проведена международная экспедиция «AMORE2001» (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) [Thiede, Oerter, 2002] на борту двух исследовательских ледоколов (немецкого «Polarstern» и американского «Healy») с целью изучения морфологических, геофизических и петрологических характеристик осевой зоны ультрамедленного хребта Гаккеля. Был получен большой объем данных, который позволил изучить структуру и особенности аккреции коры в пределах хребта. Среди других открытий в ходе экспедиции на хребте были обнаружены гидротермальные проявления в виде черных курильщиков (black smokers).

В 2007 г. Океанографический институт в Вудс-Хоуле (Woods Hole Oceanographic Institution) провел международную экспедицию «AGAVE» (Arctic Gakkel Vents Expedition) [Sohn R.A. et al., 2007; Sohn R.A. et al., 2008] с целью изучения геологических, химических и биологических характеристик гидротермальных источников на хребте Гаккеля. В ходе экспедиции сделано несколько важных открытий, включая обнаружение вулканической цепи в районе 85° в.д. и неконсолидированных фрагментированных пирокластических вулканических отложений, охватывающих большие участки морского дна вблизи вулканов. В этих отложениях изменчивость концентрации вещества в 10 раз выше, чем в магмах «нормальных» срединно-океанических хребтов.

Большое количество экспедиций в разное время было проведено сотрудниками ВНИИОкеангеологии имени академика И.С. Грамберга. Были обнаружены и оконтурены главные морфоструктуры Арктического бассейна, определена мощность и изучена структура осадочного чехла, получены уникальные данные о глубинном строении земной коры. Основные результаты экспедиций публикуются в сборниках «Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона», например, [Геолого-геофизические характеристики ..., 2012].

На основании полученных с помощью экспедиционных исследований геолого-геофизических данных, на хребте Гаккеля выделяют три крупных сегмента: западный вулканический (ЗВС, простирается от 7° з.д. до 3° в.д.), центральный амагматический (ЦАС, простирается от 3° в.д. до 30° в.д.), восточный вулканический (ВВС, от 30° в.д. до 94° в.д.) [Cochran et al. 2003; Michael et al. 2003; Dick et al, 2003] (Рис. 5.1.1). Некоторые исследователи проводят дополнительную сегментацию хребта и выделяют от 7 до 9 подсегментов [Engen et al., 2003; Гуревич и др., 2004].

Анализ геолого-геофизической информации, а также результаты численного и экспериментального моделирования позволили исследователям в работе [Дубинин и др.,

2013; Кохан, 2013] выявить для ультрамедленных спрединговых хребтов главные факторы, влияющие на структурообразование и особенности магматизма. Для хребта Гаккеля – это наиболее низкие скорости спрединга в условиях изменяющейся вдоль их длины степени прогрева мантии и геометрии спрединга. Соотношение эндогенных процессов также меняется вдоль простиранья хребта, а именно при преобладании тектонического фактора в структурообразовании; на отдельных участках значительную роль играют магматические и метаморфические процессы.

Аналізу проявления слабой сейсмичности в пределах хребта Гаккеля посвящены работы [Kristoffersen et al., 1982; Schlindwein et al., 2007; Рогожин и др., 2016а,б; Morozov et al., 2016, 2021]. В частности, в 1979 г. во время дрейфа ледовой станции FRAM I [Kristoffersen et al., 1982] была зарегистрирована микросейсмичность в пределах срединно-океанического хребта Гаккеля. Было зарегистрировано и локализовано около 20 региональных землетрясений на расстояниях от 15 до 100 км с магнитудой m_b в диапазоне от 1.0 до 4.0.

В ходе экспедиции «AMORE2001» производилась регистрация слабых землетрясений с помощью малых апертурных сейсмических групп. Каждая группа состояла из четырех трехкомпонентных сейсмометров, установленных на лед около разных участков хребта. Все группы зафиксировали многочисленные микроземлетрясения (с $M < 2.0$) в центральной рифтовой долине и на его флангах, которые авторы [Schlindwein et al., 2007] интерпретируют как тектонические землетрясения. Был зарегистрирован рой микроземлетрясений, локализованный с высокой точностью в районе вулканической гряды в рифтовой долине, и на основании этого, выдвинуто предположение о магматической природе этих микроземлетрясений [Schlindwein et al., 2007].

Благодаря геофизическим экспедициям 1999–2001 гг. («SCICEX», «AGAVE», «AMORE2001» и ВНИИОкеангеологии) в настоящее время по хребту Гаккеля имеются подробные батиметрические, гравиметрические, магнитометрические, петрологические и сейсмические (с $m_b > 4.0$) данные. Однако до сих пор мы имеем слабое представление об особенностях распределения низкомагнитудных землетрясений в пределах хребта.

В статье [Schlindwein et al., 2015] были проанализированы все доступные данные о сейсмичности в районе хр. Гаккеля и на этом основании сделан вывод, что для объяснения протекающих здесь процессов необходимо получить сейсмические данные, которые ликвидируют разрыв в охвате магнитуд между очень локальными и краткосрочными исследованиями сейсмичности на льдинах и телесеизмическими записями. Также авторами статьи отмечается, что необходимы долгосрочные наблюдения с использованием донных сейсмометров, которые исследуют очевидные различия в сейсмичности между западным

вулканическим сегментом хребта и центральным амагматическим сегментом, охватывающие также события магнитудой 2.0–4.0. Ниже будет показано, что благодаря установке стационарных сейсмических станций на арктических архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля появилась возможность регистрировать и лоцировать происходящие в районе хребта Гаккеля землетрясения с представительной магнитудой от 2.5.

С 2011 г. были возобновлены стационарные инструментальные сейсмические наблюдений на архипелаге Земля Франца-Иосифа, благодаря установке сейсмических станций ZF1 и ZF12 (код сети АН, Архангельская сейсмическая сеть, DOI <https://doi.org/10.7914/SN/АН>) [Antonovskaya et al., 2020]. Это позволило уменьшить значения минимальной и представительной магнитуд регистрации для западной и центральной частей хребта Гаккеля и положило начало совместной регистрации с сейсмическими станциями на архипелаге Шпицберген низкомagnitude землетрясений и анализу распределения их эпицентров в пространстве и во времени.

Однако восточнее 80° в.д. на хребте Гаккеля низкомagnitude землетрясения отсутствовали в сейсмическом каталоге ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (код сети АН). Это было связано с увеличением значения минимального магнитудного порога регистрации для этой части хребта из-за удаленности сейсмических станций. Чаще всего низкомagnitude землетрясения регистрировались только одной станцией ZF12 и из-за этого они не лоцировались [Morozov et al., 2016].

В 2016 г. на архипелаге Земля Франца-Иосифа была установлена новая сейсмическая станция OMEGA, оснащенная датчиком CMG-3T-Polar+. И в ноябре этого же года на архипелаге Северная Земля начала функционировать сейсмическая станция SVZ, оснащенная датчиком CMG-6TD [Antonovskaya et al, 2020]. Благодаря этому появилась возможность регистрировать и лоцировать совместно с сейсмическими станциями архипелага Шпицберген низкомagnitude землетрясения восточной части хребта Гаккеля в районе с координатами от 80° в.д. до 115° в.д. [Morozov et al., 2021]

Этот район хребта Гаккеля – очень интересен для исследователей. В 1999 г. на хребте Гаккеля в районе 85° в.д. (Рис. 5.1.1) произошло уникальное и интересное явление, которое нашло своё отражение в большом количестве опубликованных научных статей [Müller, Jokat, 2000; Tolstoy et al, 2001; Riedel, Schlindwein, 2010; Korger, 2013]. С января по сентябрь 1999 г. станциями мировой сети был зарегистрирован рой землетрясений, состоящий из более 200 землетрясений с магнитудами *m_b* от 3.2 до 5.8. Этот рой – самый сильный из когда-либо зарегистрированных в срединно-океанических хребтах роёв землетрясений. Кроме того, в этом месте скорость спрединга составляет только около 10 мм/год. Благодаря

анализу геофизических данных, полученных в рамках экспедиций «SCICEX», «AMORE2001» и «AGAVE», а также анализу волновых форм станций мировой сети [Müller, Jokat, 2000; Riedel, Schlindwein, 2010] было получено явное свидетельство о мощном взрывном вулканизме на глубине около 4000 м.

В данной главе представлены результаты многолетних стационарных сейсмических наблюдений за современной сейсмичностью хребта Гаккеля и роевыми последовательностями. Исследование было проведено с использованием совокупности решений, описанной в главе 2. Сейсмический мониторинг хребта Гаккеля проводился на основе данных сейсмических станций Архангельской сети код (сети АН), функционирующих на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (Рис. 5.1.1). Дополнительно привлекались данные зарубежных сейсмических станций, функционирующих преимущественно на архипелаге Шпицберген, через официальные сайты FDSN [FDSN, 2022], GEOFON [GEOFON, 2022] и ORFEUS [ORFEUS, 2022].

В пределах хр. Гаккеля из-за удаленности сейсмических станций низкомagnitude землетрясения также регистрируются разным количеством станций. Некоторые землетрясения регистрируются тремя и более станциями, другие – только двумя станциями. Для землетрясений, которые регистрировались тремя и более станциями, параметры гипоцентров вычисляются в программе NAS (new association system) [Asming, Prokudina, 2016; Fedorov et al., 2019]. Для локации землетрясений, зарегистрированных только двумя станциями, используется программа WSG (windows seismic grafer), разработанная в ФИЦ ЕГС РАН [Акимов, Красилов, 2020]. Применяется метод «circle and chord» [Havskov et al., 2009], при котором эпицентр определяется по пересечению эпицентральных окружностей, рассчитанных по времени $S-P$.

Существует множество способов и приемов идентификации групповых (кластерных) землетрясений и разделения их на различные группы, относящиеся к афтершокам, форшокам, роям и даже связанные с трассированием линейной трещиноватой структуры земной коры [Frohlich, Davis, 1990; Молчан, Дмитриева, 1991; Мирзоев, 1992; Baiesi, Paczuski, 2004; Смирнов, 2009; Писаренко, Родкин, 2019]. Ограничением применения стандартных методов в случае хребта Гаккеля является немногочисленность и неполнота имеющихся для этого региона в каталогах данных и низкий (ниже уровня представительной магнитуды) энергетический уровень некоторых роев землетрясений. В настоящем же исследовании авторы применили к итоговому каталогу [Morozov, Vaganova, 2023] алгоритм одиночных связей по [Frohlich, Davis, 1990], при котором из N землетрясений отдельные землетрясения сначала связываются со своими ближайшими соседями (в пространстве и времени), чтобы сформировать подгруппы событий. Затем

процесс повторяется, и каждая подгруппа рекурсивно связывается со своим ближайшим соседом, пока не будут найдены все звенья (группы), соединяющие все землетрясения. Расстояние между событиями в таком пространстве-времени определяется как

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

где d – расстояние в километрах между эпицентрами событий, t – разница во времени происхождения этих событий в днях. В [Frohlich, Davis, 1990] предполагают, что $C = 1 \frac{\text{км}}{\text{д}}$.

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

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

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

Для нашего каталога землетрясений значение $D = 29.73$ км. Используя этот критерий, события объединяются в кластеры, где каждое событие имеет хотя бы одного соседа с расстоянием меньше D .

Каждая из выделенных групп исследовалась на наличие или отсутствие в ней главного сильного толчка. В случае, если группа событий имеет ярко выраженный сильный толчок с последующим убыванием числа событий в соответствии с законом Омори [Omori, 1894], то мы имеем дело с афтершоковой последовательностью. Если же частота и магнитуда событий слабо меняются со временем, то такое скопление будет являться роем землетрясений. Дополнительно, авторы придерживались следующей логики. Учитывая высокий порог регистрации землетрясений, вполне вероятно, что афтершоковые последовательности, с быстро уменьшающейся магнитудой, создают группы только с несколькими землетрясениями выше порога регистрации, тогда как в рядах магнитуды землетрясений не убывают со временем. В [Schlindwein, 2012] группы, состоящие из восьми и более землетрясений, с большой вероятностью относились к роевым последовательностям. В данном исследовании так же анализировались рои землетрясений, состоящие из восьми и более землетрясений.

При регистрации ограниченным числом сейсмических станций роевых последовательностей низкомagnitudeных землетрясений в пределах хребта Гаккеля применялся метод относительной локации сравнительно сильного землетрясения (arrival-time difference (ATD) technique) [Spence, 1980]. В процедуре ATD используется набор разностей времен прихода P - и S -волн, которые получены по данным нескольких станций, зарегистрировавших опорное событие с известными параметрами очага и соседнее событие

с неизвестными параметрами. Если оба события расположены близко друг к другу (менее 10% от среднего гипоцентрального расстояния), их траектории луча почти одинаковы. В этом случае аномалии в скоростной модели пренебрежимо малы, а различия во времени прихода, как правило, связаны со смещением в пространстве соседнего события относительно эталонного.

5.2 Пространственно-временное распределение эпицентров землетрясений

Для разных фрагментов хребта Гаккеля техническая возможность регистрации низкомagnitude землетрясений появилась в разное время. После возобновления в 2012–2015 гг. инструментальных сейсмических наблюдений на арх. Земля Франца-Иосифа были зарегистрированы землетрясения в пределах хребта, прежде всего, в его западной части (до 80° в.д.). После введения в строй с 2016 г. стационарной сейсмической станции SVZ на архипелаге Северная Земля появилась техническая возможность регистрировать низкомagnitude землетрясения в пределах хребта восточнее 80° в.д.

За период с 2012 по 2022 г. в пределах хребта Гаккеля арктическими сейсмическими станциями сети АН было зарегистрировано 1225 землетрясений с магнитудами ML от 2.0 до 5.2 (Рис. 5.2.1) [Morozov, Vaganova, 2023]. На рисунке 5.2.2а представлено распределение магнитуд зарегистрированных землетрясений по времени.

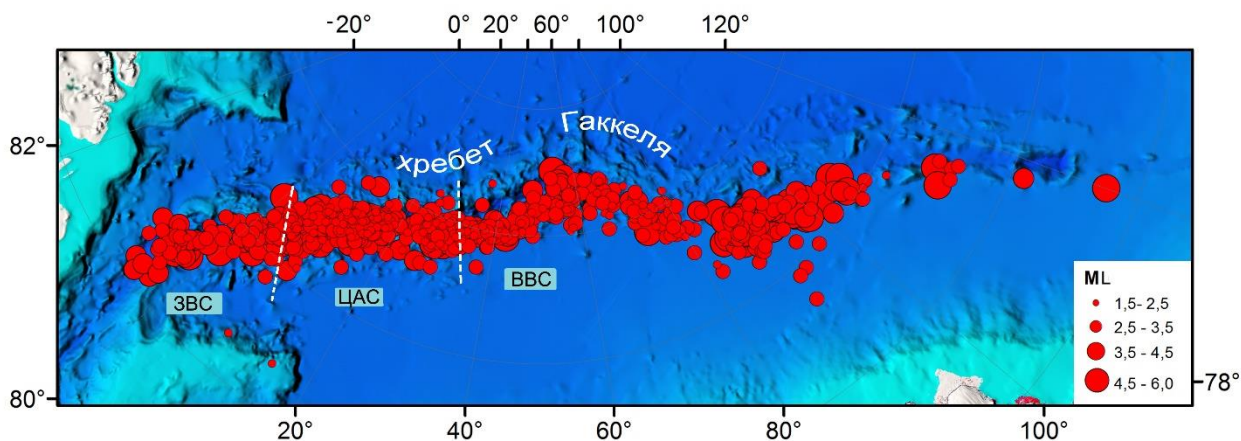


Рис. 5.2.1 –Карта распределения эпицентров землетрясений, зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля с 2012 по 2020 г.

Видно, что в период с 2015 по 2019 г. значение минимальной регистрируемой магнитуды увеличивалось до $ML_{\min}=2.5$, при том что в предыдущие и последующие годы этот уровень был 2.0. Изменение значения минимальной магнитуды в разные периоды может быть связано с постепенным введением в строй новых сейсмических станций на арктических архипелагах, заменой сейсмических датчиков на станциях и корректировкой амплитудно-частотной характеристики датчика на станции ZFI2. Также с 2015 г.

значительно увеличился уровень техногенных шумов. Это связано с усилением хозяйственной деятельности на о. Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа, на котором установлена сейсмическая аппаратура станций ZFI2 и OMEGA. Из-за экстремальных условий эксплуатации сейсмической аппаратуры и возросшей хозяйственной деятельности на сейсмических станциях иногда возникали технические неисправности. Труднодоступность территории не позволяла оперативно решать возникающие технические проблемы и проводить плановые профилактические работы на сейсмической аппаратуре.

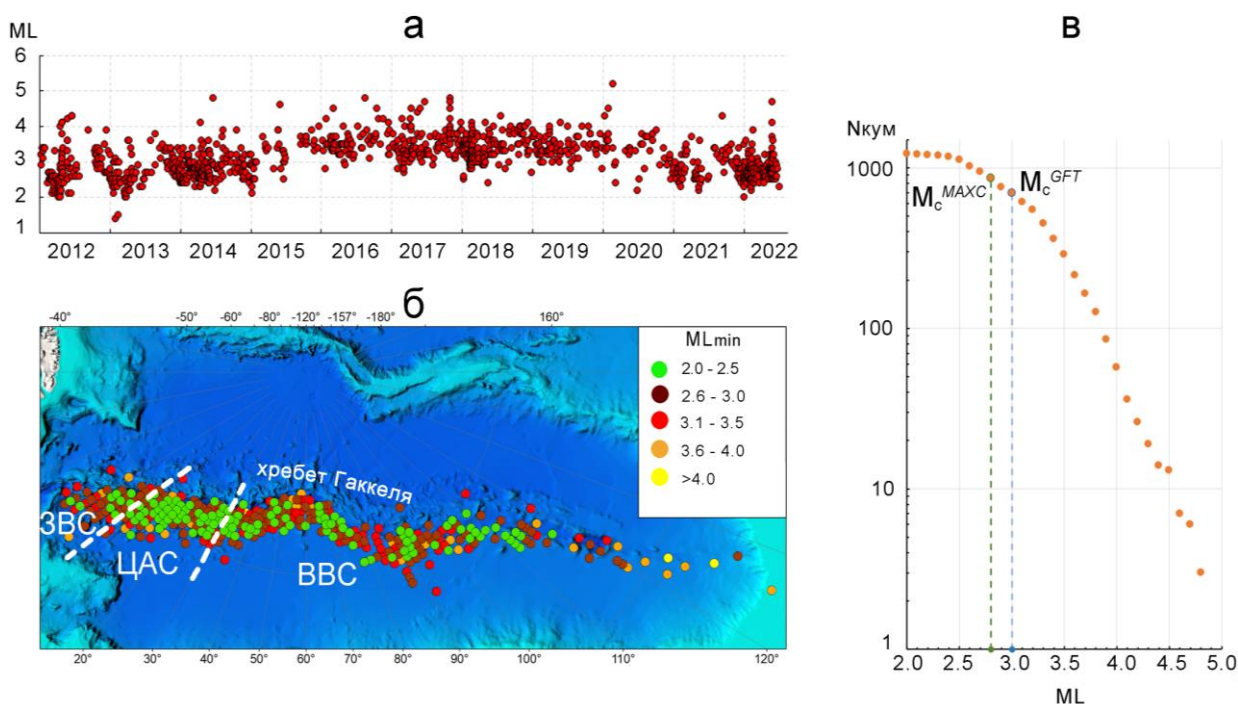


Рис. 5.2.2 – Распределение магнитуд землетрясений, зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля: а – распределение магнитуд зарегистрированных землетрясений по времени; б – распределение ML_{min} ; в – кумулятивный график повторяемости для всего хребта и определение представительного уровня магнитуд

Пространственное распределение минимальной магнитуды рассчитывалось в ячейках 1.5° широты \times 2.0° долготы (Рис. 5.2.2б). Преимущественно, землетрясения со значениями минимальной магнитуды ML от 2.0 до 2.5 регистрировались в пределах ЦАС и фрагментарно в ВВС.

Значения представительной магнитуды ML_C для всего хребта в целом (Рис. 5.2.2в) рассчитывались двумя методами – MAXC (Maximum Curvature) [Wyss et al., 1999] и GFT (Goodness-of-Fit test) [Wiemer, Wyss, 2000]. Значения ML_C вычислялись отдельно для каждого сегмента – ЗВС, ЦАС и ВВС. Дополнительно для ВВС значения ML_C вычислялись отдельно для разных временных периодов: с 2012 по 2016 г. и с 2017 по 2022 г. и для разных участков сегмента (от 30° до 62° в.д. и от 62° до 130° в.д.) (Табл. 5.1). Результаты расчетов

показали, что землетрясения регистрировались с представительными магнитудами от 2.5 до 3.3 в зависимости от участков и периода времени. На основе данных, полученных методом GFT был составлен каталог представительных землетрясений хребта Гаккеля.

Таблица 5.1 – Значения представительной магнитуды M_L

Сектор	Период времени	Значение M_L	
		Метод МАХС	Метод GFT
ЗВС	с 2012 по 2022 г.	3.0	3.0
ЦАС	с 2012 по 2022 г.	2.5	3.1
ВВС 30° в.д. – 62° в.д.	с 2012 по 2016 г.	2.8	2.6
	с 2017 по 2022 г.	3.3	3.2
ВВС 62° в.д. – 130° в.д.	с 2012 по 2016 г.	2.5	3.0
	с 2017 по 2022 г.	2.5	2.9

Распределение эпицентров представительных землетрясений, зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля в период с 2012 по 2022 г., показано на рисунке 5.2.3а,б. Наибольшее число эпицентров приурочено к району хребта, ограниченному координатами от 1.5° в.д. до 19.0° в.д. Левая граница этого района практически совпадает с границей между сегментами ЗВС и ЦАС. Далее вдоль хребта (до 26° в.д.) количество зарегистрированных землетрясений уменьшается. И только восточнее 26° в.д. количество зарегистрированных землетрясений снова увеличивается.

Приуроченность большинства эпицентров землетрясений к сегменту ЦАС может быть объяснена тем, что спрединг этого сегмента амагматичен. В пределах сегмента толщина коры минимальна, температура мантии понижена, а в структурообразовании преобладают тектонические, а не магматические и метаморфические процессы [Дубинин, 2013]. Однако приуроченности эпицентров сильных землетрясений ($mb > 4.4$) к району от 1.5° до 19.0° в.д. за весь период наблюдений не выявляется [Engen et al., 2003].

В пределах сегмента ЗВС землетрясений было зарегистрировано меньше, чем в ЦАС, а их эпицентры распределены неравномерно. Можно выделить район с границами от 5.0° до 3.0° з.д., к которому приурочена основная часть эпицентров.

Как уже говорилось, с 2016 г. появилась техническая возможность регистрировать низкомagnitude землетрясения для фрагмента хребта восточнее 80° в.д. Большинство эпицентров зарегистрированных там землетрясений приурочено к району в пределах 86°–96° в.д. (Рис. 5.2.3). В этой части хребта располагаются два вулканических центра: вблизи 85° в.д., где в 1999 г. произошло извержение подводного вулкана [Müller, Jokat, 2000; Korger, 2013], и в районе 93° в.д.

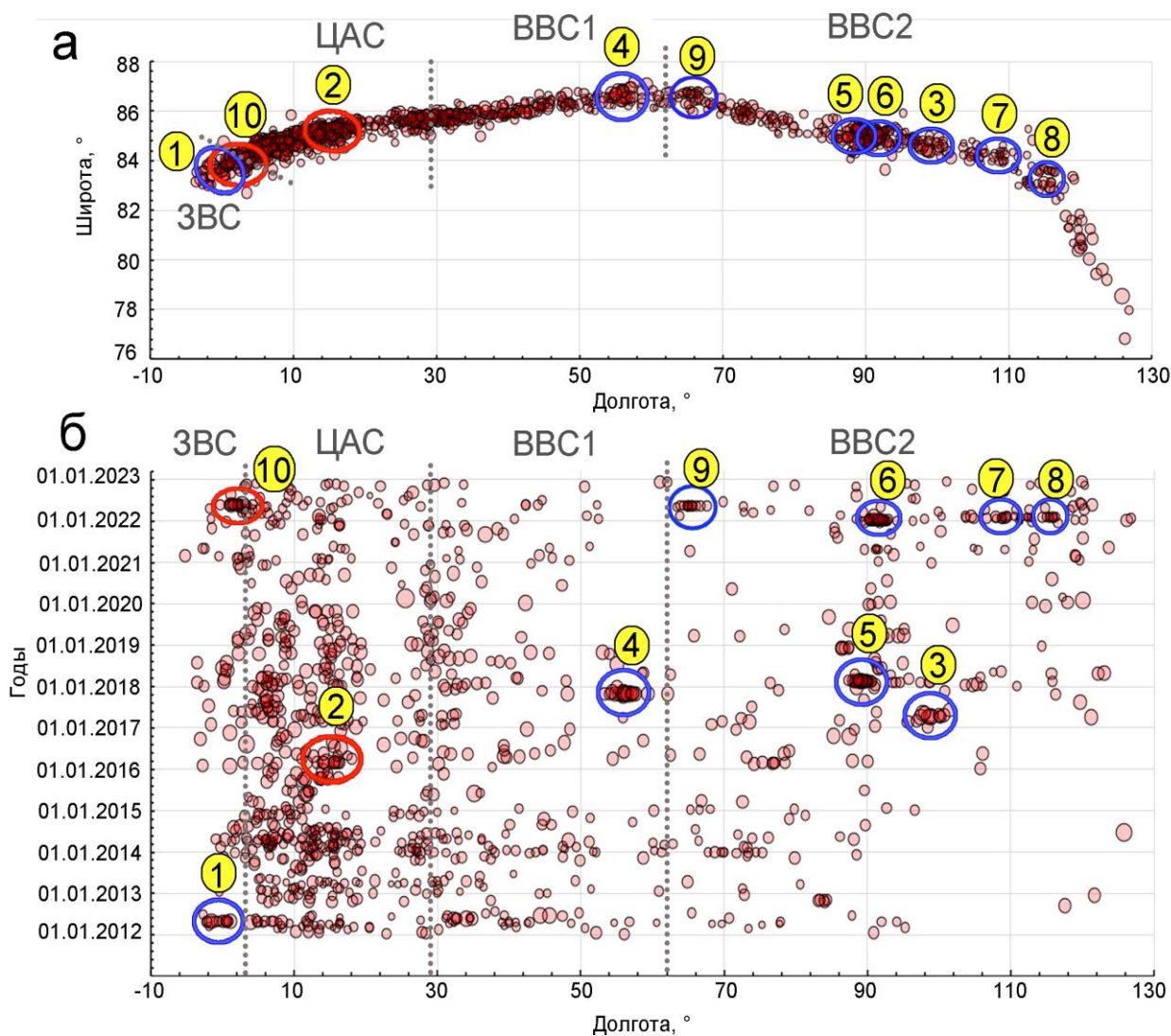


Рис. 5.2.3 – Распределение землетрясений хребта Гаккеля в пространстве и во времени: *а* – распределение представительных землетрясений в пространстве; *б* – распределение представительных землетрясений во времени. Овалами синего цвета выделены рои землетрясений, овалами красного цвета – афтершоковые последовательности. Цифрами указаны номера групп землетрясений из таблицы 5.2

Как следует из представленных на рисунке 5.2.3 данных, в общем потоке сейсмических событий на хребте Гаккеля наблюдаются периоды активизации сейсмичности и периоды затиший и скопления и группы событий, локализующиеся в определенном ареале пространства. В летние месяцы (с июля по сентябрь) уменьшение количества зарегистрированных землетрясений могло быть связано с сезонными вариациями чувствительности сейсмических станций на арктических архипелагах. Некоторые районы характеризуются отсутствием землетрясений в определенные периоды времени: например, участок от 48° до 63° в.д. с января 2019 г. по май 2022 г. Часть землетрясений формируют рои с практически одинаковыми диапазонами магнитуд, которые отражают активные процессы, протекающие в данное время и в данном месте.

5.3. Роевая сейсмичность

Из общего каталога землетрясений, зарегистрированных в пределах хребта Гаккеля, были выделены 10 групп землетрясений, содержащих более 8 событий. Далее каждая выделенная группа исследовалась на наличие или отсутствие в ней главного сильного толчка. В случае, если группа событий имела ярко выраженный сильный толчок с последующим убыванием числа событий, можно было в соответствии с законом Омори [Omori, 1894] говорить об афтершоковой последовательности. Если же частота и магнитуда событий слабо менялись со временем, такое скопление считалось роем землетрясений. Две из 10 групп были квалифицированы как афтершоковые последовательности, остальные – как рои.

Таблица 5.2 – Параметры кластеров землетрясений хребта Гаккеля, выделенных из каталога за период 2012 – 2022 гг.

Группа	Продолжительность сейсмической активности	Координаты	Число событий	Магнитуда $ML_{\min} - ML_{\max}$	Тип (рой/афтершоки)
1	19.04.2012 – 01.05.2012	Lat 83.67 – 84.03 Lon -2.21 – 0.84	17	2.8 – 4.4	Рой 1
2	01.03.2016 – 04.03.2016	Lat 84.96 – 85.21 Lon 11.79 – 16.27	8	3.3 – 4.5	Афтершоки. Главный толчок 01.03.2016 г. $ML=4.5$
3	07.04.2017 – 13.05.2017	Lat 84.84 – 84.95 Lon 98.11 – 100.73	10	3.4 – 4.6	Рой 3
4	28.10.2017 – 16.11.2017	Lat 86.68 – 87.20 Lon 51.84 – 59.35	14	3.6 – 5.1	Рой 4
5	14.02.2018 – 23.02.2018	Lat 85.00 – 85.43 Lon 87.31 – 90.65	52	2.9 – 4.5	Рой 5
6	29.12.2021 – 21.01.2022	Lat 84.80 – 85.32 Lon 89.40 – 93.22	33	2.3 – 3.5	Рой 6
7	09.01.2022 – 08.02.2022	Lat 84.14 – 84.380 Lon 106.57 – 111.21	10	2.4 – 3.5	Рой 7
8	31.01.2022 – 14.02.2022	Lat 83.31 – 83.67 Lon 114.00 – 116.25	10	2.5 – 3.0	Рой 8
9	04.05.2022 – 18.05.2022	Lat 86.43 – 86.85 Lon 66.38 – 67.90	17	2.5 – 2.9	Рой 9
10	21.05.2022 – 31.05.2022	Lat 84.07 – 84.31 Lon 1.02 – 3.47	14	2.5 – 4.7	Афтершоки. Главный толчок 21.05.2022 г. $ML=4.7$

Семь из восьми роев были зарегистрированы в пределах ВВС, один – в ЗВС (Рис. 5.2.3). Три роя в пределах ВВС зарегистрированы восточнее 93° в.д., где в настоящее время вулканические центры по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным не выявлены. В пределах ЦАС выявлена только одна афтершоковая последовательность. Отсутствие роевых землетрясений в пределах ЦАС может быть объяснено тем, что спрединг этого сегмента амагматичен. В структурообразовании этой части хребта

преобладают тектонические, а не магматические и метаморфические процессы [Дубинин, 2013].

Выявленные рои включают от 8 до 52 землетрясений с магнитудами ML от 2.3 до 5.1 (Рис. 5.3.1). Для каждого роя магнитуды землетрясений распределялись в диапазоне шириной не более 1.6 единиц. В течение времени землетрясения в роях происходили неравномерно и волнообразно с активизациями на протяжении одних–двух суток, что может косвенно свидетельствовать о наличии определённых стадий в вулканотектонических процессах хребта.

В работе [Schlindwein, 2012] при анализе роевых землетрясений по телесеismicким данным за период с 1976 по 2008 г. наблюдалась ситуация, когда было выявлено семь крупных роев и только один произошёл в пределах ЗВС, остальные – в ВВС. Два из семи роев были зарегистрированы восточнее 93° в.д. Районы, в которых были зарегистрированы рои по телесеismicким данным, практически совпадают с районами, для которых выявлены низкомагнитудные рои (Рис. 5.3.2). Это может свидетельствовать о высокой интенсивности вулканотектонических процессов, протекающих в данных участках хребта.

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

Напротив, для одного района, в котором располагается вулканический центр $\sim 85^\circ$ в.д. и для которого в [Schlindwein, 2012] было выявлено два роя – небольшой в 1982 г. и крупный рой в 1999 г. – не выявлены современные роевые последовательности (Рис. 5.3.2). Возможно, после крупного взрывного вулканизма в данном районе вулканотектонические процессы заметно потеряли свою интенсивность и вулканический центр в настоящее время не активен.

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

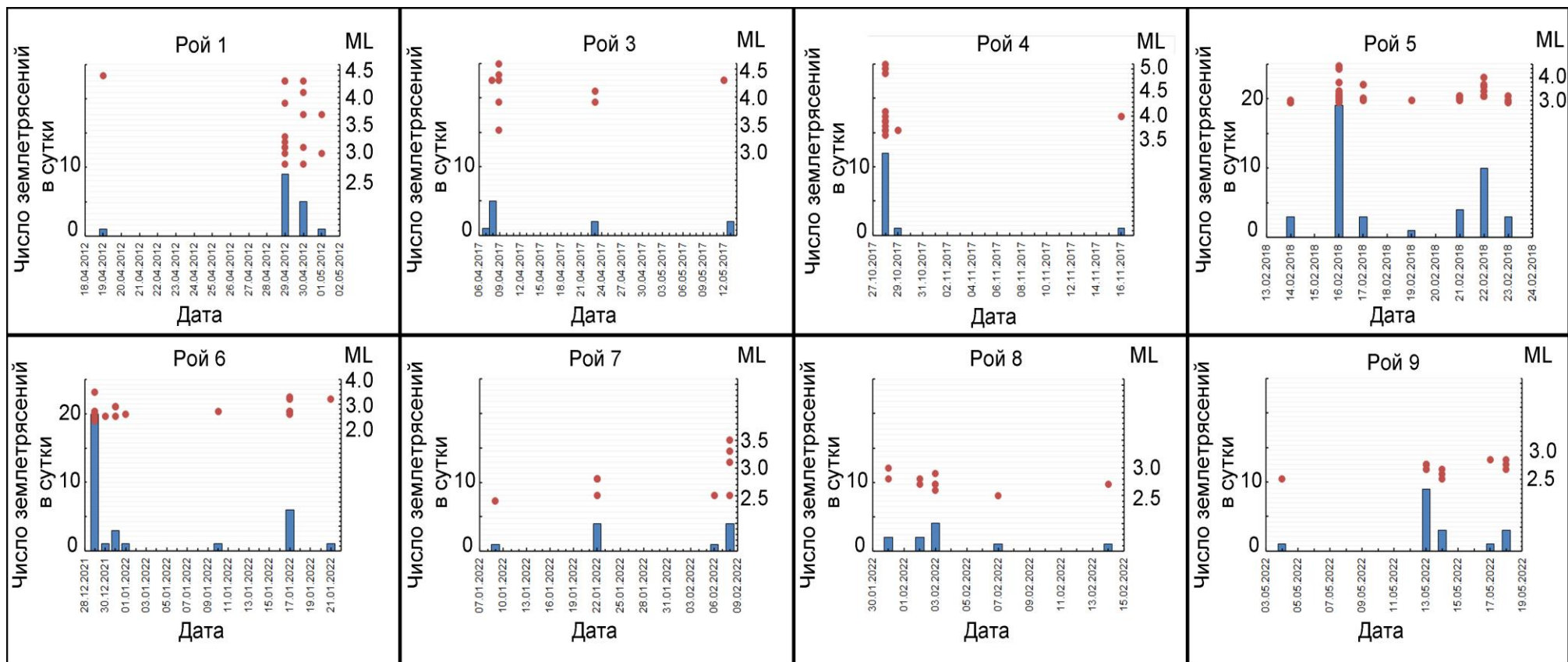


Рис. 5.3.1 – Распределение землетрясений в роях по количеству событий и их магнитудам

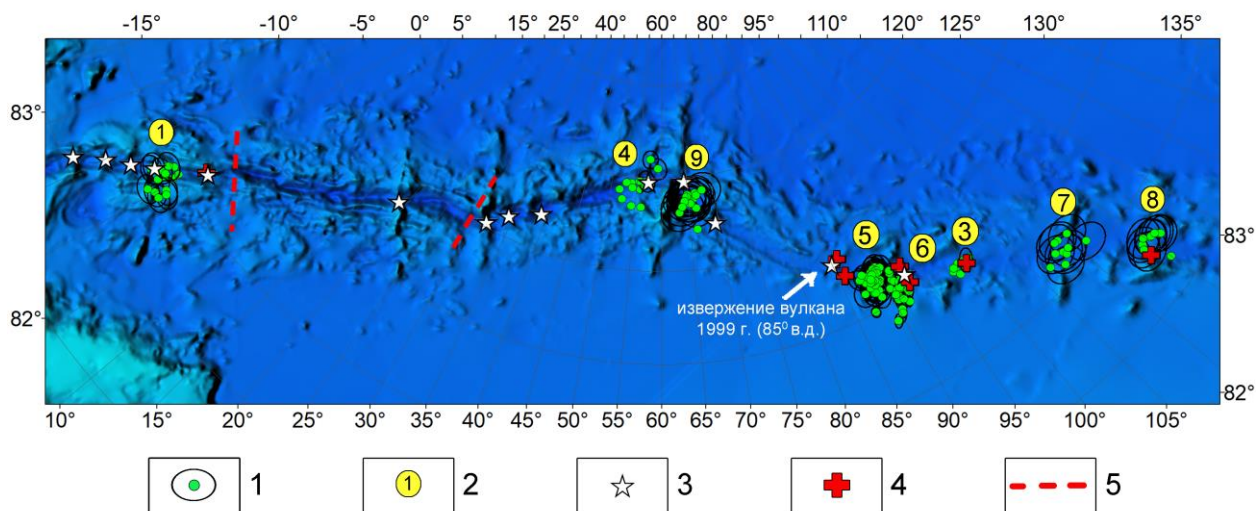


Рис. 5.3.2 – Распределение роевых последовательностей вдоль хребта Гаккеля: 1 – эпицентры землетрясений роёв и их эллипсы ошибок; 2 – номер роя землетрясений из Табл. 2; 3 – вулканические центры; 4 – зоны роёв по [Schlindwein, 2012]; 5 – границы суперсегментов хребта

Во времени выявленные рои также распределены неравномерно (Рис. 5.2.3). Можно выделить определённые периоды активизации. В 2012 г. был зарегистрирован только один рой (№ 1) и, возможно, это связано со слабыми регистрационными возможностями сети в тот период, т.к. функционировала только одна станция на архипелаге Земля Франца-Иосифа. Через пять лет в течение 2017 г. – начала 2018 г. было зарегистрировано три роя (№№ 3, 4, 5). Ещё через пять лет в течение первой половины 2022 г. было зарегистрировано четыре роя (№№ 6, 7, 8, 9). Временной период наблюдений в 10 лет недостаточен для формулирования определённых закономерностей. Однако, на данный момент мы можем отметить признаки 5-летнего периода активизации роевых последовательностей на хребте Гаккеля, который, безусловно, требует дополнительной проверки.

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

Согласно карте магнитных аномалий [Gaina et al., 2011] (Рис. 5.3.3а), часть роёв (№№ 1, 3, 4, 6) можно приурочить к областям положительной магнитной аномалии разной степени интенсивности, обусловленной процессами магматической интрузии. Рои №№ 5 и 8 располагаются в областях слабой отрицательной магнитной аномалии. Более того, рои №№ 5, 6, 7 и 9 располагаются в районах крупных поперечных разломов (Рис. 5.3.3б).

Заметные отличия в условиях, при которых произошли разные рои, свидетельствует о сложных причинно-следственных связях между сейсмичностью, магматизмом и крупными разломами. Возможно, крупные разломы играют роль проводящих путей при распространении магмы вдоль оси, порождая движение флюидов в магматических очагах и вулканическую сейсмичность.

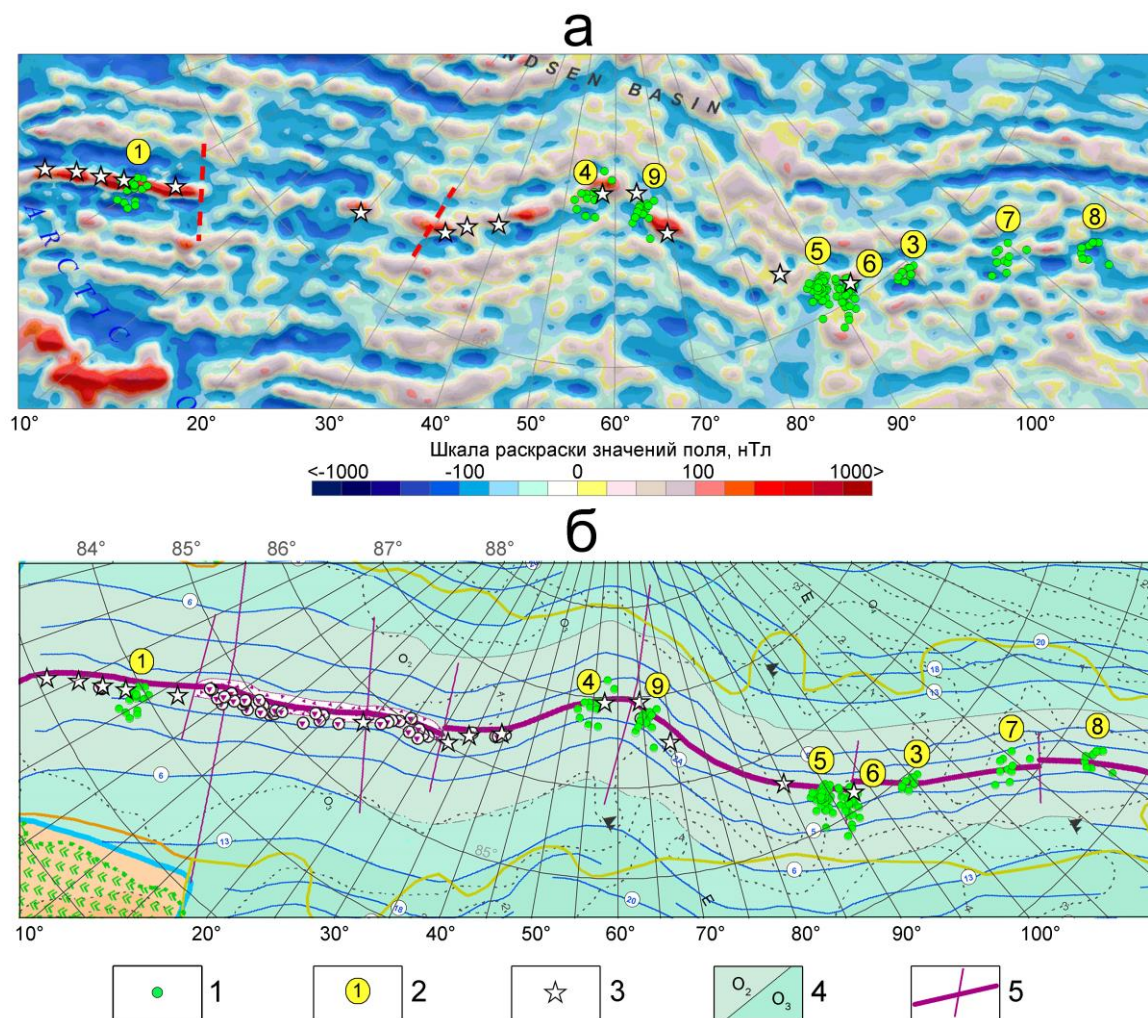


Рис. 5.3.3 – Фрагменты карты магнитных аномалий [Gaina et al., 2011] (а) и тектонической карты по [Petrov, 2016] (б): 1 – эпицентры землетрясений роёв; 2 – номера роя землетрясений из Табл. 2; 3 – вулканические центры; 4 – O₂ ранний миоцен-ранний плиоцен, O₃ олигоцен-ранний миоцен; 5 – ось спрединга хребта Гаккеля и активные разломы.

В частности, согласно [Riedel, Schlindwein, 2010] в вулcano-тектонических процессах возможны следующие стадии. Первая фаза является началом процесса и представляет собой тектоническую активацию сегмента хребта. Землетрясения в этой фазе происходят, как правило, с высокой магнитудой, они активируют всю кору и верхи мантии, похожи на тектонические землетрясения, и часто механизмы источника в виде двойной пары подтверждают эту идею. В пространстве эпицентры могут образовывать достаточно широкое облако. Вторая фаза наступает спустя какое-то время, в виде более мелких

событий, таким образом визуализируя снижение эффективного напряжения в недрах. Процент компонентов двойной пары высокой величины постепенно падает, сжимающее напряжение распространяется от источника землетрясения во всех направлениях и указывает на сильную объемную составляющую в источнике в виде взрыва или расширяющейся дайки. Данная фаза отражает вулканический процесс, при котором может образоваться дайка, проникающая в кору. В заключительной фазе сейсмичность является адаптацией к измененному полю напряжений после основной фазы извержения вулкана. В настоящем исследовании похожую картину развития событий можно наблюдать в роях №№ 4, 5 и 6. Сложность заключается в регистрации низкомagnitude землетрясений ниже уровня представительности в полном объеме без пропусков.

Таким образом, пространственно-временные закономерности проявления современной слабой сейсмичности и роевых последовательностей хребта Гаккеля, выявленные на основе данных многолетних стационарных сейсмических наблюдений, характеризуют особенности проявления вулкано-тектонических процессов в пределах арктического ультрамедленного хребта. Роевая сейсмичность хребта Гаккеля не может быть описана простой моделью вулканизма и магматического вторжения в симметричный рифт, а скорее является результатом сложного взаимодействия даек и разрывных нарушений с переносом магмы по разломам, потенциально играющим важную роль.

5.4 Выводы главы 5

В XXI в. благодаря развитию инструментальных наблюдений на арктических архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля появилась возможность регистрировать низкомagnitude землетрясения в пределах срединно-океанического хребта Гаккеля на региональных расстояниях. На основе данных многолетних стационарных наблюдений Архангельской сейсмической сети (код сети АН) и с применением предложенной в главе 2 совокупности решений выявлены пространственно-временные закономерности проявления современной слабой сейсмичности и роевых последовательностей в пределах хребта. Данные закономерности характеризуют особенности проявления вулкано-тектонических процессов в пределах хребта Гаккеля с ультрамедленным спредингом. Описанные в главе результаты могут служить основой для дальнейшего изучения пространственно-временных вариаций сейсмичности и более правильного понимания связи ее с геологическим строением региона и развивающимися в его пределах геодинамическими процессами. Полученные в главе результаты являются доказательством четвертого защищаемого положения.

ГЛАВА 6. СЕЙСМИЧНОСТЬ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

6.1. Сейсмологическая изученность

Территория севера Восточно-Европейской платформы (ВЕП) из-за исторических, а затем и экономических причин не была обеспечена систематическими и целенаправленными наблюдениями за сейсмическими процессами. Долгое время преобладали представления об асейсмичности платформенных территорий, что также не способствовало развитию сейсмометрических наблюдений на ВЕП. При этом информация о тектонических землетрясениях на ВЕП всегда привлекает большое внимание исследователей. Во-первых, платформа характеризуется относительно слабой сейсмической активностью, и каждое землетрясение в силу своей уникальности становится объектом тщательного изучения. Во-вторых, до недавнего времени основными источниками знаний о сейсмичности платформы были письменные свидетельства за исторический период. В-третьих, высокий уровень урбанизации, наличие ответственных и экологически опасных объектов, крупных промышленных центров вызывают необходимость более внимательно отслеживать любые проявления сейсмических процессов на платформенных территориях.

Беломорский регион, включающий в себя акваторию Белого моря и окружающую территорию, принадлежит к одному из наиболее раздробленных, подвижных и активных районов в пределах всей Восточно-Европейской платформы. Отчетливые следы палеоземлетрясений встречены во всех основных частях Беломорского региона – в Кандалакшском, Двинском и Онежском заливах, а также в районе Горла Белого моря [Никонов, Шварев, 2013]. Данные за исторический и инструментальный периоды наблюдений указывают на повышенную сейсмическую активность западной части региона, особенно в районе Кандалакшского грабена, главной активной структуры Белого моря [Панасенко, 1969, 1977; Никонов, 2004; Ассиновская, 2004].

Главными источниками знаний об ощутимых землетрясениях на территории севера ВЕП до недавнего времени были письменные свидетельства за исторический период. В работе [Горшков, 1947] собраны, возможно, первые данные по сейсмическим событиям восточной части Балтийского щита и рассмотрены возможные условия их возникновения. В данной работе Г.П. Горшков, в частности, отмечает: *«Несмотря на скудость и неполноту фактических сведений, можно отметить ещё одно обстоятельство: заметной*

сейсмической активностью обладают западные берега Белого моря, Кольский полуостров, Северная Карелия».

Самыми полными и значительными обобщениями материалов о сейсмичности Фенноскандии и, в частности, восточной части Балтийского щита являются работы Г.Д. Панасенко [Панасенко, 1969, 1977, 1979, 1986, 1991]. В перечисленных работах представлены каталоги сейсмических событий для обширной территории, включающей весь Скандинавский полуостров.

В работах [Панасенко, 1957а,б] приводятся детальные описания в общем-то скудных макросейсмических и инструментальных сведений обо всех землетрясениях, зафиксированных в Карелии и на Кольском полуострове до 1955 г. включительно. В этих работах Г.Д. Панасенко восполнял пробел в данных о землетрясениях восточной (советской) части Фенноскандии в известной работе М. Бота «Каталог землетрясений Фенноскандии в 1891–1959 гг.», опубликованной в 1956 г [Bath, 1956].

Первой значительной обобщающей работой Г.Д. Панасенко является книга «Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита» [Панасенко, 1969]. В ней *«Детально описываются макросейсмические данные о местных землетрясениях прошлых лет, методика обработки инструментальных наблюдений и полученные при этом результаты по материалам сейсмической станции «Апатиты» за 1956–1965 гг. с привлечением данных ближайших станций Финляндии и Швеции».*

На основе сопоставления данных о распределении эпицентров землетрясений с геолого-геоморфологическими признаками современных движений земной коры в работе [Панасенко, 1969] было выделено восемь сейсмогенных зон (Рис. 6.1.1). К Беломорскому региону относятся, прежде всего, Кандалакшская и Карельская зоны. Кандалакшская зона простирается от водораздела горной гряды Манселькя через Ковдозерскую низину, Кандалакшский залив до устья Северной Двины. Карельская зона, однако, выделена условно по небольшому количеству эпицентров слабых землетрясений.

Намеченная Г.Д. Панасенко схема сейсмогенных зон не претерпела принципиальных изменений до настоящего времени, но географические контуры и оценки активности зон были существенно уточнены по анализу результатов зарегистрированных землетрясений в течение второй половины XX в. [Баранов и др., 2007].

В работе [Панасенко, 1977] приведены сведения о развитии сейсмологических исследованиях Фенноскандии, которые имели достаточно большое значение для начала сбора макросейсмических сведений о землетрясениях Кольского полуострова и Карелии, и начала инструментальных наблюдений в Апатитах [Годзиковская, 2010]. В этой работе Г.Д. Панасенко выделяют следующие этапы развития сейсмологических исследований на

территории Фенноскандии в 1951–1970 гг.: «Первый – 1951–1956 гг. по существу, является продолжением предшествующего 60-летнего макросейсмического периода в изучении сейсмических явлений региона. Он если чем-то и отличается, то только тем, что в эти годы зафиксированы и как-то изучены лишь наиболее сильные толчки. Множество же толчков послабее для сейсмологии остались неизвестными. На втором этапе – 1957–1961 гг., по мере открытия новых сейсмических станций и аппаратного перевооружения существовавших, от года к году происходило заметное возрастание доли инструментальных данных, при одновременном повышении их надежности. С 1962 г. начался третий – инструментальный, этап изучения землетрясений Фенноскандии. С этого года сейсмические станции являются главными поставщиками сведений обо всех, даже самых слабых землетрясениях, происходящих в пределах Фенноскандии».

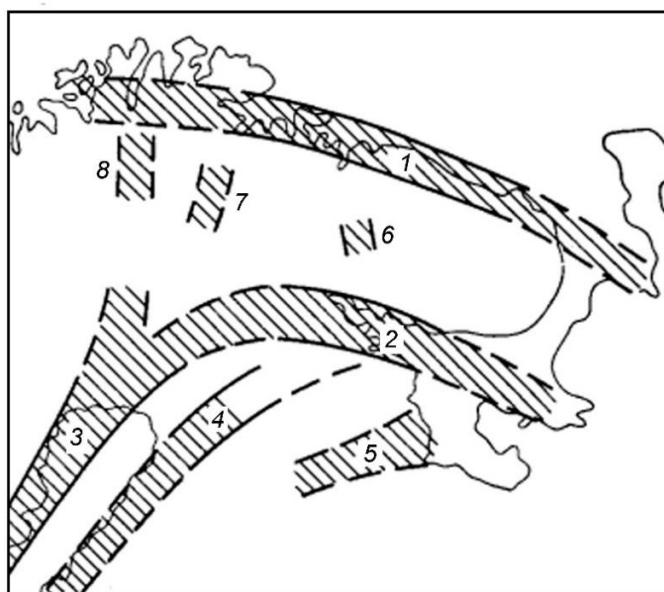


Рис. 6.1.1 – Сейсмогенные зоны северной части Балтийского щита по [Панасенко, 1969]:
 1 – Мурманская; 2 – Кандалакшская; 3 – Ботническая; 4 – Куусамо-Оулуярви; 5 – Карельская; 6 – Хибинская; 7 – Инари; 8 – Карасйоки

Большой и важный с научной точки зрения труд по пересмотру ранее полученных определений, опубликованных в региональных каталогах, представлен в работе [Годзиковская и др., 2010]. В работе отмечается, что целесообразность пересмотра: «...связано не с ошибками впереди прошедших исследователей, а с рядом следующих обстоятельств:

- уточнение скоростных характеристик среды;
- изменение методов локации источников и определения и представления сейсмической энергии источника;
- совершенствование системы учета и обобщения информации о сейсмических событиях, связанных с деятельностью человека.

В связи с последним появляются сомнения в однозначности определения природы зарегистрированных сейсмических событий как настоящего, так, тем более, прошлого периодов наблюдений.»

Следует отметить, что при сравнительно невысоком уровне природной сейсмичности на территории ВЕП регулярно происходят сейсмические события техногенной природы от многочисленных и достаточно крупных промышленных карьеров. Из оценок потоков сейсмической энергии, генерируемых взрывными работами, следует, что они на 2–4 порядка выше потоков сейсмической энергии тектонических землетрясений [Адушкин, 2013]. В том числе происходят сильные природно-техногенные землетрясения в виде горно-тектонических ударов, землетрясений, связанных с добычей нефти, разработкой рудных и угольных месторождений [Адушкин, 2016]. Поэтому проблема «засорения» каталогов событиями нетектонической природы для ВЕП стоит довольно остро.

Поэтому в работе [Годзиковская, 2010], по мере возможности, анализировалась возможная природа сейсмического события. В работе также отмечается, что: *«Проанализировав исходные материалы Кольского регионального сейсмологического центра (далее КРСЦ) за период 1956–2000 гг. авторы ретроспективного обзора убедились в том, что координаты эпицентров сейсмических событий на контролируемой КРСЦ территории в большинстве случаев были определены с минимально возможными ошибками. Это было обусловлено высокой квалификации руководителей работ (к.ф.-м.н. Г.Д. Панасенко и Е.О. Кременецкой), и сотрудников группы обработки аналоговых сейсмограмм и цифровых записей.»*

На основе ретроспективного анализа, представленного в работе [Годзиковская, 2010] составлен «Сводный каталог сейсмических событий» с новой интерпретацией их природы и уточнением параметров очага. Всего в каталог вошло 213 сейсмических событий за период с 1902 по 1999 г. По природе сейсмические события были распределены на: тектонические и возможно тектонические ($N=74$); техногенные ($N=80$), в том числе 13 ГТУ-ТЗ; 59 относятся к категории «природа не установлена».

В работе на основе созданного «Сводного каталога...» выявлено, что: *«...наиболее активной и четко выраженной сейсмогенной структурой в континентальной части региона является Куусамо-Харловская зона, протянувшаяся от провинции Оулу в Северной Финляндии до Мурманского побережья Баренцева моря (с юга-запада на северо-восток между широтами 65–67 N и долготами 29–31 E).»*

Колоссальную работу по анализу макросейсмических проявлений землетрясений на севере-западе России, начиная от поиска первоисточников до количественных оценок основных параметров, вот уже несколько десятилетий ведет А.А. Никонов [Никонов, 1992,

2000, 2004, 2013, 2015; Никонов А.А., Субетто, 2007; Никонов, Шварев, 2013]. Результат его многолетних исследований, в виде описания существенно обновлённой версии каталога для ВЕП представлен в статье [Никонов, 2013]. Среди главных достижений автор в работе [Никонов, 2013] отмечает, что каталог избавлен от событий нетектонической природы; повышена надежность определения параметров каталогизированных событий; в несколько раз увеличено число учтенных событий; значительно расширен (в прошлое) охваченный каталогом временной интервал и, соответственно, поднят порог учтенных землетрясений и значения M_{max} . В работе делается вывод, что пространственное распределение эпицентров землетрясений для исторического и инструментального периодов обнаруживает полное согласование. Наиболее сейсмически активным (по числу событий и плотности эпицентров) является северо-западный район ВЕП, который является одним из наиболее раздробленных, подвижных и активных в пределах всей платформы.

В работе [Никонов, Шварев, 2013] отмечается, что отчетливые следы палеоземлетрясений в период 12–0.5 *тыс. лет* до н.э. встречены во всех основных частях Беломорского бассейна. Наибольшей интенсивностью и распространенностью характеризуются сейсмодетформации разного типа на берегах и на дне Кандалакшского залива, в меньшей степени они обнаружены на дне Двинского залива в его западной части и Онежского залива в его юго-восточной части. По максимальным обнаруженным проявлениям интенсивность палеоземлетрясений в западной части Кандалакшского залива определяется в IX баллов, в центральной части моря VIII баллов, в Онежском заливе и на западном берегу Белого моря VII–VIII баллов [Никонов, Шварев, 2013].

В историческое время за период XVI–XIX вв. и первую половину XX в. в рассматриваемом бассейне выявлено всего семь землетрясений [Никонов, Шварев, 2013]. Кроме того, в разных частях бассейна определяются исторические цунами [Никонов, Субетто, 2007; Никонов, 2015].

Основным недостатком привлечения исторических данных о землетрясениях для оценки сейсмического режима территорий является тот факт, что в расчет можно брать только субъективные оценки очевидцев в месте ощущения землетрясения, что не позволяет с достаточной точностью определить место расположения эпицентра и магнитуду события. Наибольшие неопределенности в оценке энергии и местоположения эпицентра характерны как раз для исторических данных о сильнейших землетрясениях, которые ощущались на территориях разных стран. Примером может служить землетрясение Лурой, Норвегия, 31 августа 1819 г. (66.4°с.ш., 14.4°в.д., район Лофонтенских островов). Макросейсмические данные были обработаны Эренгеймом [Ehrenheim, 1824], Кьелленом [Kjellén, 1903] для Швеции, Мушкетовым и Орловым [Мушкетов, Орлов, 1893] для России, а эпицентр

землетрясения у каждого автора находился в его стране.

Поэтому возможен, при анализе данных об исторических землетрясениях, вероятностный подход. Так, для исторических землетрясений, по которым имеются скудные макросейсмические данные, Р.Е. Татевосяном рекомендуется вычислять несколько вариантов (сценариев) параметров очага [Tatevossianetal et al., 2011; Татевосян, Татевосян, 2013; Tatevossian, Mäntyniemi, 2014]. Каждому из них должно быть присвоено значение вероятности с использованием экспертной оценки. Присвоение значения вероятности каждому сценарию и включение альтернативных решений в каталог делает процесс принятия решений более прозрачным.

Значимыми для Беломорского региона являются исторические землетрясения 1542 г., 1627 г., которое является сильнейшим для ВЕП, и 1758 г. Для землетрясения 1542 г. Р.Е. Татевосяном предложено два, практически равновероятных, сценария [Татевосян, Татевосян, 2013]:

- 1) эпицентр – 66.6° с.ш., 33.6° в.д. (эллипс ошибок $Az=45^\circ$, $S_{maj}=30$ км, $S_{min}=15$ км); $I_0=4-5$, $M=4.1\pm 0.1$;
- 2) эпицентр – 66.5° с.ш., 28.0° в.д. (эллипс ошибок $Az=0^\circ$, $S_{maj}=100$ км, $S_{min}=100$ км); $I_0=6-7$, $M=5.3\pm 0.3$.

При этом для землетрясения 1542 г. не исключается также и третий сценарий с вероятностью 10%, что данное землетрясение не происходило.

Для землетрясения 1627 г Р.Е. Татевосяном в работе [Tatevossianet al et al., 2011] предложено следующее решение:

– 03 июнь ± 1 месяц 1626 г.; $t_0=3.00-5.00$; 64.5° с.ш. ± 100 км, 31.3° в.д. ± 50 км; $I_0=6-7$; $M=4.7-5.7$.

При этом в работе [Tatevossian, Mäntyniemi, 2014] отмечается, что помимо сценария, указанного в [Tatevossianetal et al., 2011], с равной вероятностью возможен и другой сценарий, при котором мы имеем дело не с одним, а с двумя разными землетрясениями:

- 15 мая 1626 г. эпицентр – 66.0° с.ш. ± 1.0 , 35.5° в.д. ± 2.0 ; $I_0=(6)$, $M=5.4\pm 1.0$;
- 22 июня 1626 г. эпицентр – 64.7° с.ш. ± 1.0 , 26.7° в.д. ± 2.0 ; $I_0=5$, $M=4.7\pm 1.0$.

Параметры для второго сценария взяты из [Кондорская, Шебалин, 1977].

Для землетрясения 17 декабря 1758 г. в работе [Tatevossian et al, 2013] рассматриваются до 6 вариантов параметров очага с эпицентрами в Кандалакшском и Колвицком грабенах и магнитудами от 4.5 до 5.1. А уже в работе [Tatevossian, Mäntyniemi, 2014] предложено три сценария. Два, практически равновероятных, сценария:

- 1) эпицентр – 67.07° с.ш., 32.5° в.д. (точность локации ± 9 км); $I_0=6-7$, $M=4.6\pm 0.2$;

2) эпицентр – 67.46° с.ш., 32.18° в.д. (точность локации ± 33 км); $I_0=7-8$, $M=5.1\pm 0.3$.

Третий сценарий с вероятностью 10% подразумевает, что данное землетрясение не происходило.

В работе [Ahjos, Uski, 1992] представлена обновленная версия каталога землетрясений Северной Европы. Каталог включает в себя события для региона, ограниченного координатами: $55-80^{\circ}$ с.ш. и 10° з.д. – 45° в.д., охватывающего 615-летний период с 1375 по 1989 г. Данные были собраны с использованием всех доступных исторических публикаций, каталогов, исследований и отчетов по региону, а для событий с 1984 по 1989 г. – региональная база данных сейсмических параметров, поддерживаемая Институтом сейсмологии университета Хельсинки. Количество событий превышает 5200, из которых более 40% были зарегистрированы с 1980 года.

Из-за разной степени точности и однородности каталог разделен на два раздела: исторические землетрясения (1375–1964 гг.) и инструментальные. Пространственное распределение эпицентров землетрясений для исторического и инструментального периодов также обнаруживает полное согласование. Сильные землетрясения происходили только в исторический период. 80% землетрясений происходили на глубинах около 20 км. В работе делается вывод, что (в переводе): *«Эпицентры землетрясений сконцентрированы в более молодых в геологическом отношении тектонических провинциях в западной части региона и следуют, за некоторыми исключениями, за зонами тектонических трещин и разломов».*

Созданию сводного унифицированный каталог землетрясений Карельского региона, куда входит и акватория Белого моря, за период с 1542 по 2003 г. посвящена работа [Ассиновская, 2004] (Рис. 6.1.2). Каталог охватывает район, ограниченный координатами $60^{\circ}-67^{\circ}$ с.ш. и от государственной границы с Финляндии (примерно 29° в.д.) до 42° в.д. В основе созданного каталога лежат каталоги [Ahjos, Uski, 1992] и Г.П. Панасенко, результаты исследования А.А. Никонова [Никонов, 2004] и данные КРСЦ РАН [Кольский Филиал..., 2020] и Института сейсмологии Университета Хельсинки [Institute of Seismology, 2020]. В каталоге также уделяется внимание удалению данных, которые относятся к промышленным взрывам.

Каталог содержит 135 землетрясений, из них 52 описаны по макросейсмическим данным, причём 16 из них подробно проанализированы в работе [Никонов, 2004]; 83 события зарегистрированы инструментально. В период инструментальных наблюдений подтверждена повышенная сейсмическая активность западной части бассейна и слабая активность восточной и центральной частей бассейна. Для востока Фенноскандии

сейсмогенный слой расположен в пределах 5–17 км (Рис. 6.2.2). Интервалы представительности землетрясений для Карельского региона представлены в таблице 6.1 из работы [Ассиновская, 2004].

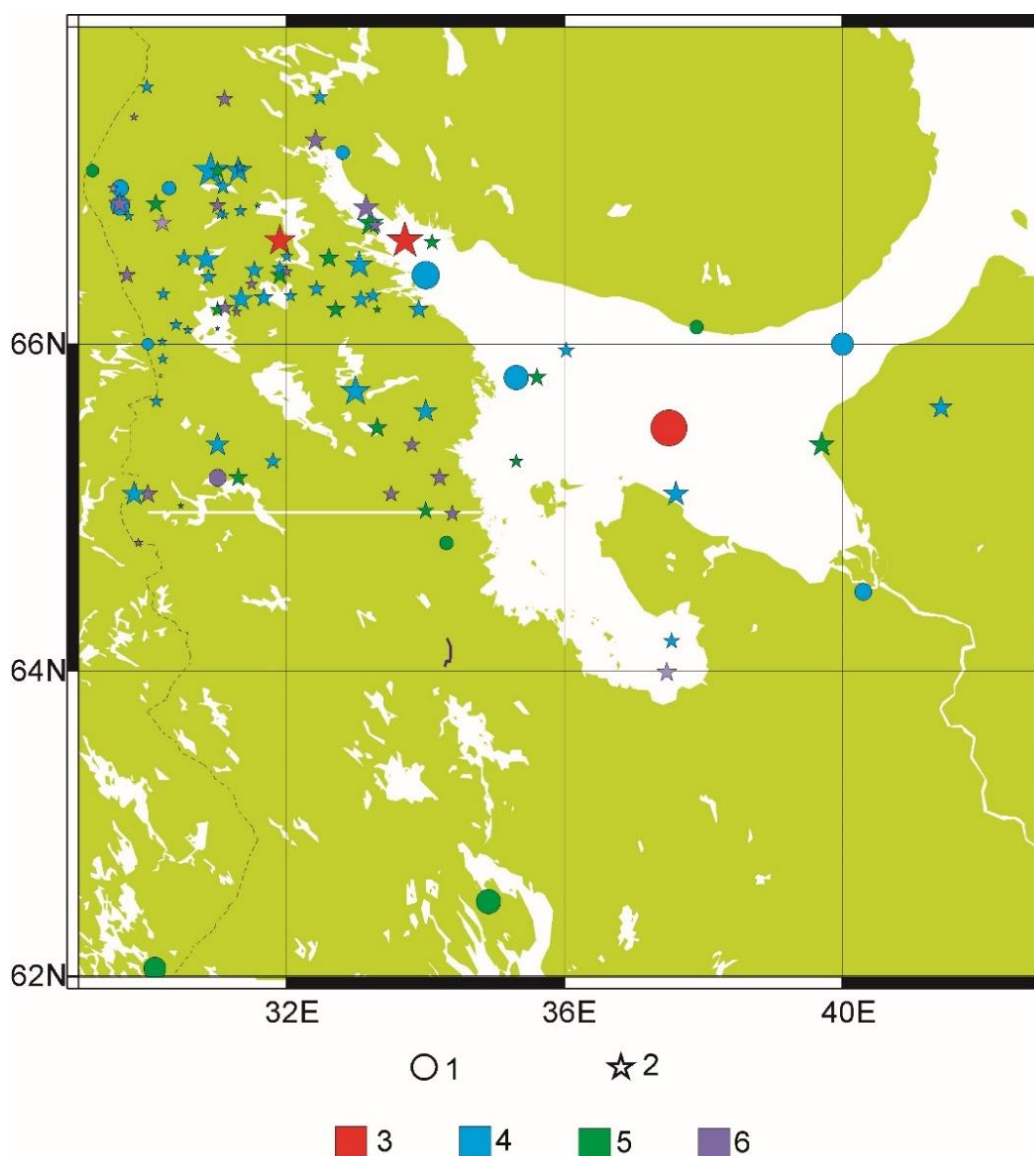


Рис. 6.1.2 – Карта эпицентров землетрясений Карельского региона (1542–2003 гг.) в интервале магнитуд 0.9–6.5. Составитель Б.А. Ассиновская [Ассиновская, 2004]: 1 – эпицентры по историческим данным; 2 – то же, по инструментальным данным. Размер знака пропорционален $M/20$; 3–6 – глубина очага: 3 – > 20 км, 4 – 5–20 км, 5 – < 5 км, 6 – не определена

В работе [Ассиновская, 2004] также приведены данные о механизме очага землетрясений из рассматриваемого района (Рис. 6.1.2). Отмечается, что: «...при землетрясении 15 сентября 2002 года в районе Куусамо (Куусамо-Кандалакшская зона) возникли сбросы на разрывах северо-западного простирания, соответственно растяжение горизонтально и направлено на северо-восток, сжатие вертикально [Uski et al., 2003]. В данной локальной зоне растяжения направление разрывов в очаге на глубине

14 км совпадает с ориентацией основных форм рельефа. Интересно, что разрывы произошли вкrest простирания сейсмогенной зоны. Характер деформации здесь подтверждается данными GPS [Kakkuri, 1992], при этом зона протягивается и на территорию Карелии.

Таблица 6.1 – Интервалы представительности землетрясений для Карельского региона по [Ассиновская, 2004].

Магнитуда	Временные интервалы, год
6.1–6.5	-
5.6–6.1	-
5.1–5.6	-
4.6–5.1	500
4.1–4.6	130
3.6–4.1	103
3.1–3.6	70
2.6–3.1	45
2.1–2.6	35
1.6–2.1	10
1.1–1.6	3
0.6–1.1	3

В Калевальской зоне по данным решения механизма события 28 ноября 1980 года характер деформаций взбросо-сдвиговый, разрывы в очаге северо-западного или северо-северо-западного простирания при субмеридиональном или северо-восточном направлении сжатия [Uski et al., 2003]. Указанное направление в этом районе сжатия подтверждается и по [Wahlstrom, Assinovskaya, 1998].

Землетрясение 27 марта 1981 года в Ладожско-Ботнической зоне характеризуется механизмом очага, свидетельствующем о северо-западном горизонтальном сжатии, сдвиговых подвижках по субширотной или субмеридиональной плоскостям разрыва, что не совпадает с простиранием сейсмогенной зоны.

Для Кандалакшской рифтогенной зоны имеется лишь одно неоднозначное решение механизма очага землетрясения 1967 года [Ассиновская, 1986; Wahlstrom, Assinovskaya, 1998], на рисунке (Рис. 6.1.3 в этом разделе, прим. автора) показаны оба варианта, которое, однако, свидетельствует о горизонтальном направлении напряжения сжатия субширотного или (северо-восточного?) направлений, близких к субмеридиональным простираниям зон разрывов в очаге землетрясения и взбросо-взбросо-сдвиговом характере дислокаций. Данное решение кажется странным, если принимать связь землетрясений с грабеновой структурой. Можно предположить, однако, что очаг землетрясения не расположен непосредственно на осевом разломе. Взбросовый характер

движения в очаге подтверждается характером макросейсмического поля. Согласно результатам линеаментного анализа рельефных форм [Wahlstrom, Assinovskaya, 1998] поле напряжений в данной части щита не является однородным: напряжение сжатия меняет свое направление с северо-западного на северо-восточное по линии Кандалакских разломов».

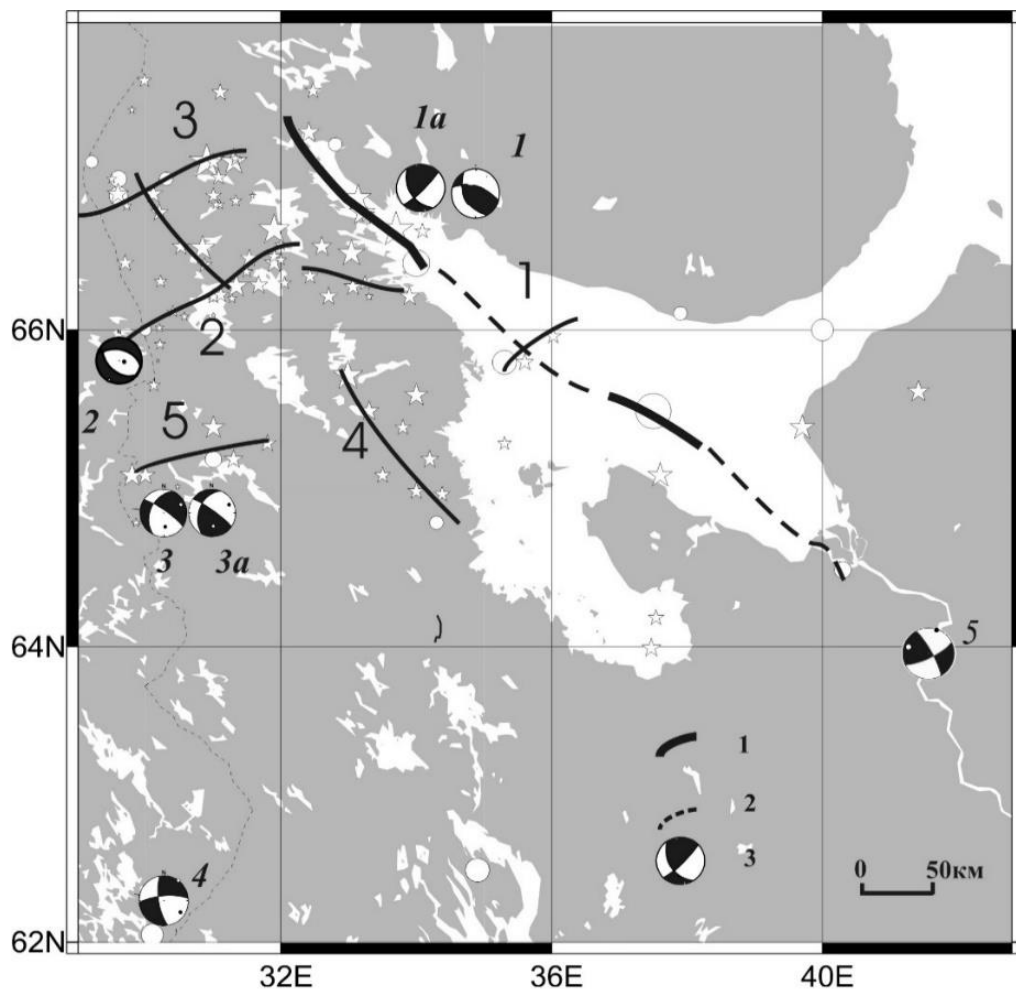


Рис. 6.1.3 – Эпицентры землетрясений, зоны сейсмической активности и механизмы очагов землетрясений Карельского региона по [Ассиновская, 2004]: *I* – обозначения для эпицентров землетрясений – те же, что на рисунке 6.1.2. *II* – Линеаменты по сейсмическим данным: *1* – уверенные, *2* – неуверенные; *3* – механизмы очагов: *1, 1a* – Кандалакшское землетрясение 20 мая 1967 г.; *2* – землетрясение 15 сентября 2002 г. в Куусамо., *3, 3a* – землетрясение 28 ноября 1980 года, *4* – 27 марта 1981 г., *5* – землетрясение 28 марта 2013 г. *III* – Зоны сейсмической активности: *1* – Кандалакшская, *2* – Куусамо-Кандалакшская, *3* – Ориярви, *4* – Топозерская, *5* – Калевальская, *6* – Ладожско-Ботническая

В статье [Morozov et al., 2016] был рассчитан механизм очага по знакам первых вступлений продольных волн для землетрясения 28.03.2013 г. в 07^h02^m с $ML=3.1$ (63.95° с.ш., 41.57° в.д.), произошедшего в южной части Беломорского региона. Получено вероятное решение механизма очага, тип движения по обеим плоскостям – сдвиг. Параметры плоскостей (Strike, Dip, Slip) следующие: для 1-й плоскости 331, 79, 165; для 2-й

плоскости 63, 75, 10. Вычисленный фокальный механизм очага землетрясения полностью соотносится с выводами работы Л.А. Сим [Сим и др., 2011] о характерном для севера Русской плиты, и Беломорского региона в частности, региональном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении в горизонтальной плоскости. Меридиональное сжатие, как уже отмечалось, вызвано влиянием рифтогенеза в Атлантическом и Арктическом бассейнах.

Данные сводного каталога, созданного в работе [Ассиновская, 2004] были использованы при создании «Сводного каталога землетрясений ВЕП» за период с 1467 по 2005 г. [Маловичко и др., 2007] (Рис. 6.1.4). На основе данных сводного каталога по всей ВЕП отмечается, что: «...наибольшей сейсмоактивностью характеризуется Балтийский щит (в рамках Карельского полуострова и прилегающих территорий) ...».

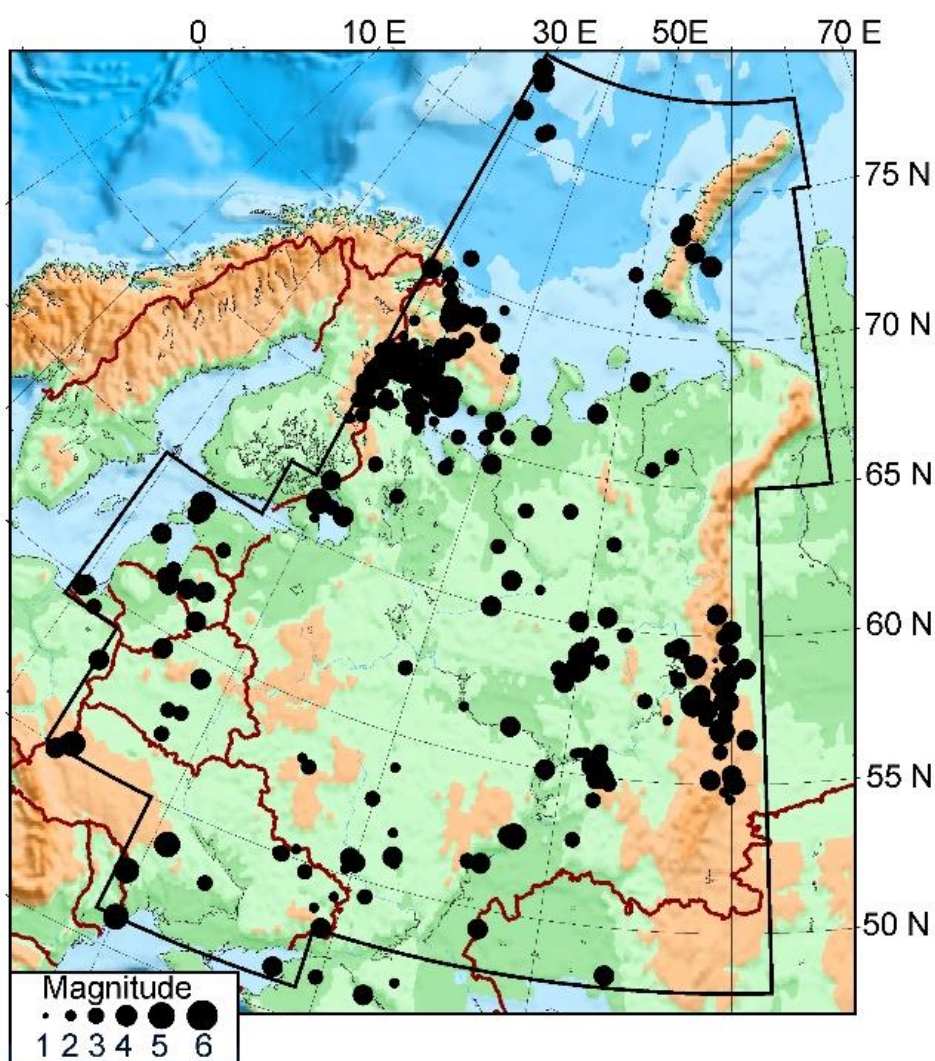


Рис. 6.1.4 – Карат эпицентров Восточно-Европейской платформы по [Маловичко и др., 2007]

Огромный пласт научных исследований сейсмичности и геодинамики Беломорского региона принадлежит Кольскому филиалу ФИЦ ЕГС РАН [Kremenetskaya, Asming, 1994; Асминг и др., 1996; Кременецкая и др., 2000; Баранови др., 2011; Евзеров и др., 2014;

Vinogradov et al, 2016; Евзеров и др., 2016; Виноградов, Кременецкая, 2016 и др.]. В журнале «Землетрясения Северной Евразии...» и ежегоднике «Землетрясения России...» ежегодно публикуются статьи, посвященные сейсмичности восточной части Балтийского щита. Обзор результатов многолетних исследований представлен в работах [Баранов и др., 2007; Виноградов и др., 2016].

На рисунке 6.1.5а,б показаны схемы распределения эпицентров землетрясений, зарегистрированных в разные периоды времени: за 1956–1990 гг. и 1992–2004 гг. [Баранов и др., 2007]. Разделение на два неравных по объёму и качеству выборки землетрясений связано с переходом в 1990-е годы от аналоговой к цифровой аппаратуре и использованию уточнённой скоростной модели. По данным за этот период с 1956–1990 гг. были уточнены географические контуры практически всех выявленных в [Панасенко, 1969] зон, в частности, отмечается, что: *«Отчетливо проявляется линейно-узловая структура сейсмичности, особенно ярко выражено сгущение плотности событий в субширотных зонах, намеченных Г.Д. Панасенко, - Мурманской и Кандалакшской. Выделенный условно Карельский узел на этом временном интервале значительно расширил свои линейные размеры и вместил в себя 15 событий, образующих пояс от Куусамо в Финляндии до Двинской губы Белого моря.... Данные за 70-90-е годы позволяют наметить узкий пояс повышенной сейсмичности от Ловозерских тундр до Пяозера (Кумского водохранилища) в Северной Карелии.»*

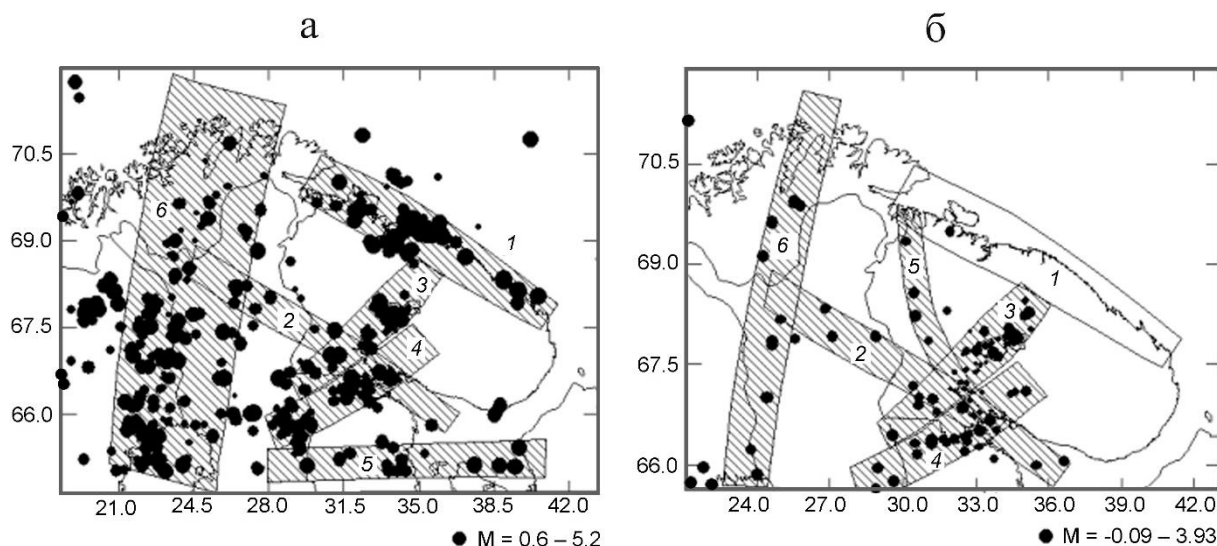


Рис. 6.1.5. – Распределение эпицентров землетрясений в северной части Балтийского щита и прилегающей части шельфа по [Баранов и др., 2007]: а – по итогам сейсмического мониторинга за период с 1956–1990 гг.; б – по данным мониторинга за период с 1992–2004 гг.

Данные за период 1992–2004 гг. характеризуются хорошей точностью локации, по сравнению с данными за предыдущий период, а также улучшенной дискриминацией естественных и техногенных сейсмических событий. Последний фактор, вероятно, привел

к значительному снижению числа событий, квалифицированных как землетрясение, поэтому плотность эпицентров сильно уменьшилась. Данные за этот период изменили конфигурацию выявленных зон. Отмечается полное отсутствие зарегистрированных землетрясений в Мурманской и Карельской зонах. Сохранили свои контуры и плотность событиями Кандалакшская, Хибино-Ловозерская и Куусамо-Порьегубская зоны. Выделилась новая Варангер-Кандалакшская зона [Баранов и др., 2007].

С развитием в 2000-х и 2010-х годах региональных сейсмических сетей в Архангельской области и республиках Карелии и Коми связано также появление научных работ по особенностям сейсмичности в разных районах Беломорского региона [Шаров и др., 2007; Юдахин, Французова, 2002, 2006; Юдахин, 2002; Морозов 2008; Французова и др., 2009, 2010, 2011, 2013; Noskova et al., 2020]. В работе [Morozov et al., 2018] проведено уточнение параметров гипоцентров землетрясений, зарегистрированных на севере Русской плиты с 1982 по 2013 г., а в работах [Морозов и др., 2019; Morozov et al., 2019a, 2020] созданы уточненные каталоги современных землетрясений для севера ВЕП и Беломорского региона, в частности. Отмечается, что современная сейсмичность Беломорского региона проявляется в виде землетрясений небольшой магнитуды. Распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений вполне соответствуют выявленным ранее закономерностям, а именно повышенная сейсмическая активность западной части бассейна и слабая активность восточной и центральной частей.

6.2. Постановка задачи и методика решения

Начиная с 2004 г., территория севера ВЕП имеет наибольшую плотность сейсмометрических наблюдений за весь инструментальный период (Рис. 6.2.1). Это создало условия для определения параметров гипоцентров современных землетрясений, в том числе низко магнитудных, на основе данных сейсмических станций, расположенных в широком азимутальном створе и диапазоне эпицентральных расстояний. Однако региональные сейсмические сети на севере ВЕП развивались и функционировали независимо друг от друга. В результате, параметры очагов сейсмических событий, зарегистрированных на севере ВЕП и в Беломорском регионе, в частности, отличались в разных сейсмологических Центрах, т.к. были основаны, чаще всего, на анализе данных лишь собственных станций. Поэтому в рамках данной главы усилия были направлены на объединение каталогов, бюллетеней и, частично, исходных данных всех региональных сейсмических сетей, функционирующих севере ВЕП. Это позволило создать для землетрясений, зарегистрированных в Беломорском регионе за период с 2005 по 2018 г., сводные бюллетени и на их основе произвести перерасчет параметров гипоцентров с

использованием единой скоростной модели и единого алгоритма расчета параметров гипоцентров. Создание единого уточненного каталога позволило оценить и уточнить проявления современной сейсмичности Беломорского региона и использовать в будущем эти данные для геолого-тектонических и геодинимических построений, а также для более обоснованного установления уровня сейсмичности региона.

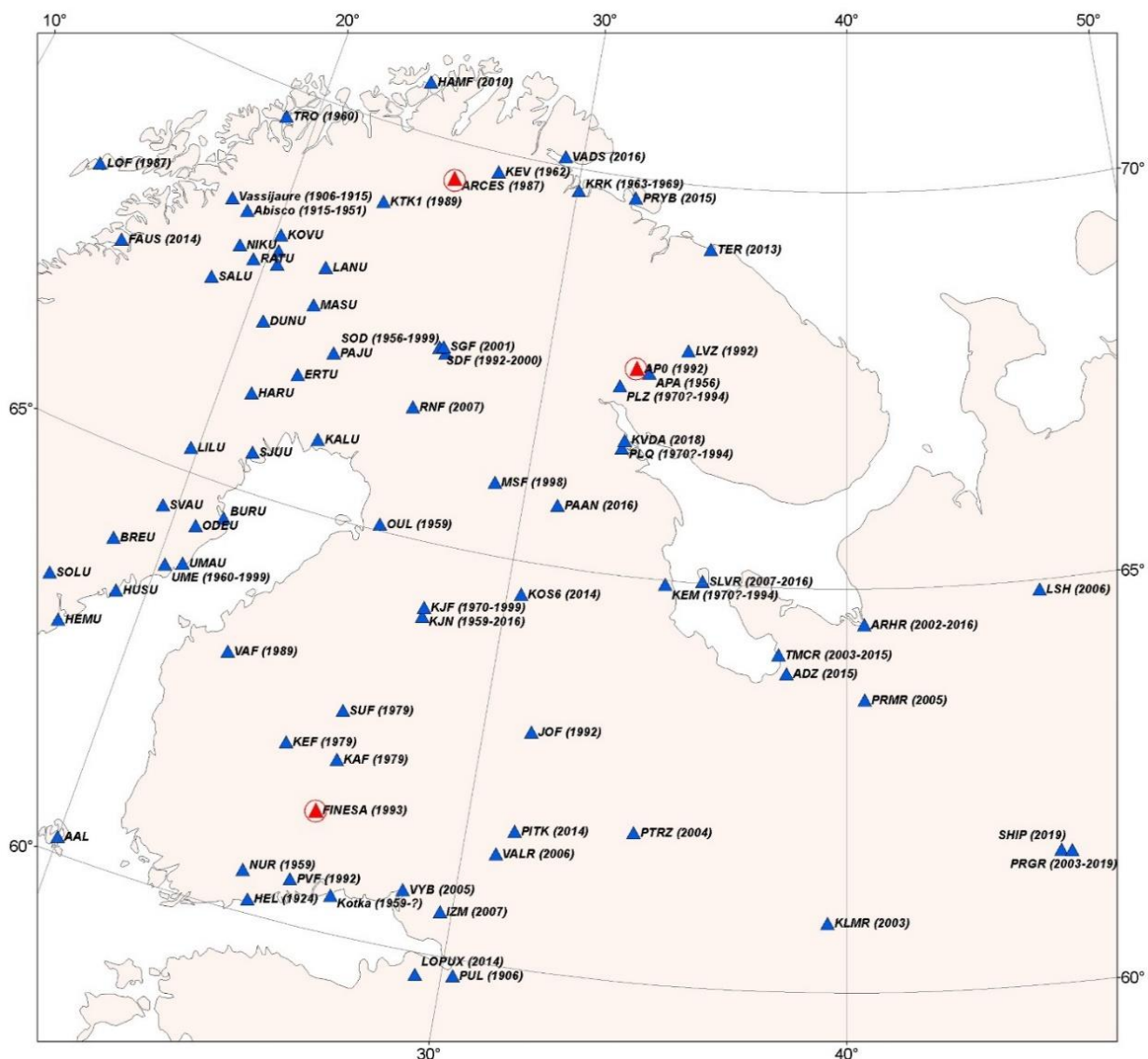


Рис. 6.2.1 – Карта сейсмических станций (синие треугольники) и апертурных групп (красные треугольники), функционирующих на северо-западе ВЕП. В скобках указан год начала функционирования станции и год её закрытия

На момент 2020 г. инструментальные наблюдения на севере ВЕП осуществляются на базе Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН (код сети АН), Кольского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (код сети KOGSR), Института геологии Карельского научного Центра РАН, Института геологии Коми научного Центра РАН, Центрального отделения Федерального исследовательского центра

«Единая геофизическая служба РАН» (код сети ОБГСР), Института сейсмологии Университета Хельсинки (Финляндия, код сети HE), Геофизической обсерватории Соданкюля Университета г. Оулу (Финляндия, код сети FN), агентства NORSAR (Норвегия, код сети NO), Норвежской национальной сейсмической сети (Университет г. Бергена, Норвегия, код сети NS) (Рис. 6.2.1.). На рисунке 6.2.2 представлена теоретическая оценка чувствительности сейсмических станций, функционирующих в Беломорском регионе в 2020 г. Для западной части Беломорского региона станции должны регистрировать землетрясения с магнитудами (M_L) от 1.5. Для центральной и восточной частей региона – от 2.0.

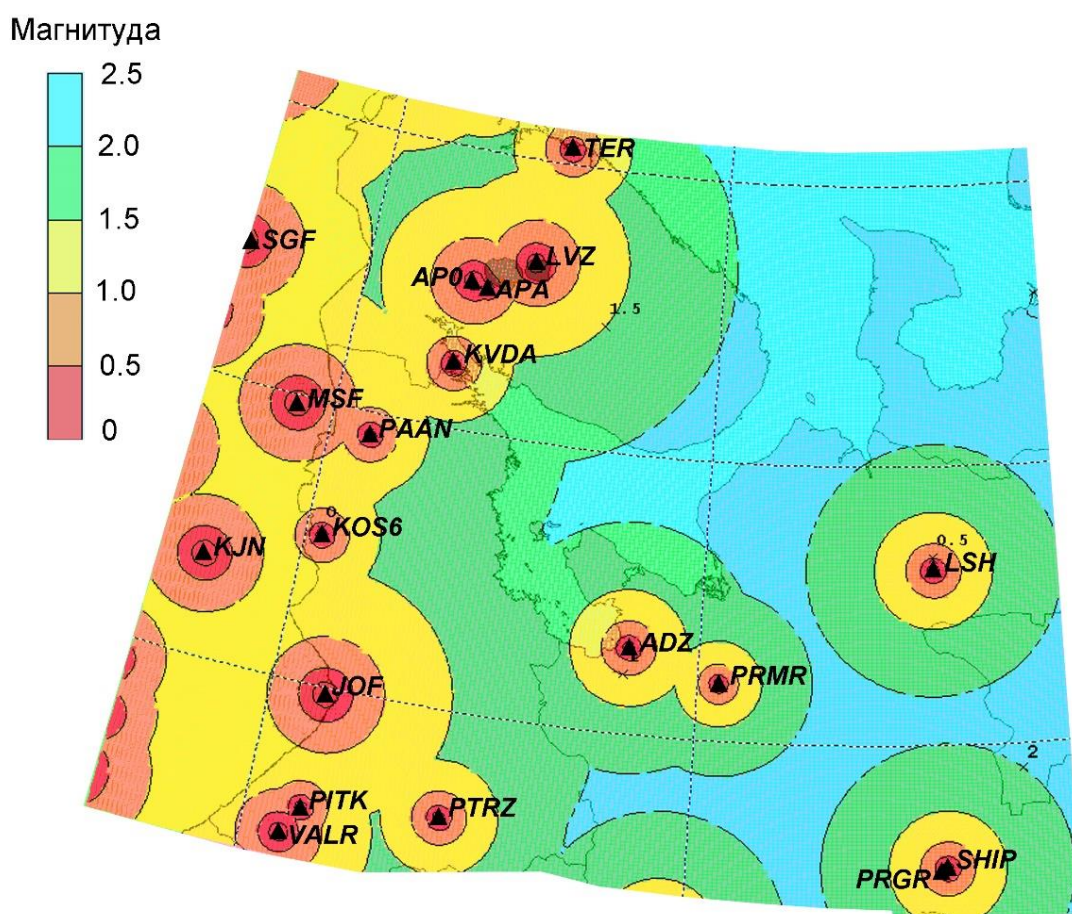


Рис. 6.2.2 – Теоретическая оценка чувствительности сейсмических станций, функционирующих в Беломорском регионе в 2020 г.

Уточнение основных параметров очагов землетрясений проводилось с использованием совокупности решений, предложенной соискателем и описанной в главе 2. На основе объединения данных Института сейсмологии Университета Хельсинки (Финляндия) (код сети HE) и российских региональных сейсмических сетей, был составлен предварительный каталог землетрясений для севера ВЕП за период с 2005 по 2018 г. В предварительном каталоге содержатся землетрясения, зарегистрированные не менее четырьмя сейсмическими станциями. При этом отдельными сейсмическими станциями

региональных сетей регистрируется много слабых сейсмических событий тектонической природы, некоторые из которых образуют рои [Ассиновская, 2018; Ассиновская, Карпинский, 2020]. Но эти события не попали в предварительный каталог из-за принятых нами условий по минимальному количеству сейсмических станций.

Выбор Института сейсмологии Университета Хельсинки в качестве главного источника данных для предварительного каталога был продиктован доступностью и полнотой регулярно обновляющейся информации, полученной по близко расположенным станциям. Все зарегистрированные сейсмические события в базе данных Института сейсмологии идентифицируются по типу источника (техногенный или тектонический) [Institute of Seismology, 2020; Ассиновская, 2004]. При этом для каждого землетрясения из предварительного каталога также была проведена дополнительная проверка его тектонической природы с помощью критериев, разработанных сотрудниками Кольского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» [Asming, Kremenetskaya, 2002; Kremenetskaya et al., 2002; Ringdal et al., 2002] и на основе анализа данных инфразвуковой группы «Апатиты» [Кольский Филиал..., 2020]. Природа сейсмических событий указана в итоговом каталоге (Приложение В). Однако для части сейсмических событий либо не удалось провести дополнительную проверку, в основном, из-за низкого соотношения сигнал/шум на записи сейсмической станции, либо однозначно подтвердить или опровергнуть тектоническую природу не удалось. Автор не исключает возможности попадания в каталог сейсмических событий техногенной природы. При этом автор исходим из предположения, что свёл к минимуму такую возможность. И если события и присутствуют в каталоге, то они не должны существенно повлиять на определение основных закономерностей распределения современной сейсмичности на севере ВЕП и в Беломорском регионе, в частности.

Развитие в последние десятилетия сейсмических сетей и повышение чувствительности приборов позволило фиксировать низкомagnitude события. Одновременно выявилась особая группа локальных слабых сотрясений нетектонической природы – морозобойные толчки [Никонов, 1996; 2010]. Задача их идентификации и дискриминации, особенно в приполярных регионах, стала для сейсмологов актуальной. С помощью инфразвуковой группы «Апатиты» были проверены 12 «подозрительных» низкомagnitude сейсмических событий, которые были зарегистрированы в ночное время в период морозов. Это позволило снять вопрос о возможности морозобойных сотрясений в имеющемся предварительном каталоге.

Для каждого землетрясения из предварительного каталога составлялся сводный бюллетень с временами вступлений сейсмических фаз. Бюллетени составлялись на основе

данных сейсмических станций всех девяти перечисленных выше сетей инструментальных наблюдений.

Времена вступлений сейсмических фаз по станциям сетей HE, FN, NS и NO были взяты из бюллетеней Международного сейсмологического центра (ISC) [International..., 2020] и Института сейсмологии Университета Хельсинки [Institute of Seismology, 2020]. Времена вступлений сейсмических фаз по станциям сетей АН, KOGSR, OBGSR и Института геологии КарНЦ РАН и Института геологии Коми НЦ РАН определялись из исходных сейсмических записей с помощью WSG [Акимов, Красилов, 2020] и EL [Асминг, 2004].

Определение параметров гипоцентров на основе сводных бюллетеней производилось методом Generalized Beamforming [Ringdal, Kvaerna, 1989] в его усовершенствованном виде, реализованном в программе NAS [Fedorov et al, 2019; Асминг и др., 2021]. Для расчета доверительной области, помимо знания известных фаз и координат датчиков, необходимы оценки погрешностей скоростной модели Δv и измерения вступлений Δt для разных типов волн. В данном исследовании значения погрешностей скоростной модели были приняты равными 0.15 км/с , а значения погрешностей измерения вступлений равными 0.3 с . В главе 2 данной диссертационной работы было показано, что применение усовершенствованного алгоритма, реализованного в программе NAS, в совокупности со скоростной моделью BARENTS дают достоверные параметры эпицентров и позволяют применять данную методику для перерасчета параметров землетрясений в Беломорском регионе.

6.3 Современная сейсмичность

В период с 2005 по 2018 г. в районе исследований было зарегистрировано 125 землетрясений с магнитудой $ML(HE)$ от 0.1 до 3.0 (Приложение В). Представительность землетрясений в каталоге можно оценить по рисунку 6.3.1. Землетрясения с магнитудой от 1.3 регистрируются без пропусков. Но, это относится не ко всему району исследования, а, преимущественно, к его северо-западной части, где зарегистрировано большинство землетрясений. Значение угла наклона b равно 0.85 для интервала магнитуд от 1.3 до 2.9 и с коэффициентом детерминации 0.99. Данное значение совпадает со значением угла наклона ($b=0.86$), полученным в работе [Ассиновская, 2004] для каталога за период с 1957 по 2003 г. в интервале магнитуд MS от 2.4 до 4.9. Для 80% землетрясений ($N=111$) большая полуось эллипса ошибок не превышает 10 км с фиксированными параметрами ошибки для скоростной модели (0.15 км/с) и временами прихода (0.3 с) (Рис. 6.3.1).

Современная сейсмичность севера ВЕП проявляется в виде землетрясений небольшой магнитуды. Из 125 зарегистрированных землетрясений только 15 имели ML выше 2.0

(Приложение В). Распределение эпицентров зарегистрированных землетрясений вполне соответствует закономерностям, выявленным ранее в работах [Панасенко, 1969; Ассиновская, 2004; Маловичко и др., 2007; Годзиковская, 2010; Никонов, 2013; Виноградов и др., 2016].

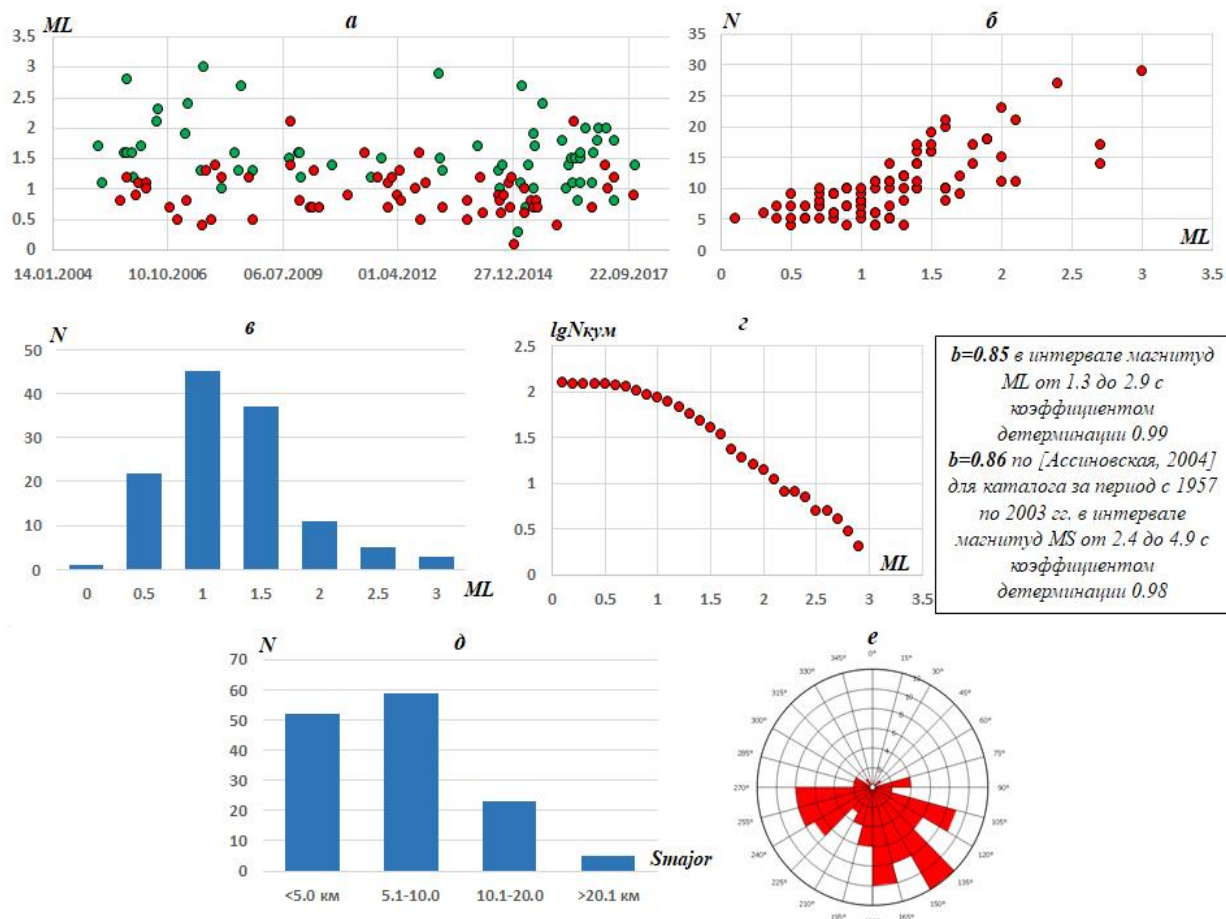


Рис. 6.3.1 – Анализ данных каталога землетрясений по северу ВЕП за период с 2005 по 2018 г.: *а* – распределение магнитуд землетрясений по времени: зелеными кружками указаны эпицентры, для которых подтверждена тектоническая природа; красными – эпицентры, для которых не удалось применить критерии распознавания из-за низкого соотношения «сигнал/шум»; *б* – распределение количества сейсмических станций, зарегистрировавших землетрясения, в зависимости от магнитуды; *в* – распределение количества землетрясений по магнитудам; *г* – кумулятивный график повторяемости; *д* – распределение количества землетрясений от значений радиуса большой полуоси эллипса ошибок; *е* – распределение значений зоны тени при локации землетрясений

Северо-запад ВЕП характеризуется самой высокой сейсмической активностью, а именно повышенная сейсмическая активность характерна для западной части Беломорского бассейна (Рис. 6.3.2). Эпицентры приурочены к Кандалакшской и Куусамо-Порьегубской сейсмогенерирующим зонам, идентифицированным ранее по инструментальным данным [Баранов и др., 2007] (Рис. 6.3.3).

В западной части Беломорского региона большая часть эпицентров слабых событий в 2005–2018 гг. располагается не в пределах Кандалакшского и Колвицкого грабенов, а на

суше к западу и юго-западу от них, и гипоцентры располагаются на глубине до 5 и до 20 км. При сравнении положения эпицентров обработанных землетрясений (с учетом эллипса ошибок каждого) с картой новейших и молодых морфоструктур Кандалакшского залива и его окрестностей (впервые выполненной на основе цифровой модели рельефа [Никифоров и др., 2015]) можно обнаружить несколько примечательных соотношений (Рис. 6.3.4). Эпицентры десяти землетрясений соотносятся с разломами третьего порядка и восемь из них имеют мелкие очаги, т.е. отражают как бы «потрескивание» верхней части кристаллического фундамента.

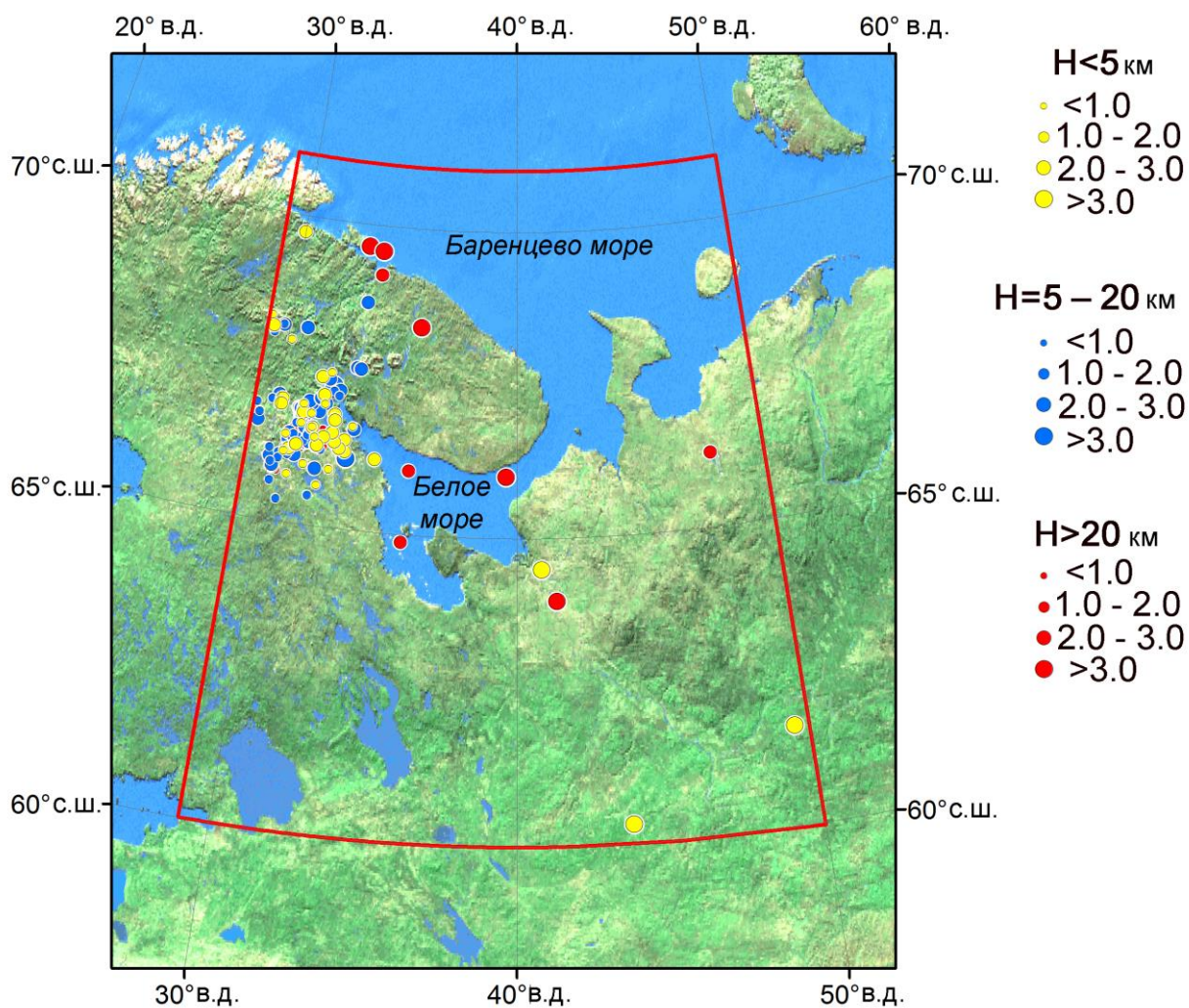


Рис. 6.3.2 – Карта эпицентров землетрясений из уточненного каталога за период с 2005 по 2018 г. с указанием магнитуды и глубины. Линия ограничивает изучаемую область

В пределах акватории залива, т.е. самого Кандалакшского и Колвицкого грабенов, и только на их юго-западном борту, зафиксировано несколько событий, также с верхнекоровыми очагами и на больших расстояниях друг от друга. Их эпицентры лежат на линиях продольных, простирающихся в направлении СЗ–ЮВ разрывах по главному ограничению грабена. Вполне явно обнаруживается сейсмическое «молчание» за последние годы в пределах самих грабенов, где фундамент густо раздроблен расколами

разного порядка и ориентации. Скорее всего, явление это временное и может означать большую длительность периодов накопления напряжений и вероятность более сильных событий. Сопоставление с позицией выявленных палеосейсмодеформаций (Рис. 6.3.5), так же как очагов землетрясений исторического периода, служит подтверждением этого тезиса. Вряд ли будет ошибкой принять факт возникновения всего за 12 лет трех землетрясений точно на юго-западном борту Кандалакшского грабена на линии разлома длиной 190–200 км за признак разлома сейсмогенного.

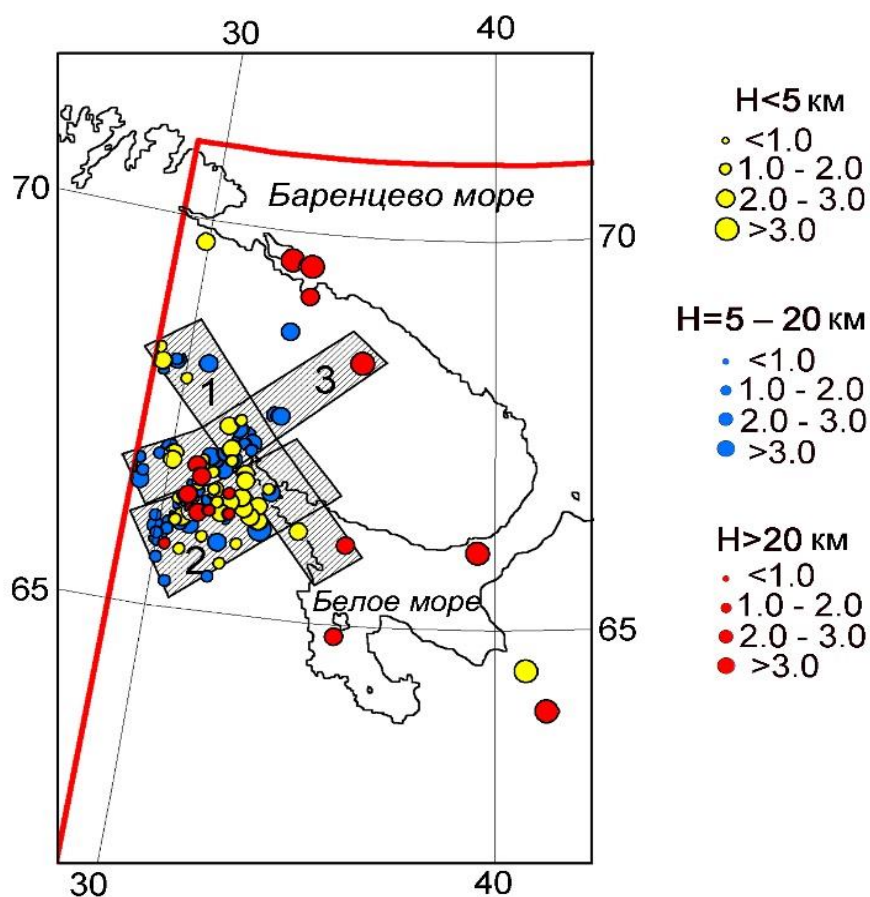


Рис. 6.3.3 – Схема основных сейсмически активных зон северо-запада ВЕП с градациями по магнитуде и глубине: 1 – Кандалакшская; 2 – Куусамо-Порьегубская; 3 – Хибино-Ловозерская. Линия ограничивает изучаемую область

В восточной части Беломорского региона зарегистрировано два землетрясения в Беломорско-Двинском районе в 2005 и 2013 г. и одно – в районе пролива Горло в 2006 г. Все землетрясения имеют магнитуду $M_L(HE)$ больше 2.0, что выделяет их среди остальных землетрясений. Факт возникновения землетрясения 2005 г., если его рассматривать совместно со сведениями о землетрясениях 1847 г. и 1935 г., а также с землетрясения 1970 г. [Никонов, 2013], может указывать на сейсмическую активность Беломорско-Двинского района. Эпицентры можно соотнести с системой крупных разломов, разграничивающих Архангельский выступ и Карецко-Пинежский рифт на северо-востоке и Онежско-Кандалакшский палеорифт на юго-западе.

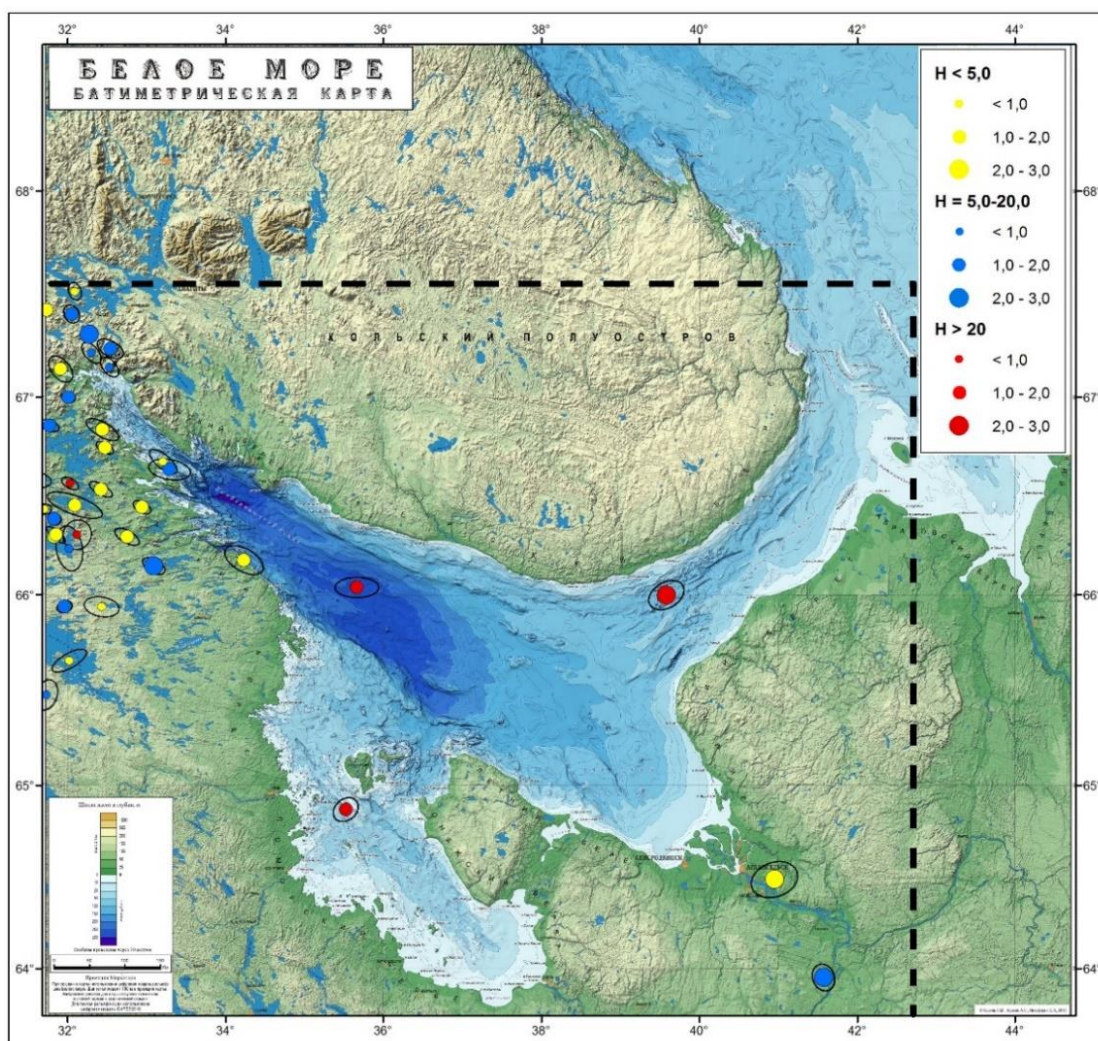


Рис 6.3.4 – Карта уточненных эпицентров землетрясений для Беломорского региона с эллипсами ошибок. Карта построена на основе цифровой модели рельефа [Никифоров и др., 2015]. В легенде справа дана классификация землетрясений по глубине очага (H) и магнитуде (размер кружка)

Эпицентр землетрясения 2013 г. приурочен к разлому, ограничивающему Архангельский выступ и Онежско-Кандалакшский палеорифт. Примечательно, что активность этого разлома была показана ранее в работе [Юдахин и др., 2008] на основе регистрации эндогенного излучения. Вычисленный в работе [Morozov et al, 2016] фокальный механизм этого землетрясения полностью соотносится с выводами работы д.г.-м.н. Л.А. Сим [Сим и др., 2011] о характерном для восточной части Балтийского щита региональном субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении.

Эпицентр землетрясения 2006 г. в проливе Горло практически совпадает с эпицентром исторического землетрясения 1912 г. [Никонов, 2000]. Как видно, разрядка тектонических напряжений происходит и на поперечно-секущих (северо-восточных) разломных зонах. В центральной части Беломорского региона слабые землетрясения за последние десять лет не регистрировались, как и за весь инструментальный период [Ассиновская, 2004].

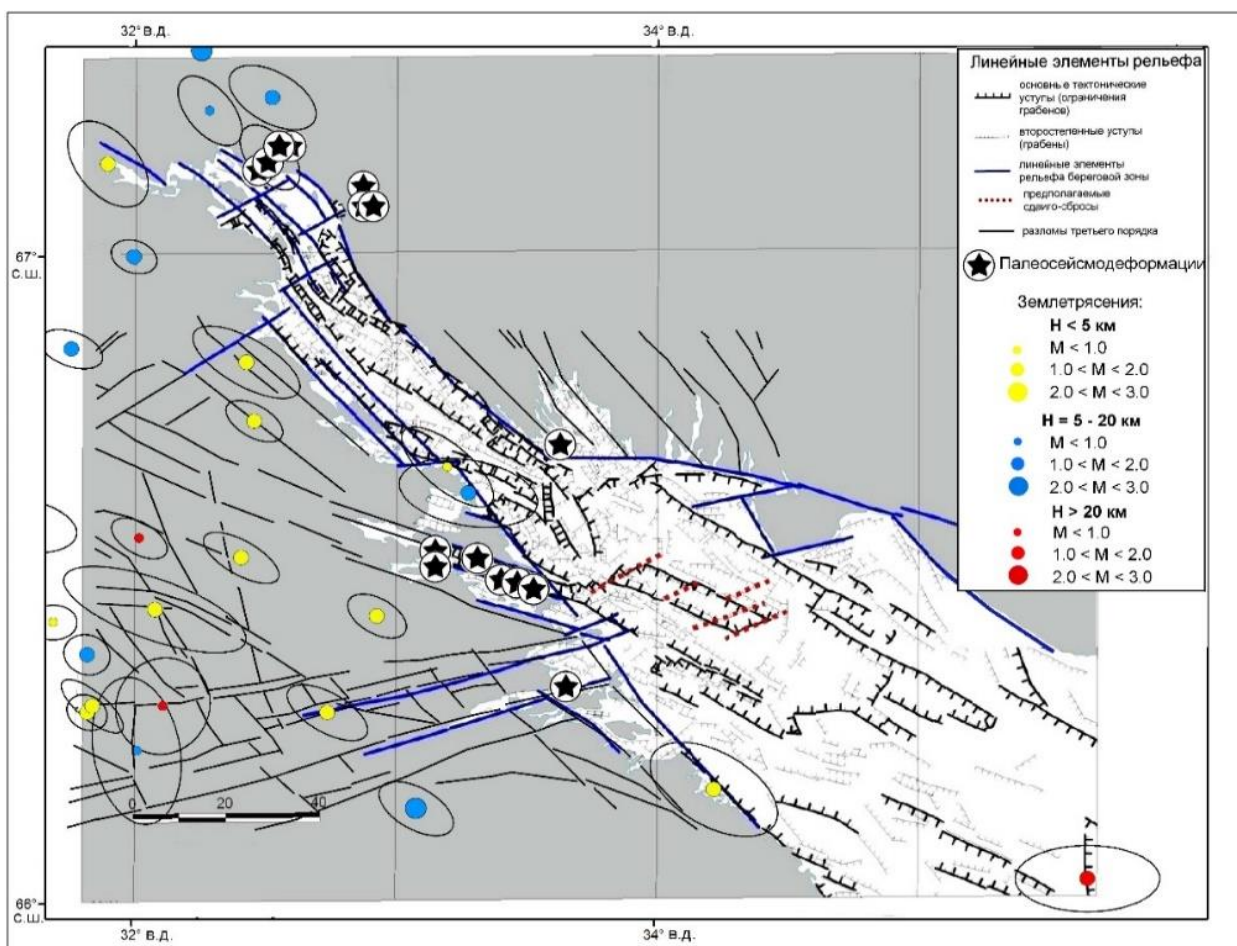


Рис. 6.3.5 – Морфоструктурная схема дна и побережий Кандалакшского залива, составленная С.В. Шваревым [Шварев и др., 2015] по цифровой модели рельефа, в сопоставлении с сейсмическими проявлениями. В легенде справа дана классификация землетрясений по глубине очага (H) и магнитуде (размер кружка)

Для каждого землетрясения были вычислены диапазоны возможных значений глубин их очагов с указанием глубин с максимальным значением рейтинговой функции (Приложение В). Для некоторых землетрясений интервалы возможных значений глубин довольно широкие, т.к. отсутствие станций на близких расстояниях от эпицентра, даже при хорошем азимутальном охвате сейсмическими станциями, не позволяет определить диапазон возможных глубин более точно.

Землетрясения на севере ВЕП обычно происходят в пределах земной коры (Рис. 6.3.2). Для землетрясений в Беломорском регионе характерны значения глубин очагов от 1 до 20 км. Это хорошо согласуется с результатами работ [Bungum, Lindholm, 1997; Ассиновская, 2004], авторы которых пришли к выводу, что слой, вызывающий землетрясения, находится в пределах 5–17 км глубины. Для некоторых землетрясений, эпицентры которых расположены непосредственно в акватории Белого моря, в Карелии и севере Кольского полуострова значения глубины очага составляют 20 км и ниже.

Полученные в данной главе результаты углубляют наши знания о проявлении современной сейсмичности на севере ВЕП. Использование единой скоростной модели, единого алгоритма расчёта и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций позволило определить параметры очагов землетрясений с наибольшей достоверностью. Полученный в результате уточнённый каталог может служить основой для геологических, тектонических и геодинамических построений, а также предоставлять более точные сведения об уровнях сейсмичности для различных районов.

6.4 Сейсмичность севера Русской плиты за инструментальный период

На севере Русской плиты постоянные инструментальные наблюдения начались с 2003 г, когда усилиями чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахина и к.ф.-м.н. В.И. Французовой, при поддержке ФИЦ ЕГС РАН, начала функционировать Архангельская сейсмическая сеть [Юдахин, Французова, 2006; Юдахин и др., 2012]. За период функционирования сейсмической сети на севере Русской плиты произошло три тектонических землетрясения – 22.10.2005 г., 07.10.2012 г. и 28.03.2013 г. с магнитудами M_L не превышающими 3.5. До этого информацию о землетрясениях, произошедших на севере Русской плиты в XX в., получали, в большинстве случаев, по данным сейсмических станций, удаленных на значительные расстояния.

На основе исследований А.А. Никонова [Никонов, 2000, 2004], данных «Сводного каталога землетрясений ВЕП» [Маловичко и др, 2007] и каталога Архангельской региональной сейсмической сети (код сети АН) был составлен каталог землетрясений для севера Русской плиты, произошедших с начала XX в. Выборка осуществлялась в пределах рассматриваемого района, ограниченного координатами: 65° с.ш., 35° в.д. 68° с.ш., 50° в.д. – 61° с.ш., 50° в.д. – 61° с.ш., 37° в.д. В каталог дополнительно были включены два землетрясения 19.07.1982 г. и 07.10.2012 г. по данным ISC [International..., 2022], которые ранее не фигурировали в каталогах по Европейскому Северу (Табл. 6.2).

Бюллетени сейсмических станций по конкретным землетрясениям привлекались из архива ФИЦ ЕГС РАН, ISC и Института сейсмологии Университета города Хельсинки (код сети HE) [Institute of Seismology..., 2021]. Исходные данные (сейсмограммы) зарубежных сейсмических станций привлекались с помощью Центра данных GEOFON [GEOFON, 2020]. Данные по отечественным станциям привлекались из ФИЦ ЕГС РАН, Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) и Горного института УрО РАН (г. Пермь). В результате необходимое количество данных для уточнения параметров гипоцентров удалось привлечь для девяти землетрясений, произошедших за период с 1982 по 2013 г.

Таблица 6.2 – Сейсмический каталог землетрясений для севера Русской плиты, произошедших с начала XX в., по данным [Никонов, 2000, 2004; Маловичко и др., 2007; International..., 2022; Morozov et al., 2016]

N п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Магнитуда				Интенсивность	Источник
	Год	м	д	ч	м	сек	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	M	$mb(\text{ISC})$	$ML(\text{HE})$	$ML(\text{АН})$	I_0	
1	1912	3	5	10	11	00±30	66.0±2.0	40.0±2.0	15 10-25	4.0±0.7				(4-5)±1.0	[Никонов,2000; Никонов, 2004]
2	1933	3	3				62.0±0.5	43.0±1.0	10 5-18	3.3±0.5				4±0.5	[Никонов,2000; Никонов, 2004]
3	1936	1	23	6±1	00	00	66.2±0.5	43.30±0.5	7 3-12	3.5±0.5				(4-5)±0.5	[Никонов,2000; Никонов, 2004]
4	1970	5	10	4	8	23	65.4	39.7		3.4					[Маловичко и др, 2007]
5	1971	9	15	9	15	13.3	67.12	48.25	10	3.9					[Маловичко и др, 2007]
6	1975	8	7	7	40	14	65.1	37.6	17	3.3					[Маловичко и др, 2007]
7	1982	7	19	9	00	06.5	62.50	47.56	0f		4.4				[International..., 2013]
8	1991	10	21	4	47	13.7	65.62	41.42	10	2.9					[Маловичко и др, 2007]
9	1996	12	26	4	44	11.2	63.4	44.3	0	3.4					[Маловичко и др, 2007]
10	2002	2	25	18	38	17	63.7	47.6		3.3					[Маловичко и др, 2007]
11	2005	10	22	17	46	44.2	64.55	41.00	3				2.9	1	[Morozov et al., 2016]
12	2012	10	7	3	43	15.2	66.44	46.97	10f			1.6			[International..., 2020]
13	2013	3	28	7	2	16	63.91	41.44	15f				3.4	1	[Morozov et al., 2016]

На платформенных территориях тектонические землетрясения регистрируются редко, в отличие от техногенных сейсмических событий (промышленных взрывов). Поэтому у исследователей возникают сомнения в правильности определения природы таких событий, т.к. ошибочное определение природы может повлечь за собой ряд негативных последствий. Поэтому для каждого землетрясения из предварительного каталога была проведена дополнительная проверка его тектонической природы на основе критериев, разработанных сотрудниками КоФ ФИЦ ЕГС РАН [Asming, Kremenetskaya, 2002; Kremenetskaya et al., 2002; Ringdal et al., 2002] и в ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН [Морозов, 2008]. Задача идентификации решается путем анализа априорных сведений и записей сейсмического события неизвестной природы по записям станции KLM по совокупности критериев [Морозов, 2008]. Наличие или отсутствие карьера в районе, куда падает эпицентр события. Значение магнитуды ML (значение ML для взрывов из карьеров Архангельской области не превышают 2.8). Время и день недели (для каждого карьера Архангельской области были проанализированы времена и дни недели производства взрывных работ). Отношение средних амплитуд P - и S -волн, вычисленное в программе PSRatio [Ringdal et al., 2002]. Характер изменения спектра во времени, вычисленный в программе Spec, разработки к.ф.-м.н. В.Э. Асминга.

Параметры гипоцентров землетрясений после процедуры уточнения представлены графически на рисунке 6.4.1 и в таблице 6.3. При уточнении параметров гипоцентров был заметно расширен азимутальный створ за счет привлечения дополнительных сейсмических станций. В результате пересчета эпицентры землетрясений сместились в большей или меньшей степени от первоначального положения. Наибольшие отклонения характерны для землетрясений 1970, 1971, 1982, 1996 и 2012 гг. в среднем на 50 км. Наименьшие отклонения характерны для землетрясений 2005 г. и 2013 г., соответственно 7 и 8 км.

Землетрясение 7 августа 1975 г., произошедшее на западе Двинского залива Белого моря, фигурирует в базе данных «Сводного каталога землетрясений ВЕП», в котором приведены параметры, вычисленные в Институте сейсмологии [Institute of Seismology..., 2021] (Табл. 6.2). Для этого землетрясения удалось обнаружить времена вступлений в бюллетенях только двух сейсмических станций KIR (Kiruna, Sweden) и UME (Umea, Sweden). Поэтому процедура уточнения для землетрясения 7 августа 1975 г. не проводилась. Однако анализ обнаруженных времён вступлений ставит под сильное сомнение приуроченность эпицентра этого землетрясения к району севера Русской плиты.

Землетрясение 19 июля 1982 г., произошедшее на границе Архангельской области и республики Коми, было зарегистрировано большим количеством станций разных сейсмических сетей. В частности, оно фигурирует в базе данных таких сейсмологических

Центров, как EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) и NEIC (National Earthquake Information Center). В ISC представлены параметры гипоцентра землетрясения, вычисленные на основе обобщения бюллетеней всех зарегистрированных зарубежных сейсмических станций (Табл. 6.2).

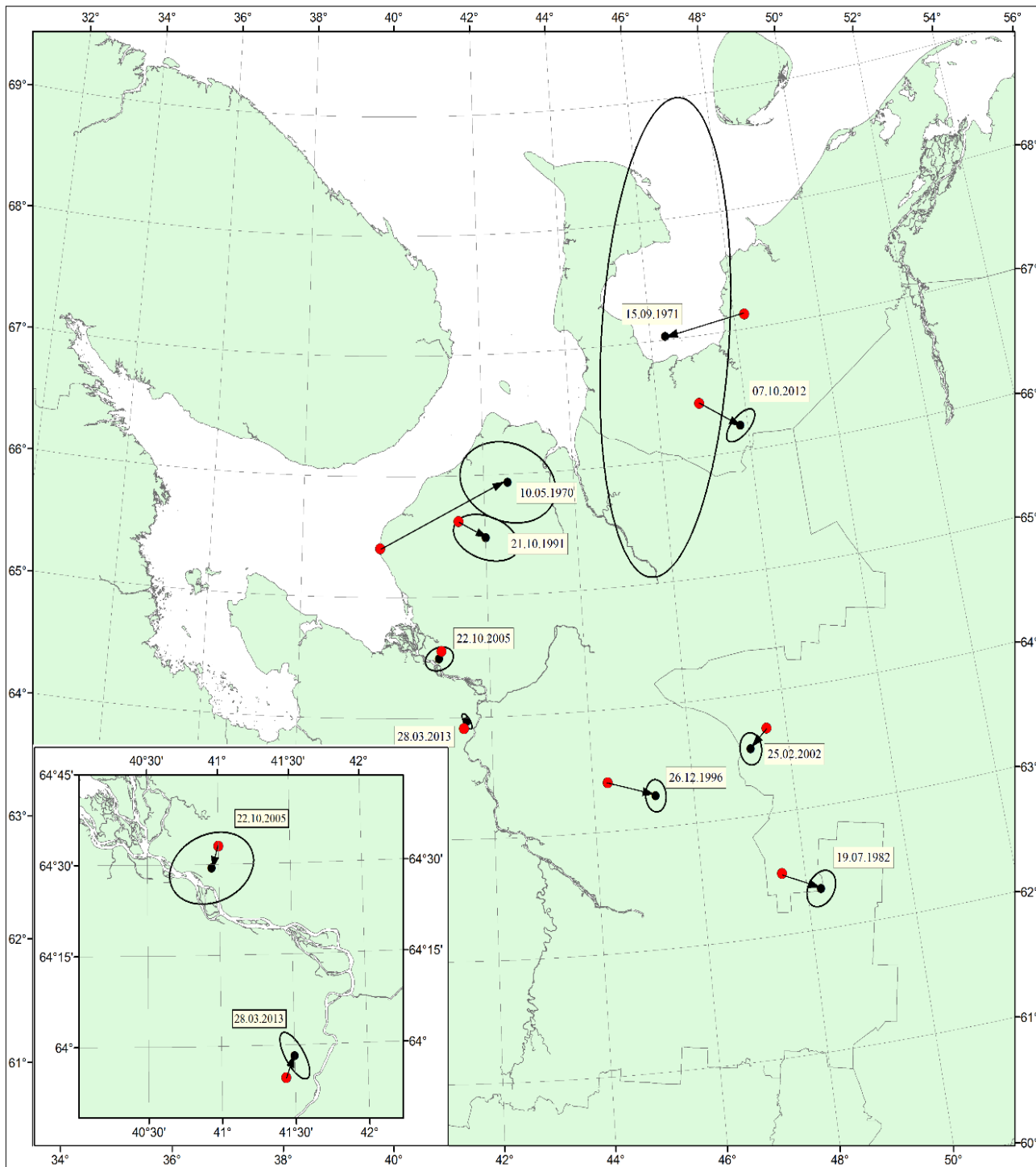


Рис. 6.4.1 – Карта уточненных эпицентров землетрясений для севера Русской плиты с эллипсами ошибок. Сплошной черной линией указан район исследования.

Таблица 6.3 – Уточнённый каталог землетрясений для севера Русской плиты. Звездочкой (*) указаны значения магнитуд, вычисленные с использованием соотношений между магнитудами разных типов и рассчитанных в разных сейсмологических Центрах [Lindholm, Bungum, 2000; Das et al, 2011]

N п/п	Дата			Время			Координаты гипоцентра			Эллипс ошибок			Магнитуда						Интенсив ность	
	Год	м	д	ч	м	сек	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, км$	$Az_{major}, ^\circ$	$S_{minor}, км$	$S_{major}, км$	M	$mb(ISC)$	$ML(HEL)$	$ML(AH)$	$ML(NAO)$	$MS(IDC)$	$I0$	
1	1970	5	10	4	8	23	65.9	42.6	(0) 0-99	110	36.02	49.40	3.4							
2	1971	9	15	9	15	13.3	67.12	48.25	(0) 0-99	10	64.84	222.38	3.9							
3	1982	7	19	9	00	11.1	62.33	48.27	(20) 0-51	40	12.70	17.81	4.2*	4.4						
4	1991	10	21	4	47	11.0	65.48	42.01	(0) 0-99	110	19.72	33.87	2.9							
5	1996	12	26	4	44	10.6	63.26	45.24	(0) 0-32	0	10.20	14.77	3.4							
6	2002	2	25	18	38	09.2	63.55	47.23	(99) 19-99	0	10.82	14.81	3.3							
7	2005	10	22	17	46	44.8	64.49	40.95	(0) 0-13	70	10.35	14.53	2.6*			2.9				
8	2012	10	7	3	43	12.9	66.21	47.84	(26) 0-99	50	8.59	18.98	1.1*		1.6					
9	2013	3	28	7	2	16.5	63.97	41.50	(21) 8-36	150	6.80	8.10	3.1*		2.8	3.4	3.1	3.5	1	

* – пересчитанные магнитуды

Землетрясение 1982 г. не было представлено в «Сводном каталоге землетрясений ВЕП» [Маловичко и др., 2007], который, в свою очередь, является обобщением предыдущих каталогов землетрясений. Отсутствие землетрясения в каталогах вкупе со значением времени в очаге равным $09^{\circ}00^{\prime}06.5^{\circ}$ и магнитудой $M=4.4$ может косвенно свидетельствовать в пользу подземного ядерного взрыва. В 1971 г. и 1980-х годах на севере Европейской части России было произведено несколько подземных ядерных взрывов для гражданских целей [Yang et al., 2003]. Однако информации в работе [Yang et al., 2003] о производстве 19 июля 1982 г. подземного ядерного взрыва нет. При этом эпицентр располагается в незаселенном районе на границе Архангельской области и республики Коми. Всё это может косвенно свидетельствовать в пользу тектонической природы события. Но дать более удовлетворительную аргументацию тектонической природы соискателю не представляется возможным.

В результате пересчета параметров гипоцентра землетрясения 1982 г. эпицентр смещается на 41 км юго-восточнее по сравнению с исходными координатами. Диапазон возможных значений глубин очага варьируется от 0 до 51 км, а значение глубины с максимальным значением рейтинговой функции в алгоритме NAS равно 20 км (Рис. 6.4.1, Табл. 6.3).

Землетрясение 7 октября 2012 г. произошло на северо-востоке Архангельской области в незаселенном районе. Землетрясение зарегистрировано сейсмическими станциями Финляндии и Норвегии. В Институте сейсмологии Университета города Хельсинки вычислены параметры очага на основе обобщения бюллетеней всех зарегистрированных зарубежных сейсмических станций (Табл. 6.2). Землетрясение 2012 г. не представлено в ежегоднике «Землетрясения России в 2012 году» [Землетрясения России..., 2014]. Поэтому вместе с землетрясением 1982 г. оно будет впервые введено в каталог землетрясений по северу Русской плиты.

Одно из сильных для данного региона землетрясение было зарегистрировано 28 марта 2013 г. Оно было зарегистрировано большим количеством сейсмических станций России, Финляндии и Норвегии. В работах [Morozov et al., 2016; 2018] на основе данных сейсмических станций Архангельской сети и сетей на сопредельных территориях проведено уточнение параметров очага этого землетрясения.).

Эпицентр располагается в 80 км южнее г. Архангельска, в слабо населённом районе, чуть западнее реки Северная Двина. Диапазон возможных значений глубин очага варьируется от 2 до 33 км, а значение глубины с максимальным значением рейтинговой функции равно 19 км (Рис. 6.4.2, Табл. 6.3).

В программе FA2011 [Иванова и др., 2011] был рассчитан механизм очага землетрясения по знакам первых вступлений продольных волн, которые были определены по записям 15 станций, из них на 11 зарегистрированы волны сжатия, на 4 – волны разрежения. Получено вероятное решение механизма очага, тип движения по обеим плоскостям – сдвиг. Параметры плоскостей (Strike, Dip, Slip) следующие: для 1-ой плоскости 331, 79, 165; для 2-ой плоскости 63, 75, 10 (Рис. 6.4.2).

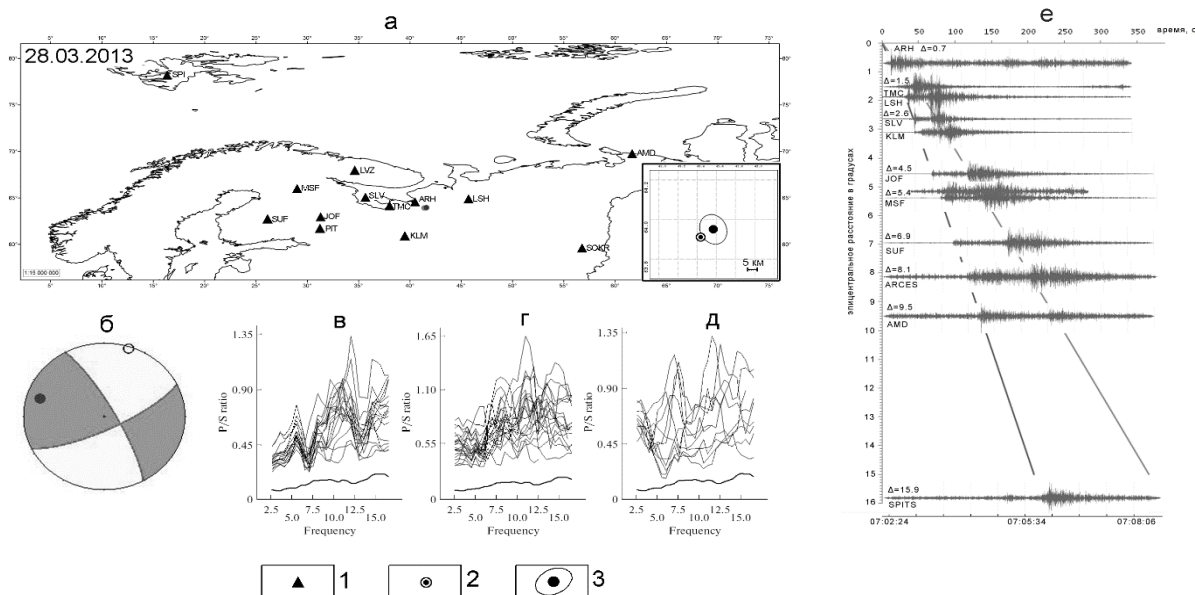


Рис. 6.4.2 – Уточнение параметров гипоцентров землетрясений 28.03.2013 г.: а – карта расположения сейсмических станций, участвовавшие в расчете; б – фокальный механизм (Double Couple) землетрясения. Сравнение отношений средних амплитуд *P*- и *S*-волн сейсмического события 28.03.2013 г. (жирная линия) и промышленных взрывов (тонкие линии) из карьеров: в – на востоке Карелии; г – «СОБР» (Архангельская обл.); д – «Савинский ЦЗ» (Архангельская обл); е – цифровые записи станций, удаленных на разные расстояния от эпицентра; 1 – сейсмическая станция; 2 – исходный эпицентр с координатами из таблицы 6.2; 3 – уточненный эпицентр и эллипс ошибок

Было проведено исследование по изучению возможного макросейсмического эффекта от землетрясения. Для этого в ближайших к эпицентру населенных пунктах Холмогорского района Архангельской области был проведен опрос по телефону глав сельсоветов и местного населения. Однако каких-либо сведений о макросейсмических эффектах получено не было. Все это позволяет считать произошедшее землетрясение не ощутимым на поверхности и дает основание для присвоения землетрясению значения интенсивности 1 балл по шкале MSK-64. Полноценных макросейсмических исследований с выездами экспедиционного отряда в ближайшие к эпицентру деревни не проводилось. Поэтому не исключено, что макросейсмические эффекты были, и интенсивность землетрясения может быть отличной от 1.

По всей совокупности критериев природа землетрясения 2013 г. определялась как преимущественно тектоническая. Например, сравнение параметров *P/S* наглядно

показывает, что для анализируемого сейсмического события значения P/S не превышают 0.2, что существенно меньше, чем диапазон возможных значений для промышленных взрывов (Рис. 6.4.6в-д).

Для каждого землетрясения были вычислены диапазоны возможных значений глубин их очагов с указанием глубин с максимальным значением рейтинговой функции. Для землетрясений 1970, 1971, 1991, 2002 и 2012 гг. интервалы значений глубин довольно широкие. Отсутствие станций на локальных расстояниях от эпицентра, даже при хорошем азимутальном охвате сейсмическими станциями, не позволяет определить диапазон возможных глубин более точно. Для остальных землетрясений получены стабильные значения глубин в пределах земной коры.

Полученные в разделе результаты упорядочивают наши знания о проявлении сейсмичности на севере Русской плиты за инструментальный период. Параметры очагов землетрясений за инструментальный период наблюдений были пересчитаны с использованием единой актуальной скоростной модели, единого алгоритма расчёта и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней российских и зарубежных сейсмических станций. Результаты должны стать частью единого сейсмического каталога землетрясений ВЕП нового поколения, объединяющего землетрясения за исторический и инструментальный периоды.

6.5 Выводы главы 6

Начиная с 2004 г., приарктические территории севера Восточно-Европейской платформы имеют наибольшую плотность сейсмометрических наблюдений за весь инструментальный период. Это создало условия для определения параметров гипоцентров современных землетрясений, в том числе низкомагнитудных, на основе данных сейсмических станций, расположенных в широком азимутальном створе и диапазоне эпицентральных расстояний. С применением совокупности решений, описанной в главе 2, создан единый уточненный каталог современных землетрясений приарктических территорий севера Восточно-Европейской платформы за период с 2004 по 2018 г.

Проведено уточнение параметров гипоцентров землетрясений, зарегистрированных на севере Русской плиты за инструментальный период наблюдений. Впервые в каталог землетрясений для севера Русской плиты включены два землетрясения 19.07.1982 г. и 07.10.2012 г., которые ранее не фигурировали в сейсмических каталогах по Европейскому Северу. Наоборот, для землетрясения 07.08.1975 г. ставится под сомнение приуроченность его эпицентра к северу Русской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертации подводятся итоги исследования сейсмичности западного сектора Российской Арктики, проведенного соискателем в период с 2010 по 2023 г. Полученные результаты направлены на решение важных научно-практических задач по уточнению сейсмической опасности арктических территорий и обеспечению безопасной эксплуатации промышленных систем и объектов при освоении крупных месторождений в Арктическом регионе.

В сейсмологии распространены исследования по уточнению параметров очагов ранее произошедших землетрясений. Как правило, уточнение происходит спустя некоторое время, когда появляется возможность привлечь дополнительные инструментальные данные, появляются уточненные скоростные модели, новые методические подходы к оценке параметров гипоцентра и выделившейся энергии.

Вычисление параметров очагов арктических землетрясений в течение всего инструментального периода проводилось в условиях малого количества станций и их удаленности от очага, с применением устаревших в настоящее время скоростных моделей и алгоритмов локации, с неполным набором инструментальных данных. Поэтому соискателем предложена совокупность решений, направленная на повышение достоверности определения основных параметров землетрясений первой половины XX в., включающая в себя: сводный электронный архив бюллетеней сейсмических станций; новый метод вероятностной локации раннеинструментальных землетрясений; современный алгоритм локации, реализованный в программе NAS (New Association System) и глобальную скоростную модель *ak135*. Данный результат доказывает первое защищаемое положение.

С целью повышения достоверности определения основных параметров современных землетрясений западного сектора Российской Арктики предложена совокупность решений, включающая в себя: новые и апробированные региональные одномерные скоростные модели; комбинированную скоростную модель, состоящую из 11 региональных моделей; уточненную шкалу локальной магнитуды *ML* и корреляционные связи между магнитудами разных типов, вычисленными в различных сейсмологических центрах; современный алгоритм локации, реализованный в программе NAS (New Association System), и интеграцию цифровых данных отечественных и зарубежных сейсмических станций. Данные результаты доказывают первое и второе защищаемые положения. Представленный результат доказывает второе защищаемое положение.

Предложенная совокупность для современных землетрясений западного сектора Российской Арктики применяется соискателем при составлении сводных каталогов по региону «Арктика» в ежегоднике «Землетрясения России», а также сотрудниками лаборатории сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН в рутинной обработке сейсмических данных арктических станций Архангельской сейсмической сети (код сети – АН, DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>).

Параметры гипоцентров раннеинструментальных арктических землетрясений, вычисленные исследователями в первой половине XX в., до сих пор используются в современных каталогах землетрясений. Однако эти параметры вычислены чаще всего на основе данных бюллетеней лишь части сейсмических станций, функционировавших в начале XX в., на устаревших скоростных моделях и алгоритмах локации. Поэтому соискателем из разных источников были обобщены данные о землетрясениях, зарегистрированных в Арктике за период с 1904 по 1920 г., и проведено уточнение их основных параметров (гипоцентр, магнитуда) с использованием предложенной совокупности решений для землетрясений первой половины XX в.

Всего за этот период выявлено 25 землетрясений, эпицентры которых располагаются выше 70° с.ш. Среди них обнаружено четыре «забытых» сильных землетрясения, которые упоминаются только в работе [Tams, 1922] и не встречаются в более поздних каталогах. Соискателем создан сводный унифицированный каталог землетрясений Арктики за период с 1904 по 1920 г., который содержит уточненные параметры для 18 из 25 зарегистрированных землетрясений. Для оставшихся землетрясений в каталоге указаны причины, по которым процедура уточнения не проводилась.

Большинство уточненных эпицентров землетрясений приурочены к основным сейсмическим зонам Арктики, а именно, к срединно-океаническим хребтам, архипелагу Шпицберген и шельфу моря Лаптевых. При этом для большей части землетрясений уточненные координаты эпицентров оказались существенно отличными от первоначальных, указанных в различных источниках. Этот факт может оказать влияние на итоговую оценку сейсмической опасности некоторых арктических территорий, в том числе западного сектора Российской Арктики.

В частности, было показано, что землетрясение 14.10.1908 г. магнитудой $M_w(ISC)=6.6$ произошло на шельфе Баренцева моря в зоне перехода «континент–океан» в районе устья желоба Франц-Виктория к северо-западу от архипелага Земля Франц-Иосифа. Это землетрясение имеет большое значение для оценки сейсмической опасности всего западного сектора Российской Арктики.

А землетрясение 13.04.1912 г. магнитудой $M_S=5.1$, эпицентр которого по ряду источников приурочен к архипелагу Северная Земля и которое до сих пор оказывает большое влияние на оценку сейсмической опасности региона, после процедуры уточнения оказалось «перемещенным» в один из главных сейсмоактивных районов Арктики – срединно-океанический хребет Гаккеля. Исходя из этого, оценка сейсмической опасности данного в районе архипелага должна быть пересмотрена.

Таким образом, представленные в созданном каталоге землетрясения, зарегистрированные в Арктике в начале XX в., имеют большое значение как для понимания общих закономерностей сейсмического процесса, так и для оценки сейсмической опасности арктических территорий.

В течение всего XX в. и в начале XXI в. развитие инструментальных наблюдений в Евразийской Арктике, частью которого является Баренцево-Карский регион, происходило неравномерно и во времени, и в пространстве, что определяло и сейсмологическую изученность этой территории. В наибольшей степени исследована западная часть Баренцево-Карского региона, имевшая хорошую инструментальную представительность практически в течение всего инструментального периода. Центральная и восточная части региона, которые входят в западный сектор Российской Арктики, в силу малого объема инструментальных данных редко становились объектом исследования сейсмологов. Исключение составляет архипелаг Новая Земля с функционировавшим до 1990 г. на его территории ядерным полигоном.

На основе результатов многолетних исследований соискателя по уточнению и унификации основных параметров зарегистрированных в пределах западного сектора Российской Арктики землетрясений и применения разработанных совокупностей решений создан единый уточненный и унифицированный каталог арктических землетрясений за период с 1908 по 2020 г. Каталог в том числе содержит данные о современной сейсмичности районов, ранее недоступных для детального сейсмического мониторинга, и отражает зоны повышенной сейсмичности в районе желобов Франц-Виктория и Св. Анны, о. Белый, архипелагов Новая Земля и Северная Земля. Шельф Баренцева и Карского морей характеризуется редкой и рассеянной сейсмичностью

Было выполнено сравнение параметров линеаментно-доменно-фокальных (ЛДФ) моделей карт ОСР-97 и ОСР-2016 и инструментальных данных из сводного каталога. Конфигурация, значения максимально возможных магнитуд и глубина сейсмогенных слоев доменов ЛДФ-моделей карт ОСР не всегда соответствуют инструментальным данным, что требует их корректировки. С этой целью для ЛДФ-моделей карт ОСР-97 и ОСР-2016 предлагается следующее:

– расширить границы ЛДФ-моделей за пределы бровки континентального склона для учета сейсмичности, происходящей в устьевых зонах желобов, у основания континентального склона и на абиссальной равнине;

– изменить конфигурацию и увеличить площадь домена в районе устья желоба Франц-Виктория, характеризующегося $M_{\max}=6.5$. Причина – произошедшие здесь 14.10.1908 г. и 14.02.1948 г. землетрясения магнитудой 6.5 и 6.3 соответственно. Кроме того, необходимо разделить домен 77 ЛДФ-модели карты ОСР-2016 на несколько доменов, т.к. уровень сейсмичности для разных частей домена заметно отличается;

– изменить глубину для доменов, располагающихся в районе архипелага Новая Земля;

– понизить значения M_{\max} для доменов архипелага Северная Земля и шельфа Баренцева и Карского морей.

Таким образом, созданный для западного сектора Российской Арктики сводный уточненный каталог землетрясений может служить основой для оценки сейсмической опасности этой территории.

Созданные каталоги землетрясений за период с 1904 по 1920 г. для всей Арктики и за период с 1908 по 2020 г. для западного сектора Российской Арктики доказывают третье защищаемое положение.

В диссертации рассмотрена сейсмичность одной из главных сейсмоактивных зон Арктики – срединно-океанического хребта Гаккеля. Экстремальные климатические и географические условия накладывают ограничения на проведение здесь стационарных сейсмометрических наблюдений. Так, в течение всего инструментального периода практически не регистрировались землетрясения в диапазоне магнитуд (в зависимости от сегмента хребта) от 2.0 до 4.0. Благодаря развитию в начале XXI в. инструментальных наблюдений на арктических архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля появилась возможность регистрировать и лоцировать низкомагнитудные землетрясения из района хребта Гаккеля в границах от 7° з.д. до 115° в.д. Применение предложенной соискателем совокупности решений позволило впервые на основе данных многолетних стационарных наблюдений за период с 2012 по 2022 г. составить представление о пространственно-временных особенностях проявления слабой сейсмичности в пределах хребта Гаккеля.

Было показано, что землетрясения в пределах хребта регистрировались неравномерно в пространстве и во времени. Наибольшее количество эпицентров зарегистрированных землетрясений приурочено к центральному амагматическому сегменту (ЦАС) хребта, а именно, к районам в границах от 1.5° до 19.0° в.д. и от 86° до

95.0° в.д. Приуроченность большинства землетрясений к ЦАС может быть объяснена тем, что спрединг этого сегмента амагматичен. В структурообразовании этой части хребта преобладают тектонические, а не магматические и метаморфические процессы. Исключением является район расположения (19° в.д.) единственного в ЦАС вулканического центра, где сейсмичность практически отсутствует.

Землетрясения в пределах хребта Гаккеля регистрировались неравномерно во времени. Выявлено наличие периодов затишья и активизации сейсмичности. Выделены группирующиеся землетрясения, среди которых наблюдаются как афтершоковые, так и роевые последовательности низкомагнитудных землетрясений. Рои землетрясений тяготеют к некоторым вулканическим центрам, выявленным ранее по геолого-геофизическим данным в ходе комплексных экспедиций. При этом в ЦАС роёв землетрясений не зафиксировано. В этом сегменте хребта регистрируются преимущественно одиночные землетрясения, а также афтершоковые последовательности. Пространственное распределение роев может свидетельствовать о наличии вулканических структур, которые к настоящему времени еще не выявлены по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным. Район хребта в пределах ~85°—93° в.д. характеризуется самыми интенсивными проявлениями таких процессов.

Роевая сейсмичность ультрамедленного спредингового хребта Гаккеля не может быть описана простой моделью вулканизма и магматического вторжения в симметричный рифт, а скорее является результатом сложного взаимодействия даек и разрывных нарушений с переносом магмы по разломам, потенциально играющим важную роль. Вероятно, можно говорить о закономерном сочетании процессов активизации вулканизма и сеймотектонической деструкции, особенно выраженном в местах расположения поперечных разломов. Выявленные особенности сейсмичности расширяют наши представления о проявлении вулкано-тектонических процессов, протекающих в пределах ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля. Полученные результаты доказывают четвёртое защищаемое положение.

Впервые на основе объединения каталогов, бюллетеней и, частично, исходных данных всех региональных сейсмических сетей, функционирующих на севере Восточно-Европейской платформы (ВЕП), выявлены пространственно-временные и энергетические особенности проявления современной сейсмичности приарктических территорий ВЕП. Создан единый уточненный каталог землетрясений за период с 2005 по 2018 г.

Проведено уточнение параметров гипоцентров землетрясений, зарегистрированных на севере Русской плиты за инструментальный период наблюдений. Уточнённые эпицентры большинства землетрясений сместились на десятки километров от исходного

положения. Впервые в каталог землетрясений для севера Русской плиты включены два землетрясения 19.07.1982 г. и 07.10.2012 г., которые ранее не фигурировали в каталогах по Европейскому Северу. Наоборот, для землетрясения 07.08.1975 г. ставится под сомнение приуроченность его эпицентра к северу Русской плиты.

Описанные в диссертации результаты могут служить в дальнейшем основой для исследований, связанных с оценкой потенциальных природно-техногенных рисков и сейсмической опасности арктических и прилегающих к ним территорий, уточнением параметров их сейсмического режима, построением геодинамических моделей, изучением напряженно-деформированного состояния земной коры. Они также могут быть применены для решения задач обеспечения безопасной эксплуатации промышленных систем и объектов при освоении крупных месторождений в западном секторе Российской Арктики.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Аветисов Г.П. Гипоцентрия и фокальные механизмы землетрясений дельты р. Лены и ее обрамления // Вулканология и сейсмология. – 1991. – №. 6. – С. 59-69.
2. Аветисов Г.П. Сейсмическое районирование территории архипелага Земля Франца-Иосифа // Геофизические методы разведки в Арктике. – 1971. – №. 6. – С. 128.
3. Аветисов Г.П. Сейсмичность и глубинное строение земной коры в области континентального продолжения Срединно-Арктического пояса землетрясений (море Лаптевых и Новосибирские острова) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.-м.н. – Л.: изд-во НИИГА, 1979. – 25 с.
4. Аветисов Г.П. Сейсмичность моря Лаптевых и ее связь с сейсмичностью Евразийского бассейна //Тектоника Арктики. – 1975. – №. 1. – С. 31-36.
5. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб: ВНИИОкеангеология. – 1996. – 186 с.
6. Аветисов Г.П. Сейсмоструктура Арктической Канады // Физика Земли. – 1995. – № 5. – С. 8-20.
7. Аветисов Г.П., Зинченко А.Г., Мусатов Е.Е., Пискарев А.Л. Сейсмическое районирование Арктического региона // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: изд-во ВНИИОГ, 2002. – С. 162-175.
8. Адушкин В. В. Сейсмичность взрывных работ на территории Европейской части России // Физика земли. – 2013. – №. 2. – С. 110-130.
9. Адушкин В.В. Тектонические землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. – 2016. – №. 2. – С. 22-44.
10. Адушкин В.В., Спивак А.А. Подземные взрывы. – М.: Наука, 2007. –579 с.
11. Акимов А.П., Красилов С.А. Программный комплекс WSG «Система обработки сейсмических данных» / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2020664678 от 16.11.2020 г.
12. Алёшин И.М., Морозов А.Н. Программа расчёта пространственного распределения региональной сейсмической активности. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022663077 от 11 июля 2022 г.
13. Антоновская Г.Н. Сейсмический мониторинг состояния антропогенных объектов и территорий их размещения, включая Крайний Север / Диссертация на соискание доктора технических наук. – М.: ИФЗ РАН, 2018. – 317 с.

14. Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Конечная Я.В. Распределение сейсмичности и аномалии теплового потока Баренцевоморского региона // Геотектоника – 2018. – № 1 – С. 52–62.
15. Антоновская Г.Н., Ковалев С.М., Конечная Я.В., Смирнов В.Н., Данилов А.В. Новые сведения о сейсмичности Российской Арктики по данным пункта сейсмических наблюдений «Северная Земля» // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2018. – Т. 64. – №. 2. – С. 170-181.
16. Антоновская Г.Н., Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Басакина И.М., Морозов А.Н., Шахова Е.В., Михайлова Я.А., Данилов К.Б. Вклад уникальной научной установки «Архангельская сейсмическая сеть» в изучение сейсмичности Российской Арктики // Геодинамика и тектонофизика – 2022. – Т. 13. – № 2. – С. 1-8. DOI: <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0587>
17. Асминг В.Э. Создание программного комплекса для автоматизации детектирования, локации и интерпретации сейсмических событий и его использование для изучения сейсмичности Северо-Западного региона / Дисс. кандидата физ.-мат. наук. – М.: ИДГ РАН, 2004. – 126 с.
18. Асминг В.Э., Гурьева С.Н., Кузьмин И.А., Кременецкая Е.О., Коломиец А.С., Нахшина Л.П., ... Федоренко Ю.В. Сейсмологические исследования на территории Европейского Севера России и прилегающих районов Арктики // Основные результаты научно-исследовательских работ в 1992–1996 гг., под ред. И.А. Кузьмина. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. – 44 с.
19. Асминг В.Э., Морозов А.Н. ProLom. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2023617379 от 07 апреля 2023 г.
20. Асминг В.Э., Федоров А.В., Прокудина А.В. Программа для интерактивной обработки сейсмических и инфразвуковых записей LOS // Российский сейсмологический журнал. – 2021. – Т. 3. – №. 1. – С. 27-40.
21. Ассиновская Б.А. Инструментальные данные о землетрясениях Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. НВ Шарова. – Петрозаводск, 2004. – С. 213-229.
22. Ассиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. – 1986. – № 1. – С. 101-106.
23. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. – М: РАН, 1994. – 128 с.
24. Ассиновская Б.А., Габсатарова И.П., Панас Н.М., Юски М. Сейсмические события 2014–2016 гг. на Карельском перешейке и их природа // Сейсмические приборы. – 2018. – Т. 54, № 1. – С. 40-61.

25. Ассиновская Б.А., Карпинский В.В. Ладожские сейсмические явления. – СПб: изд-во ВСЕГЕИ, 2020. – 46 с.
26. Атлас землетрясений в СССР / Отв. ред. Е.Ф. Саваренский, С.Л. Соловьёв, Д.А. Харин. – М.: АН СССР, 1962 – 338 с.
27. Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России. – М.: Научный мир, 2004. – 108 с.
28. Баранов С.В., Асминг, В.Э., Виноградов, А.Н., Виноградов, Ю.А. Результаты инструментальных сейсмологических исследований на Кольском полуострове // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. НВ Шарова, АА Маловичко, ЮК Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 173-182.
29. Баранов С.В., Виноградов А.Н. Возможные причины аномальной сейсмической активности в проливе Стур-фиорд (архипелаг Шпицберген) в 2008–2009 гг. // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2010. – №. 4. – С. 23-31.
30. Баранов С.В., Виноградов А.Н., Николаева С.Б., Петров С.И. Сейсмичность Кольского полуострова по инструментальным данным. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы "Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных", Апатиты, 15–19 августа 2011 г. – Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 47-51.
31. Ванек И., Затопек А., Карник В., Кондорская Н.В., Ризниченко Ю.В., Саваренский Е.Ф., ... Шебалин Н.В. Стандартизация шкал магнитуд // Известия АН СССР. Серия геофизическая. – 1962. – №. 2. – С. 108-111.
32. Винник Л. П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. – 2019. – №. 1. – С. 16-27.
33. Виноградов А.Н. Актуальные задачи геофизического мониторинга потенциальных опасностей, связанных с флюидодинамическими процессами в криосфере Западной Арктики // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы. Кыргызская Республика, 12 – 16 сентября 2016 г. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. – С. 3-9.
34. Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А., Кременецкая Е.О., Петров С.И. Формирование системы сейсмологического и инфразвукового мониторинга в западной Арктике в XX веке и перспективы ее дальнейшего развития // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2012. – №. 4. – С. 140-156.
35. Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Жиров, Д.В. Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявление в горно-

- промышленных зонах // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2016. – Т. 1. – С. 62-70.
36. Виноградов Ю.А., Кременецкая Е.О. Об уточнении линеаментно-доменной модели Кандалакшской сейсмогенной зоны на основе современных данных // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XI Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2016. – С. 93-97.
37. Виноградов Ю.А., Пятунин М.С. Сейсмологический мониторинг на северном Ямале. Первые результаты // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Междунар. сейсмолог. школы. – Обнинск: ГС РАН, 2017. – С. 92-95.
38. Габсатарова И.П. Внедрение в рутинную практику подразделений Геофизической службы РАН процедуры вычисления локальной магнитуды // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы I Междунар. сейсмолог. школы. – Обнинск: ГС РАН, 2006. – С. 49-53.
39. Гайсслер В.Х., Баранов Б.В., Шибяев С.В., Хаберланд К., Цуканов Н.В., Дозорова К.А. Российско-германский проект «Сейсмичность и неотектоника Лаптевоморского региона» // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2018. – №. 1. – С. 102-106.
40. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга – СПб: ВНИИОкеангеологии, 2012. – Вып. 8. – 174 с.
41. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. – 199 с.
42. Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. – М.: Ваш полиграфический партнёр, 2010 – 130 с.
43. Горшков Г.П. О сейсмичности восточной части Балтийского щита // Труды Сейсмологического института. – 1947. – Вып. 119. – С. 86-96.
44. Гуревич Н.И. Астафурова Е.Г. Глебовский В.Ю., Абельская А.А. Некоторые особенности аккреции коры у оси западной части ультранизкоскоростного хребта Гаккеля, Северный Ледовитый океан // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Под. редакцией д.ф.-м.н. Г.П. Аветисова. – СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. – Вып. 5. – С. 87-97.

45. Данилов А.В., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Особенности установки пунктов регистрации сейсмических событий в Арктическом регионе России // Сейсмические приборы – 2013. – Т. 49. – № 3. – С. 5-24.
46. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е. Газогидраты морей и океанов – источник углеводородов будущего. – М.: ООО «ИРЦ Газпром», 2009. – 416 с.
47. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника – 2013. – № 3. – С. 3-30.
48. Дягилев Р.А. Шкала *ML* для Среднего Урала // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Десятой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2015. – С. 118-122.
49. Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б. Геодинамика Беломорской котловины в голоцене // Вестник Кольского научного центра РАН – 2014. – №2(17). – С. 50-57.
50. Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б. Новейший этап развития Беломорской котловины // Доклады академии наук. – 2016. – Т. 471. – №. 4. – С. 450.
51. Единая геофизическая служба РАН (ФИЦ ЕГС РАН). [сайт]. – URL: http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd_news.htm (дата обращения 27.12.2020 г.)
52. Завьялов А.Д., Перетокин С.А. Сейсмическая опасность Арктики: состояние и проблемы // Сборник тезисов научно-практической конференции «Инженерная сейсморазведка и сейсмология – 2022». 23–25 марта 2022 г., Москва, Россия. – С. 17-20.
53. Землетрясения России в 2012 году. – Обнинск: ГС РАН, 2014. – 224 с.
54. Иванова Е.И., Ландер А.В., Токарев А.В., Чеброва А.Ю., Шевченко С.А. Каталог механизмов очагов землетрясений Камчатки и Командорских островов за период 1980-2007 гг. // Труды Третьей научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России». – г. Петропавловск-Камчатский, Обнинск: ГС РАН, 2011. – С. 74-79.
55. Конечная Я.В. Анализ сейсмичности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Вестник САФУ. Сер. Естественные науки. – Архангельск: САФУ, 2013. – № 1. – С. 10-13.
56. Конечная Я.В. Особенности природной сейсмичности западного сектора арктической зоны РФ по данным станций Баренц-региона / Дисс. кандидата техн. наук. – М.: ИФЗ РАН, 2015. – 217 с.
57. Кендалл М., Стьюарт А. Статистические выводы и связи. М.: Наука. – 1973. – 900 с.
58. Кирнос Д. П., Харин Д. А., Шебалин Н. В. История развития инструментальных сейсмических наблюдений в СССР // Землетрясения в СССР. – М.: Изд-во АН СССР. – 1961. – С. 9-66.

59. Козьмин Б. М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. – М.: Наука, 1984. – 128 с.
60. Кольский Филиал Единой Геофизической Службы Российской Академии Наук [сайт]. – URL: <http://krsc.ru/?q=ru/about> (дата обращения 06.12.2020 г.)
61. Кохан А.В. Тектоника и геодинамика ультрамедленных спрединговых хребтов / Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого–минералогических наук. – М: МГУ имени М.В. Ломоносова, 2013. – 27 с.
62. Кременецкая Е.О., Кузьмин, И.А., Асминг В.Э., Баранов С.В., Журков, М.А. Создание базы данных о сейсмичности Баренц региона // В сб. Теоретические и прикладные модели информатизации региона. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. – С. 44-49.
63. Кременецкая Е.О., Оболенская Л.М., Черевко В.С. Землетрясения западного сектора Арктики // Землетрясения СССР в 1988 г. – М: Наука, 1991. – С. 186-189.
64. Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А., Цуканов Н.В., Куликов М.Е., Медведев И.П., Ильинский Д.А., Шахова Н.Е. Сейсмотектоника и сейсмичность Лаптевоморского региона: состояние вопроса и первый опыт годичной постановки донных сейсмостанций на шельфе // Вулканология и сейсмология – 2020. – №. 6. – С. 33-49.
65. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Беленович Т.Я., Морозов А.Н. Современная геодинамика хребта Гаккеля по сейсмологическим данным // Арктика: экология и экономика – 2016. – № 4(24). – С. 58-71.
66. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 3-35.
67. Лазарева А.П. Мишарина Л.А. О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса // Физика Земли. – 1965. – № 2. – С. 5-10.
68. Лазарева А.П. О глубинах арктических землетрясений // Сейсмологические исследования. – М.: АН СССР, 1963. – № 5. – С. 27-30.
69. Лазарева А.П. Сейсмические наблюдения в полярных областях / Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. – М., 1977 – 26 с.
70. Левицкая А.Я. Результаты обработки Гармского землетрясения 20 апреля 1941 г. // Труды сейсмологического института АН СССР – 1947 – № 119. – С. 5-7.
71. Линден Н.А. Гармское землетрясение 20 апреля 1941 г. по данным телесеismicкой сети // Труды сейсмологического института АН СССР – 1947 – № 119. – С. 1-4.
72. Линден Н.А. Изучение сейсмичности Арктики // Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ. М.: АН СССР – 1963 – № 5. – С. 7-26.

73. Линден Н.А. О карте сейсмичности Арктики // Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ. М.: АН СССР – 1959 – № 2. – С. 7-17.
74. Лобковский Л.И., Шипилов Э. В., Сорохтин Н.О. Образование основных тектонических структур и магматических провинций Арктики в позднем мелу-кайнозое с позиций субдукционно-конвективной модели ее эволюции // ДАН. Науки о Земле. – 2021 – Т. 501. – № 1. – С. 5-10.
75. Лукин Ю. Ф. Концептуальные подходы к определению внутренних границ и развитию Российской Арктики в изменяющемся мире // Арктика и Север. – 2012. – №. 6. – С. 1-16.
76. Лутиков А. И., Рогожин Е. А., Овсяченко А. Н. Методика оценки сейсмической опасности на стадии уточнения исходной сейсмичности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы III Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2008. – С. 81-86.
77. Лутиков А.И., Рогожин Е.А., Овсяченко Г.Ю., Донцова Г.Ю. Уточнение исходной сейсмичности территорий в условиях их слабой сейсмической изученности // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы IV Международной сейсмологической школы / Отв. ред. А.А. Маловичко. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2009. – С. 99-106.
78. Маловичко А.А. Система сейсмического мониторинга в России. Разработка и внедрение новых информационных технологий // Открытое образование. – 2010. – №. 5. – С. 50-55.
79. Маловичко А.А., Виноградов А.Н., Виноградов Ю.А. Государственная стратегия освоения Арктической зоны России и задачи ГС РАН по развитию систем геофизического мониторинга в Арктике // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы IX Международной сейсмологической школы. Республика Армения, 8-12 сентября 2014 г. – Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2014. – С. 3-11.
80. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е. Инструментальные и сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. НВ Шарова, АА Маловичко, ЮК Щукина. Кн. 1: Землетрясения. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 14-66.
81. Маловичко А.А., Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Дягилев Р.А., Евтюгина З.А. Билимбаевское землетрясение 17 августа 1914 г.: параметры гипоцентра по инструментальным данным // Российский сейсмологический журнал. – 2020а. – Т. 2., № 1. – С. 40-47.

82. Маловичко А.А., Коломиец М.В., Рузайкин А.И. Сейсмичность России в 2019 году // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2020б. – № 3. – С. 45-54.
83. Мирзоев К.М. Рекомендации по выделению групповых землетрясений // Вопросы инженерной сейсмологии (Инженерно-сейсмологические исследования для районирования сейсмической опасности). – 1992. – Вып. 33. – С. 53-57.
84. Михайлов В.Н. (Ред.) Ядерные испытания в СССР – С. РФЯЦ-ВНИИЭФ, 1997–2000. – Т. 1-6.
85. Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. – М.: Наука, 1967 – 133 с.
86. Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые методы. Современные методы интерпретации сейсмологических данных // Вычислительная сейсмология. – 1991 – Вып. 24. – С. 19-50.
87. Морозов А.Н. Метод идентификации взрывной сейсмичности на территории Архангельской области // Вестник Камчатской региональной ассоциации "Учебно-научный центр". Серия: Науки о Земле. – 2008. – № 1(11) – С. 177-184.
88. Морозов А.Н. Сейсмическая обстановка в западном секторе Арктики // Комплексная научно-образовательная экспедиция «Арктический плавучий университет – 2012»: материалы экспедиции: 2 ч. / отв. ред. К.Г. Боголицын; Сев. (Арктич.) федер. ун-т. – Архангельск: ИПЦ САФУ, 2012. – Ч. 1. – С. 134-179.
89. Морозов А.Н. Сейсмологические исследования на архипелаге Шпицберген // Комплексная научно-образовательная экспедиция «Арктический плавучий университет»: материалы экспедиции: в 2 ч. / отв. ред. К.Г. Боголицын; Сев. (Арктич.) федер. ун-т. – Архангельск: ИПЦ САФУ, 2013. – Ч. 1. – С. 123-147.
90. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Конечная Я.В. Тектонические землетрясения 22.10.2005 и 28.03.2013 гг. на севере Русской плиты // Физика Земли. – 2016. – №. 4. – С. 52-66.
91. Морозов А.Н., Ваганова Н.В. Годографы региональных волн Р и S для районов спрединговых хребтов Евро-Арктического региона // Вулканология и сейсмология. – 2017. – №. 2. – С. 59-67.
92. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А. Шкала *ML* для западной части Евразийской Арктики // Российский сейсмологический журнал. – 2020. – Т. 2. – № 4. – С. 63-68.
93. Морозов А.Н., Ваганова Н.В. Годографы сейсмических волн для Севера Русской плиты по данным Архангельской сейсмической сети // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 12. – С. 48-51.

94. Морозов А.Н., Ваганова Н.В. Сводный уточнённый и унифицированный каталог землетрясений западного сектора Российской Арктики за период с 1908 по 2020 г. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2023620419 от 31 января 2023 г.
95. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Алёшин И.М. Сейсмическая изученность западного сектора Российской Арктики // Геофизические процессы и биосфера – 2023. – Т. 22 – № 4. – С. 1-14.
96. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Балугев А.С., Асминг С.В. Сейсмичность Беломорского региона // Сейсмические приборы. – 2022. – Т. 58. – № 1. – С. 5-28.
97. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А. Вероятностная локация раннеинструментальных землетрясений на основе макросейсмических и инструментальных данных // Физика Земли – 2023. – № 1 – С. 175-185.
98. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О. Уточнение параметров очагов раннеинструментальных землетрясений Арктики // Сейсмические приборы. – 2021. – Т. 57. – № 4. – С. 5-20.
99. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Перетокин С.А., Алёшин И.М. Сейсмичность западного сектора Российской Арктики // Физика Земли – 2023. – № 2. – С. 115-148.
100. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Михайлова Я.А., Старков И.В. Унификация магнитуд современных землетрясений Евразийской Арктики // Сейсмические приборы. – 2022. – Т. 58. – № 1. – С. 67-80.
101. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Старков И.В., Михайлова Я.А. Современная группирующаяся низкомagnitude сейсмичность срединно-океанического хребта Гаккеля // Russian Journal of Earth Sciences. – 2023. – №. 23 – ES3007. DOI: <https://doi.org/10.2205/2023es000843>.
102. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Михайлова Я.А., Морозова Е.Р., Старков И.В. Рои землетрясений как свидетельство вулcano-тектонических процессов на ультрамедленном спрединговом хребте Гаккеля в Арктике // Геодинамика и тектонофизика – 2024. – Т. 15 – № 1. – 0737.
103. Мушкетов Д.И. О сейсмичности Арктики // Труды Сейсмологического института СССР. – 1935 – № 61. – С. 1-8.
104. Мушкетов И.В., Орлов А. Каталог землетрясений Российской империи. СПб: Типография Императорской Академии Наук, 1893 г. – 582 с.
105. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е. Цифровые модели рельефа дна и некоторые возможности их морфометрического анализа // Вестник

- Мурманского государственного технического университета. – 2015. – Т. 18. – № 2. – С. 287-294.
106. Николаев А.В., Галкин И.Н. Наведенная сейсмичность. М.: Наука. – 1994 – 218 с.
107. Никонов А.А. Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) // Геодинамика и техногенез. Матер. Всеросс. совещ. Ярославль, 2000. – С. 118-119.
108. Никонов А.А. Исторические землетрясения // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – С. 192-213.
109. Никонов А.А. Макросейсмическая характеристика землетрясений XX века в восточной части Балтийского щита // Белорусский сейсмологический бюллетень. Вып. 2 – Минск: ОНТИ, 1992 – С. 96-144.
110. Никонов А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. – 2010. – № 3. – С. 79-96.
111. Никонов А.А. Небывалое бедствие в селе Кашкаранцы // Природа. – 2015. – № 1. – С. 51–55.
112. Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Доклады академии наук. – 2013. – Т. 450. – № 4. – С. 465-469.
113. Никонов А.А., Субетто Д.А. Историческое цунами на Соловецких островах // Известия Русского географического общества. – 2007. – Т. 139. – №. 6. – С. 24–30.
114. Никонов А.А., Чепкунас Л.С. Сысольское землетрясение 13 января 1939 г. на Русской плите–уточнение параметров // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2009. – Т. 36. – №. 4. – С. 25-41.
115. Никонов А.А., Шварев С.В. Голоценовая тектоническая активность и сейсмичность Беломорского бассейна // Тезисы доклада на заседании Палеосейсмологического семинара ИФЗ РАН от 16 декабря 2013 г. Режим доступа - <http://www.ifz.ru/fundamental/tektonicheskaja-aktivnost-belomorskogo-basseina/> (дата обращения: 11.05.2017 г.).
116. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975г. / Кондорская Н.В., Шебакин Н.В. (ред.). – М.: Наука, 1977. – 536 с.
117. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951–1970. М.: Изд-во МГК, 1977. – 111 с.

118. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1971–1975. М. Из-во МГК., 1979. – 77 с.
119. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1976–1980. М. Из-во МГК, 1986. – 81 с.
120. Панасенко Г.Д. Землетрясения Фенноскандии в 1981–1985. М. Из-во МГК, 1991. – 92 с.
121. Панасенко Г.Д. Каталог землетрясений Кольского полуострова и Северной Карелии (с начала XVIII в. по 1955 г.) / Бюл. сейсмич. Станции «Апатиты». – Кировск, Изд. Кольского фил. АН СССР, 19576. – № 1 – С. 31-35.
122. Панасенко Г.Д. Проблемы сейсмического районирования Западного сектора советской Арктики // Природа и хозяйство Севера. – 1986. – №. 14. – С. 4-6.
123. Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. – Л.: Наука, 1969. – 184 с.
124. Панасенко Г.Д. Сейсмическое событие в Кандалашском заливе Белого моря 20 мая 1967 г. – В кн.: Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Петрозаводск: Изд-во Карельского ФАН СССР, 1974.
125. Панасенко Г.Д. Сейсмичность Кольского полуострова и Северной Карелии. // Известия АН СССР, сер. Геофизика – 1957а. – № 8. – С. 969-978.
126. Петрова Н.В., Дягилев Р.А., Габсатарова И.П. Особенности затухания сейсмического эффекта землетрясений Русской платформы и Урала // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2020. – Т. 47. – №. 4. – С. 5.
127. Петрова Н.В., Курова А.Д. Сопоставление систем классификации землетрясений в локальных магнитудах M_L в некоторых регионах Северной Евразии // Российский сейсмологический журнал. – 2023. – Т. 5. – № 2. – С. 61-76. DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2023.2.05>. – EDN: LTIMEJ
128. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация потока сейсмических событий, статистический анализ // Физика Земли. – 2019. – № 5. – С. 38-52.
129. Райко Н.В., Линден Н.А. О землетрясении 20-XI 1933 г. в Баффиновом заливе и распределении сейсмических очагов в Арктике // Труды Сейсм. ин-та СССР. – 1935. – №61. – С. 1-8.
130. Расчёт магнитуды M (M_L, M_S) [Электронный ресурс] // База данных «Землетрясения России» [сайт]. – [Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2022]. – URL: http://eqru.gsras.ru/files/Calc-magnitude_S_2003-2020.pdf
131. Ризниченко Ю.В. Об изучении сейсмического режима. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1958. – № 9. – С. 1057-1074.

132. Ризниченко Ю.В. (ред.). Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. – М.: Наука, 1979 – 192 с.
133. Рогожин Е.А., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К., Федоренко И.В. Об особенностях сейсмичности Евро-Арктического региона // Доклады Академии наук. – 2016а. – №. 5. – С. 19-25.
134. Рогожин Е.А., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Новая карта сейсмичности Европейского сектора Российской Арктики // Геотектоника. – 2016б. – Т. 467. – №. 3. – С. 585-585.
135. Саваренский Е.Ф. Некоторые вопросы точности интерпретации и Гармское землетрясение в 1941 г. // Труды Сейсмологического института АН СССР – 1947 – № 119. – С. 8-26.
136. Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. – 2011. – № 3. – С. 219-243.
137. Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. – 2009. – Т. 10. – №. 2. – С. 7-22.
138. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского НЦ РАН. – 2005. – Т. 5. – № 1. – С. 8-12.
139. Старовойт О.Е., Чернобай И.П. Участие России в международных проектах по сейсмическим наблюдениям // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Инф.-аналит. бюл. М.: МЧС РФ и РАН, 1994. – № 2. – С. 33-40.
140. Татевосян Р.Э., Татевосян Т.Н. О критериях надежности макросейсмической информации: землетрясение 1542 г. на русском севере // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2013. – Т. 40. – №. 1. – С. 55-64.
141. Технический регламент о безопасности зданий и сооружений // Федеральный закон от 30 декабря 2009 г. № 384-ФЗ.
142. Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акатова К.Н., Аптикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пустовитенко Б.Г., Стром А.Л. Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации. Пояснительная записка к комплекту карт ОСР-2016 и список населенных пунктов, расположенных в сейсмоактивных зонах // Инженерные изыскания. – 2016. – № 7. – С. 49–121.
143. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации — ОСР-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная

- записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. – М.: ОИФЗ, 1999. – 57 с.
144. Французова В.И., Морозов А.Н., Николаев А.В. Сейсмический эффект техногенных событий и катастроф Архангельской области // Сейсмологические исследования в Арктических и приарктических регионах. Под ред. чл.-корр. РАН Ф.Н. Юдахина. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – С. 50-64.
145. Французова В.И., Николаев А.В., Морозов А.Н. Идентификация промышленных взрывов по данным региональной сейсмометрии в Архангельской области // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2010. – № 5. – С. 433-445.
146. Французова В.И., Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н. Архангельская область // Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / под редакцией В.В. Адушкина, А.А. Маловичко. – М.: ГЕОС, 2013 – С. 229-237.
147. Французова В.И., Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н., Николаев А.В. Сейсмичность Архангельской области: контроль природных и техногенных катастроф и процессов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2009. – № 4. – С. 330-339.
148. Халтурин В., Раутиан Т., Ричардс П., Лейт У. Обзор советских ядерных испытаний на Новой Земле в 1955-1990 годах // Наука и всеобщая безопасность. – 2005. – Т. 13. – №. 1-2. – С. 1-42.
149. Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Кременецкая Е.О., Кваерна Т. Сейсмичность, тепловой поток и тектоника Западно-Арктического бассейна // Научно-технический журнал «Мониторинг. Наука и технологии». – 2015. – № 3(24). – С. 6-15.
150. Хуторской М. Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Доклады академии наук. – 2009. – Т. 424. – №. 2. – С. 1-7.
151. Шаров Н.В., Бекетова Е.Б., Матвеева Т.С., Федоренко Ю.В., Филатов П.В., Екимова И.А. Сейсмичность Карелии // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. В 2-х кн. Кн. 1. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – С. 193-207.
152. Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая

- безопасность: от теории к практике: тезисы докл. Всерос. конф. VII Щукинские чтения. – М.: МАКС Пресс, 2015. – С. 199-202.
153. Юдахин Ф. Н., Французова В.И. Сейсмичность Севера Европейской части России // Поморье в Баренц-регионе на рубеже веков: экология, экономика, культура. – Архангельск, 2002. – С. 276-280.
154. Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. – 2002. – № 2. – С. 3-23.
155. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – 129 с.
156. Юдахин Ф.Н., Морозов А.Н., Конечная Я.В. Возможности Архангельской сейсмической сети для мониторинга Арктического региона // Геофизические исследования. – 2012. – Т. 13. – № 3. – С. 74-84.
157. Юдахин Ф.Н., Французова В.И. О необходимости создания сети сейсмического мониторинга в северных регионах России // Екатеринбург: Журнал “Вестник УрО РАН”. – 2006. – № 2(16). – С. 25-35.
158. Abe K. Instrumental magnitudes of historical earthquakes, 1892 to 1898 // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1994. – V. 84. – №. 2. – P. 415-425.
159. Adams R. D. The Development of Global Earthquake Recording // Observatory Seismology. – University of California Press, 1989. – P. 3-23.
160. Adushkin V.V., Leith W.S. The containment of Soviet underground nuclear explosions. – US Department of the Interior, Geological Survey, 2001.
161. Ahjos T., Uski M. Earthquakes in northern Europe in 1375–1989 // Tectonophysics. – 1992. – V. 207. – №. 1-2. – P. 1-23.
162. Alejandro A.C.B., Hutt C.R., Ringler A.T., Moore S.V., Anthony R.E., Wilson D.C. The Albuquerque Seismological Lab WWSSN film chip preservation project // Seismological Research Letters. – 2019. – V. 90. – №. 1. – P. 401-408.
163. Alsaker A., Kvamme L.B., Hansen R.A., Dahle A., Bungum H. The ML scale in Norway // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1991. – V. 81. – N 2. – P. 379–398.
164. Amorèse D., Benjumea J., Cara M. Source parameters of the 1926 and 1927 Jersey earthquakes from historical, instrumental, and macroseismic data // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2020. – V. 300. – P. 106420.
165. Antonovskaya G., Konechnaya Y., Kremenetskaya E. O., Asming V., Kværna T., Schweitzer J., Ringdal F. Enhanced earthquake monitoring in the European Arctic // Polar Science. – 2015. – V. 9. – №. 1. – P. 158-167.

166. Antonovskaya G., Morozov A., Vaganova N., Konechnaya Y. Seismic monitoring of the European Arctic and Adjoining Regions // *The Arctic. Current Issues and Challenges*. – 2020. – P. 303-368.
167. Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., Kapustian N.K., Konechnaya, Y.V., Morozov A.N. Spatio-temporal relationship between Arctic mid-ocean ridge system and intraplate seismicity of the European Arctic // *Seismological Research Letters*. – 2021. – V. 92 – P. 2876-2890 DOI: <https://doi.org/10.1785/0220210024>
168. Antonovskaya, G. N., Kapustian, N. K., Konechnaya, Y. V., & Danilov, A. V. (2020). Registration Capabilities of Russian Island-Based Seismic Stations: Case Study of the Gakkel Ridge Monitoring // *Seismic Instruments*. – 2020. – V. 56. – №. 1. – P. 33-45.
169. Asming V., Prokudina A. System for automatic detection and location of seismic events for arbitrary seismic station configuration NSDL // *European Seismological Commission*. – 2016. – ESC2016-373.
170. Asming V.E., Kremenetskaya E.O. Study of applicability of P/S ratio criterion for discrimination of regional earthquakes and explosions in North-Western area, observed characteristics of regional seismic phases and implications for P/S discrimination in the European Arctic // *Pure Appl. Geophys.* – 2002. – V. 159(4). – P. 701-719.
171. Austegard A. Earthquakes in the Svalbard area // *Norsk Polarinstitutt Årbok* – 1974. – 1976 – P. 83-99.
172. BAAS. British Association for the Advancement of Science, Circulars 1-27 issued by the Seismological Committee of the British Association for the Advancement of Science (Slide Circulars). – 1899-1912.
173. Baiesi M., Paczuski M. Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // *Phys. Rev.E*. – 2004. – V. 69. – P. 66-106.
174. Bakun W. H., Joyner W. B. The ML scale in central California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1984. – V. 74. – №. 5. – P. 1827-1843.
175. Barazangi M., Dorman J. Seismicity map of the Arctic compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data January 1961 through September 1969 // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1970. – V. 60. – №. 5. – P. 1741-1743.
176. Basham P. W., Forsyth D. A., Wetmiller R. J. The seismicity of northern Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1977. – V. 14. – №. 7. – P. 1646-1667.
177. Bath M. An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891-1950. // "Sver. Geol. Unders., ser. C", N 545, – Stockholm, 1956.

178. Bath M., Kulhanen O., Van Eck T., Wahlstrom R. Engineering analysis of ground motion in Sweden. Fourier and response spectra, attenuation, regional magnitude, energy, acceleration // *Seismological Instrument*. Uppsala, 1976. – Report 5-76. – 59 p.
179. Berlage Jr H. P. Seismometer, vol. 4 of *Handbuch der Geophysik* (ed. B. Gutenberg), Chap. 4. – 1932. – P. 299-526.
180. Bondár I., Engdahl E. R. Seismological Networks // *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*. – 2019. – P. 1-11.
181. Bondár I., North R.G. Development of calibration techniques for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) international monitoring system // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. –1999 – V. 113 – P. 11-24.
182. Bondár I., North R.G. Development of calibration techniques for the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) international monitoring system // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. –1999 – V. 113 – P. 11-24.
183. Bowers D. Was the 16 August 1997 seismic disturbance near Novaya Zemlya an earthquake? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2002. – V. 92. – №. 6. – P. 2400-2409.
184. Bowers D., Trodd H., Douglas A. The Novaya Zemlya seismic disturbance of 16 August 1997 // *AWE Rept No. O-1/97*. – 1998.
185. Bungum H., Lindholm C. Seismo- and neotectonics in Finnmark, Kola and the southern Barents Sea, part 2: Seismological analysis and seismotectonics // *Tectonophysics*. – 1997. – V. 270. – №. 1-2. – P. 15-28.
186. Bungum H., Mitchell B. J., Kristoffersen Y. Concentrated earthquake zones in Svalbard // *Tectonophysics*. – 1982. – V. 82. – №. 3-4. – P. 175-188.
187. Bungum H., Pettenati F., Schweitzer J., Sirovich L., Faleide J.I. The 23 October 1904 MS 5.4 Oslofjord earthquake: Reanalysis based on macroseismic and instrumental data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2009. – V. 99. – №. 5. – P. 2836-2854.
188. Cara M., Rouland D., Peterschmitt E., Trotignon L. Historical instruments and seismograms in Strasbourg // *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. – 1987. – V. 96. – №. 5. – P. 374-384.
189. Charlier, Ch., Van Gils, J.M. Liste des Stations Seismologiques Mondiales. Published by the International Association of Seismology – 1952 – 500 p. URL: <http://www.iris.edu/seismo/info/stations/Charlier1953.pdf>.
190. Cochran J. R. Seamount volcanism along the Gakkel ridge, Arctic ocean // *Geophysical Journal International*. – 2008. – V. 174. – №. 3. – P. 1153-1173.

191. Cochran J. R., Kurras G. J., Edwards M. H., Coakley B. J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – V. 108. – P. 21-1-21-11
192. Cook D. B., Fujita K., McMullen C. A. Seismotectonics of northern Yakutia and the Laptev Sea (northeast USSR) // *EOS American Geophysical Union Transactions*, – 1984. – V. 65. – P. 1016.
193. Crotwell H.P., Owens T.J., Ritsema J. The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities // *Seismological Research Letters* – 1999. – V. 70. – P. 154-160.
194. Danilov A. V., Antonovskaya G. N., Konechnaya Y. V. Specific features of seismic station installation in the Arctic Region of Russia // *Seismic Instruments*. – 2014. – V. 50. – №. 3. – P. 206-220.
195. Das R., Wason H. R., Sharma M.L. Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // *Natural hazards*. – 2011. – V. 59. – №. 2. – P. 801-810.
196. DeMets C., Gordon R. G., Argus D. F. Geologically current plate motions // *Geophysical Journal International*. – 2010. – V. 181. – №. 1. – P. 1-80.
197. Dewey J., Byerly P. The early history of seismometry (to 1900) // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1969. – V. 59. – №. 1. – P. 183-227.
198. Di Giacomo D., Bondár I., Storchak D.A., Engdahl E.R., Bormann P., Harris J. ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2015a. – V. 239. – P. 33-47.
199. Di Giacomo D., Harris J., Villaseñor A., Storchak D.A., Engdahl E.R., Lee W. H., Team D.E. ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), I. Data collection from early instrumental seismological bulletins // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2015b. – V. 239. – P. 14-24.
200. Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. – 2003. – V. 426. – №. 6965. – P. 405-412.
201. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model // *Physics of the earth and planetary interiors*. – 1981. – V. 25. – №. 4. – P. 297-356.
202. Dziewonski A. M., Chou T. A., Woodhouse J. H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1981. – V. 86. – №. B4. – P. 2825-2852.

203. Dziewonski A. M., Franzen J. E., Woodhouse J. H. Centroid-moment tensor solutions for April–June, 1983 // *Physics of the earth and planetary interiors*. – 1983. – V. 33. – №. 4. – P. 243-249.
204. Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Coakley B.J., Cochran J.R. Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel ridge // *Nature*. – 2001. – V. 409. – №. 6822. – P. 808-812.
205. Ehrenheim, V. Om klimaternas rörlighet. Tal hållet vid Praesidii nedläggande uti Kongl. – Stockholm: Vetenskaps Akademien., 1824. – 208 p.
206. Emery K.O. Topography and sediments of the Arctic Basin // *The Journal of Geology*. – 1949. – V. 57. – №. 5. – P. 512-521.
207. Engdahl E. R., van der Hilst R., Buland R. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1998. – V. 88. – №. 3. – P. 722-743.
208. Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2003. – V. 108. – №. B2.
209. FDSN. International Federation of Digital Seismograph Networks. [сайт]. – URL: <https://www.fdsn.org/> (дата обращения 14.09.2022 г.)
210. Fedorov A.V., Asming V.E., Jevtjugina Z.A., Prokudina A.V. Automated seismic monitoring system for the European Arctic // *Seismic Instruments*. – 2019. – V. 55. – №. 1. – P. 17-23.
211. Ferrari G. (Ed.). *Gli strumenti sismici storici Italia e contesto europeo – historical seismic instruments Italy and the European framework*. Istituto Nazionale di Geofisica, Bologna. – 1990 – 198 p.
212. Ferrari G., (Ed.). *Two hundred years of seismic instruments in Italy 1731-1940*. Istituto Nazionale di Geofisica, Bologna – 1992. – 156 p.
213. Frohlich C., Davis S.D., Single-link cluster analysis as a method to evaluate spatial and temporal properties of earthquake catalogues // *Geophysical Journal International*. – 1990. – №100. – P. 19-32.
214. Fujita K., Cook D. B., Hasegawa H., Forsyth D., & Wetmiller R. Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia // *The Geology of North America*. – 1990. – V. 50. – P. 79-100.
215. Gaina, C., Werner, S. C., Saltus, R., Maus, S., the Camp-GM GROUP. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. *Arctic Petroleum Geology* // Geological Society, London. – 2011. – *Memoirs*. 35. – P. 39–48. DOI: 10.1144/M35.3

216. Galitzin, B.B. Uber ein neues schweres Horizontalpendel mit galvanometrischer Fernregistrierung. Известия ПЦСК – 1911а. – Т. 4. – Вып. 1.
217. Galitzin, B.B. Uber einen neues Seismographen fur die Vertikalkomponente der Bodenbewegung. Известия ПЦСК – 1911б. – Т. 4. – Вып. 2.
218. Galitzin, B.B. Die neue Organisation des seismischen Dienstes in Rubland. Известия ПЦСК – 1911с. – Т. 4. – Вып. 3.
219. Galitzin, B.B. Vorlesungen uber Seismometrie (Deutsche Bearbeitung unter Mitwirkung von Clara Reinfeldt, herausgegeben von O. Hecker). – Leipzig, Berlin – 1914. – 538 с. URL: <http://ds.iris.edu/seismo-archives/info/publications/Galitzin1914.pdf>
220. Gedney L., Biswas N., Huang P., Estes S., Pearson C. Seismicity of northeast Alaska // Geophysical Research Letters. – 1977. – V. 4. – №. 5. – P. 175-177.
221. GEOFON. [сайт]. – URL: <https://geofon.gfz-potsdam.de/> (дата обращения 10.02.2022 г.)
222. Gibbons S.J., Antonovskaya G., Asming V., Konechnaya Y.V., Kremenetskaya E., Kværna T., ... & Vaganova N.V. The 11 October 2010 Novaya Zemlya earthquake: Implications for velocity models and regional event location // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2016. – V. 106. – №. 4. – P. 1470-1481.
223. Gibowicz, S.J., Kijko A. An introduction to mining seismology – California: Academic Press Inc, 2013 – 398 p.
224. Global CMT Catalog. [сайт]. – URL: <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html> (дата обращения 12.05.2021 г.)
225. Goodstein, J.R., Kanamori, H., Lee, W.H.K. (Eds.) Seismology Microfiche Publications from the Caltech Archives // Bulletin of the Seismological Society of America. –1980. – V. 70. – P. 657-658.
226. Grachev A. F. Geodynamics of the Transitional Zone from the Moma Rift to the Gakkel Ridge: Rifted Margins: Field Investigations of Margin Structure and Stratigraphy. – 1982. – P. 103-113.
227. Gregersen S. Earthquakes in Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. – 1982. – V. 31. – P. 11-27.
228. Gregersen S. Intraplate earthquake swarms in Greenland and adjacent continental regions // Nature. – 1979. – V. 281. – №. 5733. – P. 661-662.
229. Gutenberg B. Richter C. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena (2rid edition). Princeton University Press, Princeton, New Jersey, – 1954. – 310 p.
230. Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth. – Geological Society of America, 1941. – V. 34.

231. Gvishiani A.D., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Kedrov E.O., Skorkina A.A., Nikitina I.M. Strong Earthquake-Prone Areas in the Eastern Sector of the Arctic Zone of the Russian Federation // *Applied Sciences*. – 2022a. – V. 12. – №. 23. – P. 11990. DOI: <https://doi.org/10.3390/app122311990>
232. Gvishiani A.D., Vorobieva I.A., Shebalin P.N., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Skorkina A.A. Integrated Earthquake Catalog of the Eastern Sector of the Russian Arctic // *Applied Sciences*. – 2022b. – V. 12. – №. 10. – P. 5010. DOI: <https://doi.org/10.3390/app12105010>
233. Hanka W., Kind R. The GEOFON program // *Annals of Geophysics*. – 1994. – V. 37. – №. 5. – P. 1060-1065.
234. Harboe E.G. Das Erdbebenobservatorium auf der Disko-Insel. G. Gerlands Beiträge zur Geophysik, 1912 – 11 – P. 9-28.
235. Hartse H. E. The 16 August 1997 Novaya Zemlya seismic event as viewed from GSN stations KEV and KBS. – Los Alamos National Lab., NM (United States), 1997. – №. LA-UR-97-4824.
236. Havskov J., Bormann P., Schweitzer J. Earthquake location. In *New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP)* // Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ. – 2009 – P. 1-28.
237. Heck N. H. The role of earthquakes and the seismic method in submarine geology // *Proceedings of the American Philosophical Society*. – 1938. – V. 79. – №. 1. – P. 97-108.
238. Heezen B. C., Ewing M. The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin. – University of Toronto Press, 1961. – P. 622-642.
239. Hicks E.C., Kvaerna T., Mykkeltveit S., Schweitzer J., Ringdal F. Travel-times and attenuation relations for regional phases in the Barents Sea region // *Pure and applied geophysics*. – 2004. – V. 161. – №. 1. – P. 1-19.
240. Historical seismograms and earthquakes of the world / Lee W.H.K., Meyers H., Shimazaki K. (Eds.). – San Diego CA: Academic Press, 1988. – 513 p.
241. Hodgson E.A. The seismicity of the Arctic // *Journ. Astron. Soc. Canada* – 1929 – V. 24 – №. 5
242. Hodgson J. H., Bath M., Jensen H., Kvale A., Linden N. A., Murphy L. M., Shebalin N. V., Tryggvason E., Vesanen E. Seismicity of the Arctic // *Annals of the International Geophysical Year. Seismology*. – 1965. – V. 30. – P. 33-45.
243. Hope E. R. Geotectonics of the Arctic Ocean and the great Arctic magnetic anomaly // *Journal of Geophysical Research*. – 1959. – V. 64. – №. 4. – P. 407-427.
244. Hope G. Exploring the microseismicity of the Gakkel Ridge from Arctic sea ice. // *Диссертация*. – The University of Bergen, 2013. – 136 p.

245. Hung S.H., Forsyth D.W. Anisotropy in the oceanic lithosphere from the study of local intraplate earthquakes on the west flank of the southern East Pacific Rise: Shear wave splitting and waveform modeling // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1999. – V. 104. – №. B5. – P. 10695-10717.
246. Hutt C.R., Bolton H.F., Holcomb L.G. U.S. contribution to digital global seismograph networks. // *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology / Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C. (Eds.). Part A. Academic Press – 2002. – P. 319-332.*
247. Hutton L.K., Boore D.M. The ML scale in southern California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1987. – V. 77. – №. 6. – P. 2074-2094.
248. Institute of Seismology. University of Helsinki [сайт]. – URL: <https://www2.helsinki.fi/fi/seismologian-instituutti> (дата обращения 12.05.2021 г.)
249. International Seismological Centre. [сайт]. – URL: <http://www.isc.ac.uk/> (дата обращения 06.12.2022 г.)
250. IRIS. Incorporated Research Institutions for Seismology. [сайт]. – URL: <https://www.iris.edu/hq/> (дата обращения 12.05.2022 г.)
251. Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Y.V. Deep seismic investigation across the Barents–Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // *Tectonophysics*. – 2006. – V. 420. – №. 1-2. – P. 123-140.
252. Jeddi Z., Ottemöller L., Sørensen M. B., Rezaei S., Gibbons S. J., Strømme M. L., ... & Dahl-Jensen, T. Improved Seismic Monitoring with OBS Deployment in the Arctic: A Pilot Study from Offshore Western Svalbard // *Seismological Research Letters*. – 2021.
253. Jeffreys H., Bullen K.E. *Seismological Tables*. London: British Association for the Advancement of Science, 1940. – 50 p.
254. Jemsek J. P. et al. Focal depths and mechanisms of large earthquakes on the Arctic mid-ocean ridge system // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1986. – V. 91. – №. B14. – P. 13993-14005.
255. Jokat W., Kollofrath J., Geissler W.H., Jensen L. Crustal thickness and earthquake distribution south of the Logachev Seamount, Knipovich Ridge // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – V. 39. – №. 8. – L08302
256. Judd A., Hovland M. *Seabed fluid flow*. – Cambridge University Press, 2007. – 476 p.
257. Kakkuri J. The stress phenomenon in the Fennoscandian shield // *Geodesy and Geophys.* – Helsinki: Publ. of the Geodet. Inst., 1992. – V. 115. – P. 71-86.
258. Kanamori H. Importance of Historical Seismograms for Geophysical Research // *Historical seismograms and earthquakes of the world*. San Diego CA: Academic Press, 1988. – P. 16-33.

259. Kanamori H., Lee W.H.K., Ma K.F. The 1909 Taipei earthquake—implication for seismic hazard in Taipei // *Geophysical Journal International*. – 2012. – V. 191. – №. 1. – P. 126-146.
260. Kanamori H., Rivera L., Lee W.H.K. Historical seismograms for unravelling a mysterious earthquake: The 1907 Sumatra earthquake // *Geophysical Journal International*. – 2010. – V. 183. – №. 1. – P. 358-374.
261. Karnik N.V., Gabsatarova I.P. Depth corrections to surface-wave magnitudes for intermediate and deep earthquakes in the regions of North Eurasia // *Journal of Seismology*. – 2020. – V. 24. – №. 1. – P. 203-219.
262. Karnik V Magnitude differences // *Pure Appl Geophys* – V. 103. – № II – P. 362–369
263. Kennett B.L.N. Seismological tables: ak135 // *Research School of Earth Sciences, Australian National University Canberra, Australia*. – 2005. – P. 1-289.
264. Kennett B.L.N., Engdahl E. R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophysical Journal International*. – 1995. – V. 122. – №. 1. – P. 108-124.
265. Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophysical Journal International*. – 1991. – V. 105. – №. 2. – P. 429-465.
266. Kissling E., Ellsworth W.L., Eberhart-Phillips D., Kradolfer U. Initial reference models in local earthquake tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1994. – V. 99. – №. B10. – P. 19635-19646.
267. Kjellén R.V. Meddelanden om jordstötter i Sverige före 1846 // *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*. – 1903. – V. 25. – №. 4. – P. 191-228.
268. Korger E.I. Seismicity and structure of a magmatic accretionary centre at an ultraslow spreading ridge: The volcanic centre at 85° E/85° N, Gakkel Ridge // *Doctoral dissertation*. – University of Bremen, 2013 – 159 p.
269. Kremenetskaya E., Asming V., Jevtjugina Z., Ringdal F. Study of Regional Surface Waves and Frequency-dependent Ms:mb Discrimination in the European Arctic // *Pure Appl. Geophys*. – 2002. – V. 159. – P. 721–733.
270. Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // *Pure Appl. Geophys*. – 2001. – V. 158(1). – P. 117–128.
271. Kremenetskaya E.O., Asming V.E. Seismicity of Kola and related problems // *25th Nordic Seminar on Detection Sismology*. – Sweden, Stocholm, 1994.
272. Kristoffersen Y. The Nansen Ridge, Arctic Ocean; some geophysical observations of the rift valley at slow spreading rate // *Tectonophysics*. – 1982. – V. 89. – №.1-3. – P. 161-172.
273. Kristoffersen Y., Husebye E.S., Bungum H., Gregersen S. Seismic investigations of the Nansen Ridge during the FRAM I experiment // *Tectonophysics*. – 1982. – V. 82. – №. 1-2. – P. 57-68.

274. Kulhánek O. The status, importance, and use of historical seismograms in Sweden // Symposium on historical seismograms and earthquakes. – 1988. – P. 64-69.
275. Kvaerna T., Ringdal F. Generalized beamforming, phase association and threshold monitoring using a global seismic network // Monitoring a Comprehensive Test Ban Treaty. – Springer, Dordrecht, 1996. – P. 447-466.
276. Kvaerna T., Ringdal F., Schweitzer J., Taylor L. Optimized seismic threshold monitoring– part 1: regional processing // Pure and applied geophysics. – 2002. – V. 159. – №. 5. – P. 969-987.
277. Kvaerna T., Dando B. D. E., Gibbons S. J. Seismic Monitoring of Novaya Zemlya: Progress, Challenges, and Prospects // Seismological Society of America. – 2023. – V. 94. – №. 3. – P. 1495-1508.
278. Leblanc G., Wetmiller R. J. An evaluation of seismological data available for the Yukon Territory and the Mackenzie Valley // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1974. – V. 11. – №. 10. – P. 1435-1454.
279. Lee W.H.K., Meyers H., Shimazaki K. (Eds). Historical seismograms and earthquakes of the World. Academic Press – 1988 – 513 p.
280. Levshin A.L., Schweitzer J., Weidle C., Shapiro N.M., Ritzwoller M.H. Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding regions // Geophysical Journal International. – 2007. – V. 170. – №. 1. – P. 441-459.
281. Lindholm C.D., Bungum H. Probabilistic seismic hazard: a review of the seismological frame of reference with examples from Norway // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. – 2000. – V. 20. – №. 1. – P. 27-38.
282. Lund B., Schmidt P., Hossein Shomali Z., Roth M. The Modern Swedish National Seismic Network: Two Decades of Intraplate Microseismic Observation // Seismological Society of America. – 2021. – V. 92. – №. 3. – P. 1747-1758.
283. Maercklin, N., Ritzmann, O., Bungum, H., Faleide, J. I., Mooney, W. D., & Detweiler, S. T. Construction and testing of a 3D seismic velocity model in the greater Barents Sea region // Geophysical Research Abstracts. – 2005. – V. 7. – P. 06258.
284. Marelló L., Ebbing J., Gernigon L. Basement inhomogeneities and crustal setting in the Barents Sea from a combined 3D gravity and magnetic model // Geophysical Journal International. – 2013. – V. 193. – №. 2. – P. 557-584.
285. Marshall P.D., Stewart R.C., Lilwall R.C. The seismic disturbance on 1986 August 1 near Novaya Zemlya: a source of concern? // Geophysical Journal International. – 1989. – V. 98. – №. 3. – P. 565-573.

286. McComb, H., West, C. List of Seismological Stations of the World, Bulletin of the National Research Council, Washington D.C., 1931 – V. 82 – 119 p. URL: http://www.iris.edu/seismo/info/publications/McComb_and_West_1931.pdf
287. McMullen C. A. Seismicity and tectonics of the Northeastern Sea of Okhotsk. – Michigan State University. Department of Geological Sciences, 1985. – 107 p.
288. Meier M., Meier M., Schlindwein V., Scholz J. R., Geils J., Schmidt-Aursch M. C., Krüger F., ... Janik, T. Segment-scale seismicity of the ultraslow spreading Knipovich Ridge // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2021. – V. 22. – №. 2.
289. Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B., Snow J. E., Goldsteink S. L., Graham D. W., Lehnertk K., Kurras G., Jokat W., Muhe R., Edmonds H. N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. – 2003. – V. 423. – №. 6943. – P. 956–961.
290. Michelini A., De Simoni B., Amato A., Boschi E. Collecting, digitizing, and distributing historical seismological data // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2005. – V. 86. – №. 28. – P. 261-266.
291. Morozov A.N., Konechnaya Y.V. Monitoring of the Arctic region: contribution of the Arkhangelsk seismic network // *Journal of seismology*. – 2013. – V. 17. – №. 2. – P. 819-827. DOI: 10.1007/s10950-012-9356-x
292. Morozov A.N., Vaganova N.V., Konechnaya Y.V. Seismicity of the northern Barents Sea in area of the Franz Victoria and Orla troughs // *Geotectonics*. – 2014. – V. 48. – №. 3. – P. 232-238. DOI: 10.1134/S0016852114030042
293. Morozov A.N., Vaganova N.V. The travel times of regional P and S for spreading ridges in the European Arctic // *Journal of Volcanology and Seismology*. – 2017. – V. 11. – №. 2. – P. 156-163. DOI: 10.1134/S0742046317020051
294. Morozov A.N., Vaganova N.V., Antonovskaya G.N., Asming V.E., Gabsatarova I.P., Dyagilev R.A., Shakhova E.V., Evtyugina Z.A. Low-Magnitude Earthquakes at the Eastern Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Seismological Research Letters*. – 2021. – V. 92. – №. 4. – P. 2221-2233. DOI: 10.1785/0220200308.
295. Morozov A.N., Vaganova N.V., Asming V.E., Mikhailova Ya.A. Seismicity of the North of the Russian Plate: Relocation of Recent Earthquakes // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2018. – V. 54. – №. 2. – P. 292-309. DOI: 10.1134/S1069351318020143
296. Morozov A.N., Vaganova N.V., Asming V.E., Nikonov A.A., Sharov N.V., Konechnaya Ya.V., Mikhailova Ya.A., Evtyukhina Z.A. The Present-Day Seismicity of the White Sea Region // *Journal of Volcanology and Seismology*. – 2019. – V. 13. – №. 1. – P. 27-41.

297. Morozov A.N., Vaganova N.V., Konechnaya Y.V. Tectonic earthquakes of October 22, 2005 and March 28, 2013 in the north of the Russian plate // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. – 2016. – V. 52. – №. 4. – P. 520-533. DOI: 10.1134/S1069351316030095
298. Morozov A.N., Vaganova N.V., Konechnaya Y.V. The October 14, 1908 MW 6.6 earthquake in the Barents and Kara sea region of the Arctic: Relocation based on instrumental data // *Polar Science*. – 2019. – V. 20. – P. 160-166.
299. Morozov A.N., Vaganova N.V., Konechnaya Y.V., Asming V.E., Dulentsova L.G., Evtyugina Z.A. Seismicity in the far Arctic areas: Severnaya Zemlya and the Taimyr Peninsula // *Journal of Seismology*. – 2021. – V. 25. – P. 1171-1188. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10032-1>
300. Morozov A.N., Vaganova N.V., Shakhova E.V., Konechnaya Y.V., Asming V.E., Antonovskaya G.N., Evtyugina Z.A. Seismicity of the Arctic in the Early Twentieth Century: Relocation of the 1904–1920 Earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2019. – V. 109. – №. 5. – P. 2000-2008. DOI: <https://doi.org/10.1785/0120190018>
301. Morozov A., Vaganova N. Earthquake catalog of the Gakkel mid-ocean ridge (Arctic Ocean) according to the data of the Arkhangelsk seismic network (AH code) for the period from 2013 to 2022 // *ISC Seismological Dataset Repository*. – 2023. DOI: 10.31905/SMUPNWEF
302. Morozov, A.N., Asming, V.E., Vaganova, N.V., Konechnaya, Y.V., Mikhaylova, Y. A., & Evtyugina, Z. A. Seismicity of the Novaya Zemlya archipelago: relocated event catalog from 1974 to 2014 // *Journal of Seismology*. – 2017. – V. 21. – №. 6. – P. 1439-1466. DOI:10.1007/s10950-017-9676-y
303. Morozov, A.N., Vaganova, N.V., Asming, V.E., Konechnaya Y.V., Evtyugina Z.A. The instrumental seismicity of the Barents and Kara sea region: relocated event catalog from early twentieth century to 1989 // *Journal of Seismology*. – 2018. – V. 22. – №. 5. – P. 1171-1209. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10950-018-9760-y>
304. Morozov, A.N., Vaganova, N.V., Dulentsova, L.G., Asming, V.E., Evtyugina, Z.A. The 1927 earthquakes and aftershocks in the Crimea: relocation based on instrumental data // *Journal of Seismology*. – 2021. – V. 25. – P. 393-417. DOI: 10.1007/s10950-020-09972-x
305. Morozov, A.N., Vaganova, N.V., Ivanova, E.V., Konechnaya, Y.V., Fedorenko, I. V., & Mikhaylova, Y. A. New data about small-magnitude earthquakes of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Journal of Geodynamics*. – 2016. – V. 93. – P. 31-41. DOI:10.1016/j.jog.2015.11.002
306. Morozov, A.N., Vaganova, N.V., Konechnaya, Y.V., Asming, V.E. New data about seismicity and crustal velocity structure of the “continent-ocean” transition zone of the Barents-

- Kara region in the Arctic // *Journal of Seismology*. – 2015. – V. 19. – №. 1. – P. 219-230.
DOI:10.1007/s10950-014-9462-z
307. Morozov, A.N., Vaganova, N.V., Konechnaya, Y.V., Zueva, I.A., Asming, V.E., Noskova, N.N., Sharov, N.V., Assinovskaya, B.A., Panas, N.M., Evtugina, Z.A. Recent seismicity in northern European Russia // *Journal of Seismology*. – 2020. – V. 24. – P. 37-53. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10950-019-09883-6>
308. Müller C., Jokat W. Seismic evidence for volcanic activity discovered in central Arctic // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 2000. – V. 81. – №. 24. – P. 265-269.
309. Niemz P., Amorèse D. Relocalizing a historical earthquake using recent methods: The 10 November 1935 earthquake near Montserrat, Lesser Antilles // *Journal of South American Earth Sciences*. – 2016. – V. 66. – P. 166-179.
310. Nikonov A.A. Felt effects for earthquakes of the 20th century in the Eastern Baltic Shield. – University of Helsinki, 1991. – 34 p. ISBN 951-45-5777-8
311. Noskova, N.N., Morozov, A.N., Vaganova, N.V. The 9 November 2002 Earthquake in the Northeast of the Russian Plate (Komi Republic) // *Russian Geology and Geophysics* – 2020. – V. 61. – №. 9. – P. 1056-1064. DOI: 10.15372/RGG2019165
312. Odishaw H. International geophysical year // *Science*. – 1959. – V. 129. – №. 3340. – P. 14-25.
313. Oldham R.D. On the propagation of earthquake motion to great distances // *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*. – 1900. – V. 194. – №. 252-261. – P. 135-174.
314. Oliver J., Murphy L. WWNSS: Seismology's global network of observing stations // *Science*. – 1971. – V. 174. – №. 4006. – P. 254-261.
315. Omori F. On aftershocks of earthquakes // *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*. – 1894. – V. 7. – P. 111–200.
316. ORFEUS. [сайт]. – URL: <https://orfeus-eu.org/> (дата обращения 12.05.2022 г.)
317. Ottemöller L., Strømme M. L., Storheim B. M. Seismic monitoring and data processing at the Norwegian National Seismic Network // *Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre*. – 2018. – V. 52. – №. I. – P. 27-40.
318. Pirli M., Schweitzer J. BARENTS16: a 1-D velocity model for the western Barents Sea // *Journal of Seismology*. – 2018. – V. 22. – №. 1. – P. 69-81.
319. Qamar A. Seismicity of the Baffin Bay region // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1974. – V. 64. – №. 1. – P. 87-98.

320. Quinteros J., Strollo A., Evans P.L., Hanka W., Heinloo A., Hemmleb S., ... & Tilmann F. The GEOFON program in 2020 // *Seismological Society of America*. – 2021. – V. 92. – №. 3 – P. 1610-1622.
321. Reid I., Falconer R. K. H. A seismicity study in northern Baffin Bay // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1982. – V. 19. – №. 7. – P. 1518-1531.
322. Rempp G. Aufstellung und Betrieb eines Seismographen auf der Deutschen Geophysikalischen Station Adventbai (Spitzbergen) 1911/12. // *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, XIII. Bd, H. 3. Leipzig und Berlin, 1914.
323. Richter C.F. An instrumental earthquake scale // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1935. – V. 25. – P. 1-32.
324. Richter C.F. *Elementary Seismology*. San Francisco: WH Freeman and Company, 1958. – P. 136-139.
325. Riedel C., Schlindwein V. Did the 1999 earthquake swarm on Gakkel Ridge open a volcanic conduit? A detailed teleseismic data analysis // *Journal of seismology*. – 2010. – V. 14. – №. 3. – P. 505-522.
326. Ringdal F. Study of low-magnitude seismic events near the Novaya Zemlya nuclear test site // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1997. – V. 87. – №. 6. – P. 1563-1575.
327. Ringdal F., Kremenetskaya E., Asming V. Observed Characteristics of Regional Seismic Phases and Implications for P/S Discrimination in the European Arctic // *Pure Appl. Geophys.* – 2002. – V. 159. – P. 701-719.
328. Ringdal F., Kværna T. A multi-channel processing approach to real time network detection, phase association, and threshold monitoring // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1989. – V. 79(6). – P. 1927-1940.
329. Ritzmann, O., Maercklin, N., Faleide, J. I., Bungum, H., Mooney, W. D., & Detweiler, S. T. A 3D geophysical model of the crust in the Barents Sea region: Model construction and basement characterisation // *Geophysical Journal International*. – 2007. – V. 170. – P. 417-435.
330. Rogozhin E., Antonovskaya G., Basakina I., Kapustyan N. Recent Geodynamics and Seismicity of the European Arctic // *Arctic Studies-A Proxy for Climate Change*. – Chapter 4 – IntechOpen, 2018 – P. 39-53.
331. Scheidegger A. E. Tectonics of the arctic seismic belt in the light of fault-plane solutions of earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1966. – V. 56. – №. 1. – P. 241-245.
332. Schlindwein V. Teleseismic earthquake swarms at ultraslow spreading ridges: indicator for dyke intrusions? // *Geophysical Journal International*. – 2012. – V. 190. – №. 1. – P. 442-456.

333. Schlindwein V., Demuth A., Geissler W. H., Jokat W. Seismic gap beneath Logachev Seamount: Indicator for melt focusing at an ultraslow mid-ocean ridge? // *Geophysical Research Letters*. – 2013. – V. 40. – №. 9. – P. 1703-1707.
334. Schlindwein V., Demuth A., Korger E., Läderach C., Schmid, F. Seismicity of the Arctic mid-ocean ridge system // *Polar Science*. – 2015. – V. 9. – №. 1. – P. 146-157.
335. Schlindwein V., Müller C., Jokat W. Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study // *Geophysical Journal International*. – 2007. – V. 169. – №. 1. – P. 100-112.
336. Schlindwein V., Müller C., Jokat W. Seismoacoustic evidence for volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – V. 32. – №. 18.
337. Schweitzer J. The birth of modern seismology in the nineteenth and twentieth centuries // *Earth Sciences History*. – 2007. – V. 26. – №. 2. – P. 263-280.
338. Schweitzer J., Kennett B.L.N. Comparison of location procedures: The Kara Sea event of 16 August 1997 // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 2007. – V. 97. – №. 2. – P. 389-400.
339. Schweitzer J., Lee W.H.K., Kanamori H., Jennings P.C., Kisslinger C. Old seismic bulletins to 1920: A collective heritage from early seismologists // *International Geophysics Series*. – 2003. – V. 81. – №. B. – P. 1665-1724.
340. Schweitzer J., Paulsen B., Antonovskaya G.N., Fedorov A.V., Konechnaya Y.V., Asming V.E., Pirli, M. A 24-Yr-Long Seismic Bulletin for the European Arctic // *Seismological Research Letters*. – 2021. – V. 92. – №. 5. – P. 2758-2767.
341. Schweitzer J., Roth M. The NORSAR Data Center (FDSN Network Code NO) // *Biannual Report Prepared for the FDSN Meeting during IUGG General Assembly in Prague*. – 2015. – 13 p.
342. Sieberg A. Die Erdbebenerscheinungen // *Handbuch der Erdbebenkunde*. – Vieweg+Teubner Verlag, Wiesbaden, 1904. – P. 19-183.
343. Simpson D.W. National, international and global coordination in observational seismology // *Seismological Research Letters*. – 2002. – V. 73. – P. 218-225.
344. Sohn, R. A.; Edmonds, H.; Humphris, S.; Shank, T.; Singh, H.; Ericsson, B.; Hedman, U.; Helmke, E.; Jakuba, M.; Kunz, C.; Larsson, B.; Liljebldh, B.; Linder, J.; Murphy, C.; Nakamura, K.; Pontbriand, C.; Sato, T.; Schlindwein, V.; Stranne, C.; Tausendfreund, M.; Upchurch, L.; Willis, C.; Winsor, P. Scientific scope and summary of the Arctic Gakkel vents (AGAVE) expedition // *AGU Fall Meeting Abstracts*. – 2007. – V. 1. – P. 07.

345. Sohn, R.A., Willis, C., Humphris, S., Shank, T.M., Singh, H., Edmonds, H.N., ... & Liljebladh, B. Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. – 2008. – V. 453. – №. 7199. – P. 1236-1238.
346. Spence W. Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1980. – V. 70. – №. 1. – P. 171-183.
347. Stein S., Okal E.A., Wiens D.A. Application of modern techniques to analysis of historical earthquakes // *Historical seismograms and earthquakes of the world*. San Diego CA: Academic Press, 1988. – P. 85-106.
348. Stoneley R. The international geophysical year // *Nature*. – 1960. – V. 188. – №. 4750. – P. 529-532.
349. Storchak D. A. Di Giacomo D., Engdahl E. R., Harris J., Bondár I., Lee W. H., ... & Villaseñor A. The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009): Introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2015. – V. 239. – P. 48-63.
350. Storchak D.A., Di Giacomo D., Bondár I., Engdahl E.R., Harris J., Lee W.H., ... & Bormann P. Public release of the ISC–GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009) // *Seismological Research Letters*. – 2013. – V. 84. – №. 5. – P. 810-815.
351. Stranne C., Winsor P., Sohn R. A., Liljebladh B. Heat flux estimates from the Gakkel Ridge 85E vent field from the AGAVE 2007 expedition // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. – 2009. – P. 5441.
352. Strollo A., Cambaz D., Clinton J., Danecek P., Evangelidis C.P., Marmureanu A., ... Triantafyllis N. EIDA: The European integrated data archive and service infrastructure within ORFEUS // *Seismological Society of America*. – 2021. – V. 92. – №. 3. – P. 1788-1795.
353. Student R.A. The probable error of a mean // *Biometrika*. – 1908. – B. 6.
354. Su S.S. Historical seismograms of the Manila Observatory // *Symposium on historical seismograms and earthquakes*. – 1988. – P. 490-496.
355. Sultanov D.D., Murphy J.R., Rubinstein K.D. A seismic source summary for Soviet peaceful nuclear explosions // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1999. – V. 89. – №. 3. – P. 640-647.
356. Sykes L.R. The seismicity of the Arctic // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1965. – V. 55. – №. 2. – P. 501-518.
357. Tams E. Die seismischen Verhältnisse des europäischen Nordmeer, zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaentologie, Jahrg // *Number*. – 1922. – V. 13. – P. 385-397.
358. Tams E. Die seismischen verhältnisse des europäischen Nordmeeres und seiner umrandung // *Mitteilungen der Geographiischen Gesellschaft* – 1921. – Bd.XXXIII – P. 37-67.

359. Tams E. Erdbeben im Gebiet der Nordenskiöld See // Gerlands Beitr. Geophysik. – 1927. – V. 17. – P. 325-330.
360. Tarr A. C. New maps of polar seismicity // Bulletin of the Seismological Society of America. – 1970. – V. 60. – №. 5. – P. 1745-1747.
361. Tatevossian R. E., Mäntyniemi P. Earthquake scenarios: a practical way to handle alternative solutions to historical earthquakes and to increase the transparency of seismic hazard assessment // Natural hazards. – 2014. – V. 72. – №. 2. – P. 549-564.
362. Tatevossian R. E., Mäntyniemi P., Tatevossian T. N. On the earthquakes in the Northern Baltic Shield in the spring of 1626 // Natural Hazards. – 2011. – V. 57(2). – P. 133-150.
363. Tatevossian R.E., Tatevossian T.N., Mäntyniemi P. Earthquake activity in Finland and the Russian North in December 1758: rare reports and their interpretation // Annals of Geophysics. – 2014. – V. 56. – №. 5. – P. 0558.
364. The Arctic Ocean Region / Grantz A., Johnson L., Sweeney J. F. (Eds) – Geological Society of America, 1990 – 630 p.
365. The Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT). [сайт]. – URL: <https://www.ctbto.org/> (дата обращения 12.05.2021 г.)
366. Thiede J., Oerter H. Die Expedition ANTARKTIS XVII/2 des Forschungsschiffes POLARSTERN 2000 = The expedition ANTARKTIS XVII/2 of the research vessel POLARSTERN in 2000, Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research), Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research – 2002. – V. 404 – 245 p.
367. Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J. Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // Geology. – 2001. – V. 29. – №. 12. – P. 1139-1142.
368. Uski M., Hyvonen T., Korja A., Airo M.-L. Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults // Tectonophysics. – 2003. – V. 363. – P.141-157.
369. Uski M., Tuppurainen A. A new local magnitude scale for the Finnish seismic network // Tectonophysics. – 1996. – V. 261. – №. 1-3. – P. 23-37.
370. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle // Physics of the Earth and planetary interiors. – 1977. – V. 15. – №. 1. – P. 39-45.
371. Vinogradov Yu.A., Asming V.E., Kremenetskaya E.O., Zhyrov D.V. Modern seismicity in mining areas in the Murmansk Region // Journal of Mining Science. – 2016. – V. 52. – №. 1. – P. 46-52.
372. Vorobieva I.A., Gvishiani A.D., Dzeboev B.A., Dzeranov B.V., Barykina Y.V., Antipova A.O. Nearest neighbor method for discriminating aftershocks and duplicates when merging

- earthquake catalogs // *Frontiers in Earth Science*. – 2022. – V. 10. – P. 1-12.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.820277>
373. Wahlstrom R., Assinovskaya B. Seismotectonics and lithospheric stresses in the Northern Fennoscandian Shield // *Geophysica*. –1998. – V. 34. – №. 1-2. – P. 51-63.
374. Wetmiller, R.J., Forsyth, D.A. Seismicity of the Arctic, 1908–1975 // *Arctic Geophysical Review* / Ed. J.F. Sweeney. Canada: Publ.Earth.Phys.br. – 1978 – V. 45. – № 4 – P. 15-24.
375. Wilde-Piórko M., Grad M., Wiejacz P., Schweitzer J. HSPB seismic broadband station in Southern Spitsbergen: first results on crustal and mantle structure from receiver functions and SKS splitting // *Polish Polar Research*. – 2009. – P. 301-316.
376. Willemann R. J., Storchak D. A. Data collection at the international seismological centre // *Seismological Research Letters*. – 2001. – V. 72. – №. 4. – P. 440-453.
377. Wood H. A list of seismological stations of the world. *Bull. Natl. Res. Counc.* – 1921 – 2(15). – P. 1-144. URL: http://www.iris.edu/seismo/info/publications/Wood_1921.pdf
378. Wood H. O. A chronologic conspectus of seismologic stations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1942. – V. 32. – №. 2. – P. 97-159.
379. Yang X., Bondár I., and Romney, C. PIDC Ground truth event (GT) database (rev 1) // *CMR Tech. Rep.* – CMR-00/15. – 2000.
380. Yang X., North R., Romney C., Richards P.G. Worldwide nuclear explosions // *International geophysics series*. – 2003. – V. 81. – №. B. – P. 1595-1600.

Приложение А. – Сводный бюллетень землетрясений за период с октября 1904 г. по сентябрь 1919 г.

Приложение А.І – Сводный бюллетень землетрясений за период с октября 1904 г. по апрель 1912 г.

Сейсмическая станция		φ,°	λ,°	09.10.1904 чч:мм:сс	19.03.1906 чч:мм:сс	08.07.1908 чч:мм:сс	14.10.1908 чч:мм:сс	10.04.1909 чч:мм:сс	04.12.1911 чч:мм:сс	25.01.1912 чч:мм:сс	19.02.1912 чч:мм:сс	13.04.1912 чч:мм:сс
Код	Название											
AAC	Aachen	50.78	6.08				P 15:02:52 S 15:08:04	P 18:55:30 S 19:02:11	S 14:49:43			S 02:53:27
AKH	Akhalkalaki	41.41	43.49		P 08:07:07 S 08:10:26							
BAK	Baki	40.37	49.82							P 01:25:52		
BATM	Batumi	41.60	41.69	P 13:59:03 S 14:04:47								
BEO	Beograd	44.81	20.47				P 15:03:26					
BOR	Borzhomi	41.83	43.38		P 08:04:05 S 08:09:55							
BRE	Wroclaw	51.07	17.00									P 02:47:10
BUD	Budapest	47.48	19.02				P 15:03:19 S 15:08:58 P 15:04:43	P 18:55:35 S 19:02:35				
CAT	Catania, Sicily	37.51	15.10									
CRT	Cartuja	37.19	-3.60		P 08:04:20	P 12:58:14 S 13:06:00						
DRN	Derbent	42.03	48.33			P 12:58:12 S 13:04:45						
EBR	Ebro Roquetas	40.82	0.49		S 08:09:00							
ESK	Eskdalemuir	55.32	-3.21								P 10:43:30 S 10:50:00	
GRA	Graz	47.08	15.45			P 12:57:18 S 13:02:34	P 15:03:19 S 15:08:59			P 14:45:24 S 14:50:45		
GTT	Gottingen	51.55	9.96					P 18:55:15 S 19:01:53		P 14:44:42 S 14:49:36		
HAM	Hamburg	53.47	9.93	P 13:56:32	P 08:01:26 S 08:05:13		S 15:07:17	P 18:54:58 S 19:01:22		P 14:45:00 S 14:49:04 P 14:45:06 S 14:50:04		
HEI	Heidelberg (Koenigstuhl)	49.40	8.73									
HOH	Hohenheim	48.72	9.22				P 15:03:06 S 15:09:00	P 18:55:29 S 19:02:29				
HRB	Hurbanovo	47.87	18.19		P 08:02:22 S 08:07:07							
IRK	Irkutsk	52.24	104.27	P 14:00:42 S 14:07:12		P 12:57:06 S 13:03:06						

JEN	Jena	50.95	11.58		P 08:01:52 S 08:06:00	P 12:56:45 S 13:02:10	P 15:02:42 S 15:07:57	P 18:55:12 S 19:01:57	P 14:44:51 S 14:49:36	P 01:43:24 S -
KAB	Kabansk	52.05	106.65		P 08:05:18					
LEI	Leipzig	51.34	12.39	P 13:57:18 S 14:01:25	P 08:01:47 S 08:05:53					
LJU	Ljubljana	46.04	14.53			P 12:57:00 S 13:03:00	P 15:03:32 S 15:09:32	P 18:55:53		
MKY	Makeyevka	48.03	37.98							P 02:47:23
NIKV	Nikolaev	46.97	31.97	P 13:58:24						
POL	Pola	44.87	13.85			P 12:57:12 S 13:03:30	P 15:03:34 S 15:09:28	S 19:03:07		
PUL	Pulkovo	59.77	30.32				P 15:01:16 S 15:05:14 P 15:03:33	P 18:53:37 S 18:58:56	P 14:43:36 S 14:47:39	P 01:41:18 S 01:45:21 P 10:41:38 S 10:48:39 P 02:45:41 S 02:50:33
SAR	Sarajevo	43.87	18.43							
SFS	San Fernando	36.47	-6.21	S 14:05:30	P 08:04:24				S 14:43:00	
SHE	Samaxi	40.64	48.64		P 08:04:47					
SHID	Shide	50.68	-1.28	P 13:57:06						
SOF	Sofiya	42.69	23.33		P 08:03:18 S 08:08:22		P 15:03:32 S 15:09:30			
TAS	Tashkent	41.33	69.30	P 14:00:30 S 14:07:24	P 08:05:12 S 08:12:06	P 12:58:02 S 13:06:02				
TIF	T'bilisi	41.72	44.80	P 13:59:38 S 14:05:39	P 08:04:08 S 08:10:07	P 12:58:32 S 13:05:07		P 14:46:44		
TIM	Timisoara	45.74	21.22				S 15:09:00			
TRI	Trieste	45.71	13.76		P 08:02:37	P 12:57:35	P 15:03:33	S 19:02:44		
TTU	Tartu	58.38	26.72	P 13:56:06 S 13:59:54	P 08:00:56 S 08:04:55	P 12:55:46 S 13:00:12				
UCC	Uccle	50.80	4.36		P 08:01:51 S 08:06:01	P 12:56:56 S 13:02:22	P 15:02:48			P 02:47:18 S 02:53:24
UPP	Uppsala	59.86	17.63	P 13:55:42 S 13:58:40						
VIE	Vienna	48.25	16.36		P 08:02:46 S 08:07:00	P 12:57:12 S 13:02:59	P 15:03:08 S 15:08:32	P 14:45:12 S 14:50:32		P 02:47:32
ZAG	Zagreb	45.827	15.987			P 12:57:28	P 15:03:27			

Приложение А.П – Сводный бюллетень землетрясений за период с июня 1914 г. по май 1916 г.

Сейсмическая станция		φ, °	λ, °	07.06.1914	04.11.1914	05.11.1914	01.06.1915	02.06.1915	16.09.1915	30.09.1915	11.05.1916
Код	Название			чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс
ATH	Athens Observatory	37.97	23.72				P 14:51:37 S 14:58:07				
BID	Bidston	53.40	-3.07			S 08:10:03					

BRE	Wroclaw	51.07	17.00	P 16:32:17					
BUD	Budapest	47.48	19.02				P 14:50:12		
CAM	Cambridge	42.38	-71.12				P 14:52:29		
							S 14:59:13		
CRT	Cartuja	37.19	-3.60		P 13:06:18		P 14:51:52		
							S 14:58:22		
FBR	Fabra	41.42	2.13				P 14:51:06		
							S 14:56:54		
GRA	Graz	47.08	15.45			P 12:59:53	P 14:50:14		
						S 13:04:29	S 14:55:45		
INN	Innsbruck	47.27	11.40			P 12:59:49			
						S 13:04:26			
IRK	Irkutsk	52.24	104.27	P 16:28:52		P 08:08:38	P 14:51:31		P 10:29:34
				S 16:32:49			S 14:57:54		S 10:35:51
LPZ	San Calixto	-16.50	-68.13						
					P 13:06:48				
					S -				
MKY	Makeyevka	48.03	37.98	P 16:31:52	P 13:00:20				P 10:28:26
				S 16:38:09	S -				S -
MNH	Munich	48.15	11.60						
					P 13:00:00		P 14:50:16		
					S -		S 14:55:30		
NRD	Nordlingen	48.85	10.48				P 14:50:00		
OSA	Osaka	34.68	135.52				P 14:54:01		
							S 15:03:18		
OTT	Ottawa	45.39	-75.72				P 14:52:03		
							S 14:58:38		
PAR	Paris	48.81	2.49						P 10:28:18
POL	Pola	44.87	13.85				P 14:50:29		
							S 14:56:19		
POT	Potsdam	52.38	13.07			P 12:58:56	P 08:05:49		
PUL	Pulkovo	59.77	30.32	P 16:30:42			P 14:48:27	P 23:28:46	P 03:10:42
				S 16:36:04			S 14:52:17	S 23:32:32	S 03:14:36
STO	Stonyhurst	53.85	-2.47						
SVE	Sverdlovsk	56.83	60.64	P 16:29:48			P 14:49:45	P 23:30:00	S 14:40:00
				S 16:34:23			S 14:54:21	S 23:34:47	
TAS	Tashkent	41.33	69.30	P 16:31:26					
				S 16:37:34		P 08:09:00			
						S 08:15:31			
TIF	T'bilisi	41.72	44.80						
					P 13:01:33		P 14:51:33		
					S 13:07:22				
UCC	Uccle	50.80	4.36	P 16:32:42	P 12:59:06		P 14:49:35		
							S 14:54:42		
VIE	Vienna	48.25	16.36	P 16:32:31	P 12:59:45		P 14:49:59		
					S 13:04:12		S 14:55:00		

Приложение А.Ш – Сводный бюллетень землетрясений за период с декабря 1916 г. по сентябрь 1919 г.

Сейсмическая станция		φ, °	λ, °	12.09.1919	02.02.1919	30.11.1918	20.10.1918	26.10.1918	27.01.1918	21.08.1917	14.05.1917	06.12.1916
Код	Название			чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс	чч:мм:сс
ABE	Aberdeen	57.166	-2.100		P 20 06 22							
ALG	Algiers University	36.771	3.058		S 20:15:28							
BES	Besancon	47.249	5.987		P 20:08:24							
					S 20:13:04							
BID	Bidston	53.400	-3.066	S 14:34:18		S 07:05:36	P 05:49:30	P 02:17:48	P 02:56:24	P 10:48:09		S 22:29:42
										S 10:52:01		
BUD	Budapest	47.483	19.023			P 06:58:15				P 10:50:00		
CHK	Chicago	41.788	-87.599		S 20:18:45							
COC	Colombo	6.900	79.866	P 14:38:00								
COI	Coimbra	40.207	-8.412		S 20:14:47							
DBN	De Bilt	52.101	5.176		P 20:07:38	P 06:57:50			P 02:55:43			
					S 20:11:23	S 07:05:14			S 02:59:25			
EBR	Ebro Roquetas	40.820	0.493		P 20:09:51							
					S -							
EDI	Edinburgh	55.923	-3.186	P 14:30:24		S 07:05:00	P 05:48:30		P 02:58:00			
				S 14:33:36.0					S 02:58:00			
ESK	Eskdalemuir	55.316	-3.205		P 20:06:47	S 07:05:00	P 05:48:47		P 02:59:00			
					S 20:10:01		S 05:52:24					
FIR	Firenze (Florence)	43.773	11.255	P 14:32:00								
GRA	Graz	47.076	15.448					P 02:20:00	P 02:56:42	P 10:49:57		
									S 03:01:42	S 10:54:32		
HAM	Hamburg	53.465	9.924		P 20:07:32							
					S 20:11:06							
HLW	Helwan	29.858	31.341					P 02:43:00		S 10:59:00		
HOH	HohenheimGermany	48.716	9.216		P 20:08:18				P 02:56:15			
					S 20:12:42							
HRV	Adam Dziewonski Observatory	42.506	-71.558		S 20:17:56							
IRK	Irkutsk	52.243	104.271									S 22:30:04
L'VV	L'vov	49.819	24.031			S 07:04:00				P 10:49:48		
										S 10:54:24		
MAR	Marseilles	43.305	5.393		P 20:09:31							
MIZ	Mizusawa	39.134	141.136			P 06:55:10						
						S 07:00:26						
MNC	Moncalieri	45.000	7.700		S 20:13:54			P 02:20:44	P 02:58:00			
									S 03:01:00			
MNH	Munich	48.150	11.600		P 20:08:27	P 06:58:07			P 02:56:42			P 22:24:43

MOX	Moxa	50.644	11.615	S 20:12:59	S 07:05:44		S 03:01:09 P 02:56:42 S 03:01:09		S 22:30:39
NRD	Nordlingen	48.850	10.483	P 20:08:23 S 20:12:40	P 06:58:05				
OOT	Ootomari	46.650	142.767		P 06:58:47				
OSA	Osaka	34.678	135.522		P 06:56:11				
OTT	Ottawa	45.394	-75.716	S 20:17:12					
OXD	Oxford	51.766	-1.250	P 20:07:43 S 20:11:20					
PAR	Paris	48.809	2.493	P 20:08:16 S 20:12:19		P 02:22:22			
POL	Pola	44.866	13.850					P 10:50:00	
PUL	Pulkovo,	59.773	30.322				P 02:54:44 S 02:58:00		P 22:22:57 S 22:27:42
RDP	Rocca di Papa	41.758	12.716	P 20:09:26	P 06:58:44	P 02:21:15	P 02:57:00		
SHID	Shide	50.68	-1.28	S 20:11:53		P 02:22:06			
STR	Strasbourg	48.584	7.765	P 20:08:15 S 20:12:36					
SVE	Sverdlovsk	56.827	60.637	P 20:09:15 S 20:14:16				P 10:50:28	
TINT	Rio Tinto	37.77	-6.63			P 02:23:00			
UCC	Uccle	50.798	4.359		P 06:57:54		P 02:55:48 S -	P 10:49:02 S 10:52:54	P 7:01:54 S 7:06:00
UPP	Uppsala	59.858	17.627	P 20:06:36 S 20:09:14			P 02:54:22	S 10:50:44	
VIE	Vienna	48.248	16.361	P 20:08:33 S 20:12:48 S 20:18:33			P 02:58:18 S 02:58:18	P 10:49:47	P 22:24:42
WAS	Washington	38.892	-77.033						
ZAG*	Zagreb	45.816	15.983				P 02:56:51		
ZKW	Sheshan	31.183	121.433		P 06:56:17 S 07:02:24				P 22:27:10
ZUL	Zurich-Lageren	47.481	8.390	P 20:08:31					

Приложение Б. – Каталог землетрясений, зарегистрированных в районе зоны перехода «континент-океан» за период с декабря 2011 г. по ноябрь 2020 г.

Приложение Б.1 – Каталог землетрясений, зарегистрированных тремя и более сейсмическими станциями

№	Дата <i>дд.мм.гггг</i>	Время <i>чч:мм:сс.0</i>	Гипоцентр			$N_{ст}$	Эллипс ошибок			ML	Примечание
			$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, км$		Az_{major}°	$S_{minor} км$	$S_{major} км$		
1	27.01.2012	09:05:45.7	81.87	36.49	5f	4	0	5.9	33.7	2.2	
2	08.04.2012	21:51:10.8	82.77	71.27	5f	6	20	50.7	70.2	2.1	
3	29.04.2012	10:07:39.1	81.95	41.15	5f	4	20	14.3	32.2	2.2	
4	07.05.2012	10:52:41.0	80.12	21.07	5f	3	150	6.2	25.0	2.2	
5	07.12.2012	02:46:59.6	83.17	54.03	5f	6	40	26.3	38.2	2.9	
6	30.01.2013	09:53:12.2	80.52	32.35	5f	20	170	11.1	16.7	3.4	
7	30.01.2013	10:55:34.5	80.59	32.13	5f	7	150	10.4	19.1	2.9	
8	30.01.2013	14:53:58.8	80.21	33.24	5f	4	160	6.4	16.0	2	
9	03.02.2013	20:55:34.9	81.93	36.58	5f	5	0	8.3	24.8	1.9	
10	06.02.2013	03:54:56.9	80.53	32.38	5f	8	160	10.1	18.6	2.8	
11	21.03.2013	01:53:52.1	82.28	39.62	5f	3	10	9.3	39.7	1.4	
12	01.04.2013	16:11:24.4	83.1	31.31	5f	5	170	8.9	26.3	2.9	
13	07.04.2013	15:58:23.7	83.44	69.6	5f	9	160	22.2	31.8	3.3	
14	25.05.2013	17:45:33.6	80.3	40.94	5f	4	160	5.2	39.3	2	
15	25.10.2013	01:25:55.5	79.99	41.00	5f	3	160	7.6	53.8	1.9	
16	03.12.2013	09:22:35.3	82.23	40.76	5f	3	10	9.9	41.8	1.4	
17	30.12.2013	18:47:52.1	80.1	36.13	5f	4	150	6.7	19.5	2.4	
18	02.01.2014	06:38:17.5	79.8	33.95	5f	3	160	6.7	45.5	1.8	
19	09.01.2014	05:28:52.9	80.31	32.63	5f	3	160	6.3	48.2	2	
20	28.01.2014	01:24:27.8	82.15	40.42	5f	3	10	9.6	42.5	1.8	
21	21.02.2014	22:22:32.7	80.35	32.66	5f	5	160	6.4	16.7	1.9	
22	26.04.2014	19:51:05.0	81.46	67.65	5f	9	50	14.5	31.2	2.7	
23	06.05.2014	11:49:14.6	81.98	36.41	5f	4	170	7.4	26.4	2	
24	10.05.2014	05:38:27.7	81.9	32.58	5f	5	170	6.1	30.2	2.4	
25	27.05.2014	01:57:05.1	82.34	39.13	5f	5	10	8.1	24.8	1.8	
26	16.06.2014	14:45:10.0	84.34	83.89	5f	3	20	52.2	62.0	2.4	
27	10.07.2014	00:59:07.0	82.76	14.27	5f	3	140	11.9	44.7	2.3	
28	10.11.2014	19:33:54.1	81.91	35.88	5f	5	170	6.6	21.9	1.5	
29	13.11.2014	17:28:14.5	82.09	36.17	5f	6	0	6.6	22.1	1.8	
30	12.01.2015	10:43:14.4	82.01	36.16	5f	7	170	5.7	20.1	2.1	
31	19.03.2015	23:41:09.0	82.04	36.27	5f	6	0	6.4	21.4	2.1	
32	12.05.2015	23:12:36.0	81.55	24.37	5f	5	150	6.9	22.5	2.6	
33	30.05.2015	10:30:35.7	82.55	33.44	5f	4	170	8.6	24.1	3	
34	02.09.2015	19:07:05.0	84.47	80.49	5f	12	0	23.2	48.2	3.6	
35	23.09.2015	14:20:22.3	80.13	32.39	5f	5	150	7.0	17.2	3	
36	17.11.2015	17:08:32.2	81.79	36.11	5f	5	0	6.1	28.6	3	
37	08.01.2016	02:29:49.9	81.54	37.31	5f	4	170	8.1	25.2	2	
38	22.02.2016	08:20:44.5	82.10	96.77	5f	15	40	14.1	25.3	3.2	

39	03.04.2016	15:52:13.4	81.87	36.45	5f	6	0	5.9	23.1	2.1	
40	24.05.2016	20:30:17.5	82.12	35.30	5f	6	170	6.2	23.3	2.5	
41	02.07.2016	08:26:29.9	82.91	35.15	5f	8	0	9.1	23.9	3	
42	06.07.2016	07:13:41.1	81.70	36.12	5f	5	170	6.4	23.3	2.1	
43	01.08.2016	10:33:47.3	82.15	38.12	5f	6	0	7.2	23.6	2.5	
44	24.08.2016	18:40:39.0	82.16	22.88	5f	4	150	7.4	33.3	3.5	
45	17.10.2016	18:36:34.9	80.70	37.18	5f	12	160	5.7	14.6	3.1	
46	29.11.2016	01:55:56.3	80.45	69.84	5f	4	10	7.5	76.5	3.1	
47	24.12.2016	08:24:46.6	83.54	114.89	5f	5	110	33.6	61.6	3.7	
48	16.01.2017	08:13:10.0	81.96	36.28	5f	4	170	7.1	27.9	2.1	
49	02.02.2017	12:20:07.3	81.74	36.13	5f	4	0	7.9	35.0	2.1	
50	30.03.2017	19:00:08.4	82.87	21.89	5f	4	90	25.8	91.3	1.7	
51	05.07.2017	06:01:25.9	83.51	22.14	5f	337	44	6.3	6.6	3.9	По ISC
52	18.09.2017	12:22:12.4	81.94	19.65	5f	5	140	7.5	22.4	3.4	
53	18.09.2017	15:00:02.3	81.97	19.59	5f	5	140	7.7	22.9	3.4	
54	18.01.2018	23:38:11.4	82.89	71.23	5f	4	0	9.8	46.3	3.1	
55	22.02.2018	20:21:50.4	85.3	90.24	5f	5	20	14.5	24.8	3.7	
56	04.03.2018	16:20:34.9	82.25	31.66	5f	4	160	8.2	28.5	2.1	
57	09.03.2018	00:44:13.9	83.44	33.78	5f	3	160	40.3	40.7	2.2	
58	17.03.2018	22:24:59.7	82.57	73.6	5f	13	10	10.7	39.2	3.4	
59	27.03.2018	11:27:42.2	82.59	83.35	5f	9	20	10.9	31.5	3.3	
60	18.04.2018	21:03:42.8	80.48	16.42	5f	4	10	18.1	464.7	1.6	
61	26.04.2018	08:20:42.6	79.63	6.27	5f	3	30	21.7	51.8	2.9	
62	16.06.2018	06:49:10.0	82.62	34.5	5f	4	0	7.5	33.0	2.5	
63	26.06.2018	21:59:26.2	81.69	36.36	5f	4	0	5.7	34.8	2.3	
64	16.07.2018	17:52:52.3	83.33	15.44	5f	3	140	16.9	39.7	3.6	
65	29.09.2018	08:18:45.6	82.27	39.62	5f	5	10	7.3	22.2	2.4	
66	27.10.2018	20:34:23.1	82.27	15.19	5f	3	130	13.0	44.2	3.8	
67	23.01.2019	14:49:20.9	83.78	31.27	5f	21	150	8.1	13.8	3.1	
68	10.02.2019	19:11:10.4	81.83	29.86	5f	10	160	6.6	17.5	2.9	
69	07.05.2019	10:02:16.7	82.95	65.16	5f	5	0	9.7	36.9	3	
70	14.06.2019	18:17:33.4	82.53	36.28	5f	17	160	17.0	44.4	3.7	
71	27.09.2019	04:10:12.0	80.97	19.87	5f	5	130	7.3	26.8	3.2	
72	04.10.2019	07:36:34.7	83.49	19.45	5f	8	160	9.6	17.8	3.5	
73	22.10.2019	01:16:54.8	83.85	45.59	5f	3	-	-	-	2.1	
74	28.10.2019	09:30:25.1	83.04	20.30	5f	4	140	11.9	34.0	3.3	
75	02.12.2019	09:54:08.9	80.5	32.34	5f	4	160	5.3	47.1	2.8	
76	08.12.2019	23:25:53.5	82.25	40.15	5f	3	10	8.2	33.5	2	
77	05.01.2020	06:39:52.8	82.95	49.91	5f	3	40	15.7	31.0	2.3	
78	04.03.2020	17:23:25.4	81.63	37.63	5f	4	170	6.3	36.2	2.4	
79	06.03.2020	20:00:21.0	82.83	44.25	5f	4	20	11.3	31.3	2.5	
80	07.05.2020	06:11:11.0	82.38	70.44	5f	3	0	7.9	109.1	3.1	
81	18.06.2020	13:34:10.6	82.03	36.32	5f	4	170	7.5	25.6	2.3	
82	22.06.2020	21:39:28.2	79.94	33.02	5f	4	150	5.1	20.3	2	
83	27.06.2020	00:23:11.7	82.62	35.87	5f	7	160	8.2	19.9	3.6	
84	27.06.2020	15:46:23.0	82.44	21.36	5f	40	110	9.8	14.5	3.1	

85	07.08.2020	20:59:14.0	82.66	61.80	5f	3	150	46.5	58.2	2.6	
86	30.10.2020	14:13:10.0	83.67	32.87	5f	3	170	17.0	40.5	3.2	
87	30.10.2020	15:11:42.4	83.63	32.74	5f	5	170	14.0	32.3	3.3	

Приложение Б.2 – Каталог землетрясений, зарегистрированных двумя сейсмическими станциями.

№	Дата <i>дд.мм.гггг</i>	Время <i>чч:мм:сс.0</i>	Гипоцентр			$N_{ст}$	ML
			$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, км$		
1	09.12.2011	04:56:29.1	81.23	35.92	5f	2	2.1
2	10.12.2011	11:04:16.0	80.96	29.36	5f	2	1.4
3	21.12.2011	23:53:33.6	82.66	33.65	5f	2	1.4
4	23.01.2012	09:52:55.0	80.11	72.71	5f	2	2.7
5	02.02.2012	09:23:49.0	82.84	24.11	5f	2	2.9
6	04.03.2012	21:53:57.4	81.33	31.6	5f	2	1.3
7	06.03.2012	18:13:11.6	82.55	34.22	5f	2	1.3
8	08.03.2012	00:46:56.0	83.57	23.83	5f	2	2.1
9	15.11.2012	02:35:29.0	81.98	37.85	5f	2	2.7
10	08.01.2013	3:33:59	80.18	36.72	5f	2	1.5
11	30.01.2013	10:58:53.0	80.59	33.65	5f	2	1.4
12	30.01.2013	12:19:59.0	80.09	32.92	5f	2	2.1
13	30.01.2013	12:34:06.0	80.22	33.16	5f	2	1.7
14	31.01.2013	23:37:23.0	81.9	12.79	5f	2	2.2
15	09.02.2013	07:28:19.0	81.52	9.21	5f	2	2.6
16	11.03.2013	05:38:22.7	81.92	37.29	5f	2	1.3
17	16.03.2013	20:07:50.4	81.58	32.13	5f	2	1.3
18	17.03.2013	02:30:16.0	80.77	38.5	5f	2	0.8
19	25.03.2013	04:49:28.0	80.39	38.81	5f	2	1
20	26.03.2013	14:42:18.0	80.58	13.1	5f	2	2.1
21	02.04.2013	03:40:42.9	83.03	40.89	5f	2	1.7
22	03.04.2013	12:40:38.1	83.08	69.33	5f	2	2
23	04.04.2013	23:13:59.7	80.59	41.88	5f	2	1.7
24	12.07.2013	01:31:36.8	83.64	65.44	5f	2	2.1
25	24.12.2013	22:36:56.0	81.97	38.22	5f	2	1.7
26	01.02.2014	02:20:56.0	80.3	32.23	5f	2	1.8
27	22.02.2014	01:48:14.0	80.19	33.03	5f	2	1.7
28	23.03.2014	04:42:42.0	81.10	28.09	5f	2	1.9
29	29.04.2014	21:21:53.0	80.62	40.93	5f	2	1.4
30	20.09.2014	00:27:17.0	82.9	13.24	5f	2	3
31	07.07.2016	22:13:32.0	83.49	78.34	5f	2	3.2
32	13.02.2017	10:22:40.0	81.62	37.97	5f	2	2.4
33	01.09.2017	17:50:50.9	81.84	96.3	5f	2	2.9
34	26.10.2017	16:02:47.0	80.43	39.02	5f	2	2.9
35	17.03.2018	03:50:30.0	82.68	71.16	5f	2	2.3
36	18.03.2020	01:52:20.0	80.91	29.66	5f	2	2.1

Приложение Б.3 – Каталог землетрясений, зарегистрированных только одной сейсмической станцией

№	Дата дд.мм.гггг	Время чч:мм:сс.0	Гипоцентр			N _{ст}	ML
			φ, °	λ, °	h, км		
1	13.03.2012	04:48:43.0	83.99	42.5	5f	1	1.8
2	17.03.2012	15:17:37.0	84.05	49.75	5f	1	2.1
3	03.05.2012	08:51:10.8	82.97	64.53	5f	1	2.2
4	07.06.2012	00:55:06.0	82.38	68.75	5f	1	2.1
5	08.06.2012	00:55:40.0	82.08	38.41	5f	1	1.4
6	21.06.2012	14:10:55.4	84.06	87.85	5f	1	2.5
7	30.06.2012	18:55:12.4	84.37	55.3	5f	1	2.4
8	11.10.2012	09:28:51.2	83.43	71.14	5f	1	3
9	27.10.2012	04:48:55.3	80.8	108.48	5f	1	2.9
10	28.01.2013	13:13:28.0	81.93	38.91	5f	1	1.8
11	30.01.2013	12:07:30.5	81.75	39.46	5f	1	0.9
12	20.02.2013	07:10:52.0	82.34	38.89	5f	1	1.6
13	20.02.2013	15:14:56.7	83.4	63.69	5f	1	2
14	12.03.2013	01:05:24.6	83.02	64.35	5f	1	1.8
15	12.03.2013	14:26:09.8	82.85	68.96	5f	1	1.7
16	19.03.2013	00:20:11.0	82.24	39.62	5f	1	1.2
17	19.03.2013	00:21:20.0	82.51	46.54	5f	1	1.2
18	07.04.2013	10:09:27.9	82.09	50.56	5f	1	0.7
19	07.04.2013	11:09:48.2	81.82	42.03	5f	1	0.7
20	08.04.2013	10:40:20.3	81.39	36.23	5f	1	0.9
21	18.06.2013	04:09:26.5	84.13	86.93	5f	1	2.2
22	27.06.2013	01:33:10.0	82.18	39.5	5f	1	0.9
23	23.08.2013	10:10:18.4	80.31	33.73	5f	1	1.9
24	04.05.2014	08:16:32.5	82.05	37.55	5f	1	1.6
25	21.05.2014	12:31:47.8	82.61	30.95	5f	1	1.7
26	31.05.2014	10:39:09.4	82.07	40.23	5f	1	1.2
27	02.06.2014	17:13:26.4	81.6	36.79	5f	1	1.4
28	03.06.2014	18:27:03.1	82.04	35.63	5f	1	1.6
29	08.06.2014	19:42:46.7	81.31	19.76	5f	1	2.6
30	12.06.2014	16:11:40.6	81.34	36.44	5f	1	1.2
31	04.10.2014	22:31:17.1	82.25	56.48	5f	1	2
32	06.10.2014	21:40:08.5	80.45	41.19	5f	1	1.6
33	07.10.2014	04:15:10.7	80.51	41.57	5f	1	1.5
34	14.10.2014	16:53:41.6	80.44	40.09	5f	1	1.4
35	16.01.2015	16:57:56.0	80.29	40.98	5f	1	0.9
36	18.01.2015	00:41:07.4	81.38	40.29	5f	1	1.1
37	16.04.2015	22:33:33.0	81.86	35.05	5f	1	2.6
38	23.05.2015	18:37:14.0	81.92	38.21	5f	1	1.8
39	27.01.2016	15:53:13.1	80.29	53.28	5f	1	2.4
40	10.12.2016	03:00:23.6	80.47	92.88	5f	1	1.5
41	15.01.2017	08:55:06.7	81.65	58.13	5f	1	2

42	13.03.2017	08:56:28.7	80.92	90.63	5f	1	1.7
43	08.05.2017	06:33:42.1	80.87	90.56	5f	1	1.8
44	09.05.2017	21:14:04.6	83.84	41.04	5f	1	2.2
45	13.06.2017	15:51:29.7	82.8	48.9	5f	1	1.9
46	23.06.2017	21:39:28.9	80.88	39.47	5f	1	1.2
47	10.07.2017	08:03:46.4	81.31	39.95	5f	1	1.7
48	12.08.2017	18:54:17.6	81.66	41.66	5f	1	2
49	23.08.2017	10:30:09.4	80.58	111.38	5f	1	2
50	04.09.2017	10:59:37.9	80.97	96.96	5f	1	1.6
51	25.09.2017	23:52:16.1	81.94	93.41	5f	1	1.9
52	07.10.2017	09:09:07.8	80.09	99.19	5f	1	1.8
53	22.10.2017	19:07:07.2	80.35	101.38	5f	1	1.1
54	02.05.2018	15:26:28.2	81.12	91.44	5f	1	3
55	22.05.2018	05:43:58.1	80.68	41.27	5f	1	2.4
56	07.07.2018	15:36:43.0	80.65	45.27	5f	1	2.4
57	01.08.2018	20:39:23.4	82.27	28.77	5f	1	2
58	21.10.2018	17:04:57.8	81.96	39.87	5f	1	2.1
59	26.07.2019	02:13:23.4	81.89	32.57	5f	1	2.2
60	11.11.2019	04:13:36.4	80.11	50.15	5f	1	2.6
61	06.01.2020	13:03:39.1	82.08	40.6	0f	1	2.2
62	02.02.2020	20:31:21.0	81.1	40.15	5f	1	2.2
63	05.02.2020	22:34:13.2	81.76	34.23	5f	1	2.5
64	06.02.2020	23:49:24.0	81.27	36.77	5f	1	2
65	29.02.2020	11:08:39.4	82.2	42.77	5f	1	2
66	07.09.2020	12:53:40.0	81.5	40.34	5f	1	3
67	23.10.2020	13:07:46.3	80.65	39.01	5f	1	2.9
68	09.11.2020	04:37:42.2	80.24	94.24	5f	1	1.3
69	18.11.2020	22:04:08.1	80.25	34.04	5f	1	1.1

Приложение В. – Уточнённый каталог сейсмических событий севера ВЕП за период с 2005 по 2018 г.

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника	
г	м	д	ч	м	с	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, км$	Az_{maj} $or, ^\circ$	$S_{minor},$ $км$	$S_{major},$ $км$	$N_{ст}/N_{фаз}$	Диапазон эпиц. расст, $км$	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМІ)		
2005	02	16	06	48	31.2	67.41	32.05	⁽¹⁶⁾ 6–32	150	4.0	5.1	10/17	48–814	97	1.7					Тектоническая
2005	03	01	20	00	07.4	69.85	33.10	0												Взрыв
2005	03	15	16	17	17.1	69.91	33.06	0												Взрыв
2005	03	18	01	49	43.7	67.14	31.91	⁽³⁾ 0–17	140	5.0	8.4	6/10	70–789	121	1.1					Тектоническая
2005	08	22	02	42	41.2	66.39	30.80	⁽¹⁰⁾ 4–16	90	4.3	7.4	6/11	52–293	267	0.8					Не определить
2005	10	01	01	22	59.1	67.24	32.54	⁽¹⁰⁾ 0–24	120	4.2	7.9	10/16	47–583	143	1.6					Тектоническая
2005	10	19	03	15	44.6	66.88	31.00	⁽⁸⁾ 0–22	90	4.6	10.7	5/8	80–195	275	1.2					Не определить
2005	10	22	17	46	44.8	64.49	40.95	⁽⁰⁾ 0–13	70	10.4	14.5	11/22	24–1020	235	2.8		2.9			Тектоническая
2005	10	23	00	34	06.3	66.64	33.29	⁽¹⁶⁾ 0–51	100	5.6	11.8	12/21	107–639	200	1.6					Тектоническая
2005	12	02	00	03	57.7	66.89	31.36	⁽¹⁵⁾ 8–22	110	2.7	4.8	10/20	97–382	140	1.6					Тектоническая
2005	12	12	01	46	03.8	66.87	31.02	⁽¹⁴⁾ 5–22	120	2.9	5.4	10/15	84–441	133	1.2					Тектоническая
2006	01	13	21	35	01.3	66.64	31.09	⁽⁰⁾ 0–2	130	1.9	5.5	7/11	72–291	174	0.9					Не определить
2006	02	02	12	29	10.8	66.59	29.30	⁽⁵⁾ 0–99	60	3.8	9.8	4/8	27–287	205	1.1					Не определить
2006	02	18	08	10	02.8	66.84	32.44	⁽⁰⁾ 0–13	120	4.0	10.1	10/18	88–632	189	1.7					Тектоническая
2006	04	04	01	47	02.6	66.28	31.01	⁽³⁾ 0–10	130	2.9	4.8	11/19	64–423	148	1.1					Не определить
2006	04	13	13	25	14.2	66.72	29.33	⁽¹¹⁾ 0–21	100	3.0	5.1	8/12	37–354	113	1.0					Не определить
2006	07	11	18	24	41.9	67.31	32.27	⁽¹⁰⁾ 0–27	120	4.3	6.6	15/27	45–715	149	2.1					Тектоническая

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника	
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{ км}$	Az_{maj} $от, ^\circ$	S_{minor} км	S_{major} км	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст, км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМІ)		
2006	07	23	01	32	08.8	66.00	39.58	(29) 2–99	60	7.3	10.9	19/33	218–1036	192	2.3					Тектоническая
2006	10	25	12	24	42.7	66.94	31.07	(10) 0–33	130	2.6	12.9	5/7	91–144	175	0.7					Не определить
2006	12	31	05	35	56.0	65.66	32.02	(0) 0–3	60	4.2	11.2	7/10	104–313	235	0.5					Не определить
2007	03	13	14	31	28.6	66.29	31.16	(24) 18–30	130	2.9	5.5	18/30	63–549	146	1.9					Тектоническая
2007	03	29	22	53	21.9	66.15	30.54	(0) 0–5	90	2.8	5.8	9/14	28–240	264	0.8					Не определить
2007	04	08	14	35	13.7	66.15	33.09	(5) 0–15	120	3.6	7.1	13/23	142–625	189	2.4					Тектоническая
2007	08	01	04	31	57.1	66.58	31.28	(10) 2–18	130	2.1	5.1	8/16	78–226	183	1.3					Тектоническая
2007	08	03	00	59	38.4	66.02	30.36	(18) 15–22	90	2.6	5.0	7/12	16–227	258	0.4					Не определить
2007	08	19	22	56	03.3	69.64	33.10	(33) 3–98	40	6.3	12.7	29/56	226–1377	242	3					Тектоническая
2007	09	11	08	04	48.7	69.73	29.99	(0) 0–99	40	6.6	20.9	4/6	108–406	268	1.3					Не определить
2007	10	30	00	19	16.0	66.63	30.91	(20) 0–99	100	2.7	9.2	4/6	60–135	238	0.5					Не определить
2007	11	23	04	22	30.3	66.30	32.75	(0) 0–10	120	3.4	7.7	11/20	130–596	219	1.4					Не определить
2008	01	27	01	54	25.5	68.19	29.74	(8) 0–14	40	2.5	3.4	9/16	48–254	143	1.0					Тектоническая
2008	01	27	03	24	23.8	68.18	29.76	(12) 0–27	30	3.0	3.9	5/9	49–228	143	1.2					Не определить
2008	05	10	15	05	08.4	66.86	31.77	(6) 0–14	110	2.9	5.5	16/28	98–531	151	1.6					Тектоническая
2008	06	22	18	01	41.2	68.19	30.79	(16) 8–23	60	3.6	5.0	12/21	70–298	164	1.3					Тектоническая
2008	07	12	17	17	14.8	68.39	35.78	(25) 12–52	60	7.4	10.8	14/22	135–856	227	2.7					Тектоническая
2008	09	12	20	14	25.6	68.72	33.29	(15)	70	6.8	18.0	7/9	185–331	248	1.2					Не определить

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника		
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	Az_{maj} $от, ^\circ$	$S_{\text{minor}},$ км	$S_{\text{major}},$ км	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст, км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМИ)			
0-65																					
2008	10	19	23	29	10.0	66.87	29.16	(6) 0-23	70	1.4	2.7	9/18	58-146	149	0.5					Не определить	
2008	10	25	03	09	45.3	66.54	32.42	(0) 0-7	120	2.9	7.2	11/20	122-422	220	1.3	1.6					Тектоническая
2009	05	25	20	58	04.3	67.01	31.82	0													Взрыв
2009	08	31	15	17	50.8	66.31	31.05	(28) 22-33	110	3.3	6.1	16/30	62-548	183	1.5						Тектоническая
2009	09	08	00	23	48.3	66.78	31.13	(18) 11-24	100	3.0	4.1	21/38	81-777	82	2.1						Не определить
2009	09	08	04	42	16.9	66.79	31.08	(14) 8-22	110	2.5	5.6	11/18	79-383	168	1.4						Не определить
2009	11	16	04	27	26.6	66.04	30.03	(7) 3-10	110	2.4	4.7	20/37	5.5-495	167	1.6						Тектоническая
2009	11	28	14	32	23.6	66.26	33.00	(1) 0-13	100	3.6	4.6	10/16	138-315	167	1.6						Тектоническая
2009	12	03	19	55	45	66.35	31.28	(13) 7-21	100	3.5	6.1	9/16	70-236	247	0.8						Не определить
2009	12	11	23	53	52	67.08	31.80	(11) 3-18	120	2.4	4.7	11/20	78-376	171	1.2						Тектоническая
2010	02	25	01	42	13.8	66.43	30.53	(0) 0-7	90	2.2	4.7	10/17	40-254	220	0.7						Не определить
2010	03	27	23	06	55.8	66.24	32.02	(18) 1-24	170	7.4	12.9	6/11	93-180	333	0.7						Не определить
2010	04	06	04	49	03.4	66.90	31.08	(6) 0-12	110	1.9	3.5	12/23	87-358	159	1.3						Не определить
2010	05	20	01	33	48.3	66.31	32.12	(25) 16-34	30	7.9	8.5	6/11	98-268	316	0.7						Не определить
2010	09	05	05	17	33.2	66.20	30.74	(2) 0-7	130	2.8	5.2	17/29	42-529	176	1.4						Тектоническая
2011	01	20	14	37	00.0	65.35	30.54	(10) 2-16	60	2.3	4.0	10/17	52-273	123	0.9						Не определить
2011	06	16	15	44	06.5	66.59	31.58	(0) 0-5	100	4.5	9.4	9/15	89-523	214	1.6						Не определить
2011	08	13	11	54	52.2	66.18	34.23	(0)	120	6.4	12.1	6/11	173-272	272	1.2						Тектоническая

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника	
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	Az_{maj} $от, ^\circ$	$S_{\text{minor}},$ км	$S_{\text{major}},$ км	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст, км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (AH)	ML (KOMI)		
0-48																				
2011	10	11	20	04	59.4	66.45	30.68	(20) 15-25	110	3.0	4.9	14/22	47-404	138	1.2					Не определить
2011	11	15	17	48	10.2	67.43	31.73	(0) 0-4	140	2.5	3.4	11/20	58-345	131	1.5	1.9				Тектоническая
2012	01	03	00	01	37.9	68.14	29.30	(0) 0-99	70	3.4	6.0	4/8	44-220	206	1.1					Не определить
2012	01	08	20	54	25	66.81	31.46	(0) 0-6	110	3.1	5.5	19/30	99-606	145	0.7					Не определить
2012	02	15	06	48	08.7	66.46	32.09	(4) 0-22	110	5.2	16.4	7/10	100-428	272	1.2					Не определить
2012	03	27	07	13	12.5	66.11	30.36	(8) 3-13	90	2.3	2.7	10/19	22-271	136	0.9					Не определить
2012	04	22	20	09	32.4	67.01	31.32	(6) 0-13	110	2.3	3.3	12/23	97-242	107	1.3					Не определить
2012	04	30	08	48	27.4	65.78	30.80	(0) 0-12	100	2.2	3.6	6/10	45-128	288	0.8					Не определить
2012	08	27	07	29	45.3	66.16	30.77	(12) 7-18	100	2.9	6.0	7/12	36-285	236	1					Не определить
2012	10	07	03	43	12.9	66.21	47.84	(26) 0-99	50	8.6	19.0	13/25	526-1656	170	1.6					Не определить
2012	10	11	15	00	48.0	65.82	30.35	(25) 19-30	100	1.9	3.9	5/9	27-92	262	0.5					Не определить
2012	12	04	07	13	09	65.89	30.15	(5) 1-8	100	2.7	5.8	11/19	19-263	217	1.1					Не определить
2013	03	28	07	02	16.5	63.97	41.50	(21) 8-36	150	6.8	8.1	31/59	82-2596	83	2.9		3.4			Тектоническая
2013	04	03	14	49	35.0	66.99	30.19	(0) 0-6	100	2.3	3.6	16/28	74-383	128	1.5					Тектоническая
2013	04	26	19	51	08.2	68.04	29.37	(6) 0-13	70	3.3	6.3	7/12	32-230	188	0.7					Не определить
2013	05	01	22	52	21.7	66.49	30.79	(22) 15-29	120	2.2	4.5	10/18	54-395	172	1.3					Тектоническая
2013	11	26	20	39	07.1	66.44	30.85	(15) 11-22	80	4.0	6.9	7/12	57-217	269	0.5					Не определить

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника	
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	$Az_{\text{maj}}^{\text{ор}}, ^\circ$	$S_{\text{minor}}, \text{км}$	$S_{\text{major}}, \text{км}$	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст., км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (AH)	ML (KOMI)		
2013	11	30	22	16	20.1	65.48	31.73	(15) 0–59	20	6.2	9.1	6/8	105–656	142	0.8					Не определить
2014	02	25	18	53	06.1	66.43	32.46	(1) 0–10	120	2.6	3.7	12/21	122–431	118	1.7					Тектоническая
2014	03	20	13	56	40.7	64.87	35.52	(41) 29–57	50	6.3	8.2	13/23	25–543	128	1.2					Не определить
2014	04	08	00	45	38.6	65.98	31.39	(0) 0–2	110	3.4	5.7	7/13	63–246	263	0.6					Не определить
2014	08	20	02	27	38.0	66.30	31.83	(4) 0–12	120	2.9	3.6	10/17	92–337	115	1.3					Тектоническая
2014	08	29	23	37	39.2	66.60	31.56	(1) 0–8	100	3.4	8.5	7/13	88–241	263	0.9					Не определить
2014	09	05	02	27	28.3	66.44	31.70	(3) 0–10	90	3.0	4.1	9/15	92–320	121	0.8	1.2				Не определить
2014	09	08	04	15	11.7	67.96	30.17	(3) 0–11	10	2.8	3.1	6/11	33–256	138	1					Тектоническая
2014	09	12	22	09	43.3	66.32	31.51	(26) 15–32	110	4.0	8.5	5/9	71–155	273	0.6					Не определить
2014	10	02	12	19	23.1	66.40	32.53	(0) 0–7	120	3.0	4.3	14/23	123–508	119	1.4					Тектоническая
2014	10	11	00	32	45.6	65.94	32.43	(0) 0–4	100	5.6	10.1	6/8	114–309	243	0.9					Не определить
2014	11	23	23	20	11.6	66.50	31.53	(9) 0–21	100	3.4	6.8	6/11	86–170	251	1.1					Не определить
2014	11	30	09	43	19.9	67.15	32.53	(13) 2–25	140	3.6	6.4	8/12	57–393	178	0.7					Не определить
2014	12	13	21	10	40.1	66.28	31.18	(21) 15–27	110	3.1	4.9	11/17	62–307	164	1.2					Не определить
2015	01	08	06	20	41.2	66.17	29.96	(19) 16–25	90	1.9	3.3	5/8	15–95	227	0.1					Не определить
2015	02	15	03	00	35.9	65.95	30.07	(9) 0–15	100	1.3	2.8	6/10	12–88	234	0.3					Тектоническая
2015	02	28	19	33	49.1	66.31	31.85	(0) 0–14	130	2.4	6.6	6/10	92–260	233	1.1	1.5				Тектоническая
2015	03	20	14	46	39.0	60.31	43.83	(0)	170	7.7	16.1	19/32	175–1329	183	2.7					Тектоническая

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	Az_{maj} $от, ^\circ$	S_{minor} км	S_{major} км	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст, км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМІ)	
0–23																			
2015	04	02	08	16	56.6	68.31	29.17	(0) 0–7	50	3.1	4.6	8/14	65-819	126	1				Не определить
2015	04	03	18	50	12.7	69.36	30.67	0											Взрыв
2015	04	04	20	23	38.9	66.17	30.74	(5) 0–12	110	4.2	10.2	5/8	39-286	263	0.6				Не определить
2015	04	22	02	08	54.7	66.95	31.10	(0) 0–6	100	2.5	4.8	9/15	89-220	161	0.7				Тектоническая
2015	05	10	14	03	11.7	66.74	31.13	(21) 15–25	130	2.2	3.6	14/25	80-334	82	1.4				Тектоническая
2015	05	31	00	40	34.5	66.68	33.21	(0) 0–8	130	3.8	9.6	8/11	104–317	222	0.8				Не определить
2015	06	23	06	15	59.3	66.88	31.03	(13) 6–21	100	2.5	4.5	10/16	84-219	153	1.0				Тектоническая
2015	06	26	03	45	48.9	66.57	32.03	(23) 13–29	120	2.7	5.2	8/13	112–264	163	0.7	1.7			Не определить
2015	06	29	13	05	09.1	65.93	31.88	(19) 14–23	110	2.5	3.0	18/31	89–512	112	1.9	2.3			Тектоническая
2015	07	06	17	31	34.8	66.39	31.83	(15) 7–23	110	3.4	4.0	10/18	94–560	115	1.7	2.0			Тектоническая
2015	07	12	11	31	57.2	66.45	31.42	(10) 5–15	100	3.0	5.8	9/17	80-237	249	0.8				Не определить
2015	08	01	04	31	04.4	66.21	30.55	(13) 8–20	90	2.0	3.8	7/12	32-178	226	0.7				Не определить
2015	09	11	19	23	52.2	66.36	31.33	(20) 16–26	110	2.4	3.0	27/50	74-868	59	2.4				Тектоническая
2016	01	12	19	14	50.2	66.96	29.76	(14) 0–32	80	1.9	4.8	5/8	66-147	181	0.4				Не определить
2016	02	28	17	48	07.0	67.00	32.01	(16) 8–23	110	2.7	3.9	24/43	79–771	57	1.8	2.1			Тектоническая
2016	04	03	00	04	27.0	67.52	32.09	(0) 0–6	160	3.3	4.9	7/13	40–282	152	1.0	1.5			Тектоническая
2016	04	23	00	09	24.9	67.63	33.31	(13) 3–19	170	3.9	8.4	10/15	16-493	106	1.4				Тектоническая
2016	05	17	11	13	19.4	66.90	30.16	(1)	90	2.6	4.0	17/32	98-380	121	1.5				Тектоническая

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	$Az_{\text{maj}}^{\text{ор}}, ^\circ$	$S_{\text{minor}}, \text{км}$	$S_{\text{major}}, \text{км}$	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст., км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (AH)	ML (KOMI)	
0-6																			
2016	05	26	04	46	00.7	66.04	35.66	(34) 2-99	90	5.8	12.5	10/18	197-436	242	1.1	2.0			Тектоническая
2016	06	13	06	16	09.2	69.58	33.78	(24) 14-32	30	4.0	8.5	11/17	64-476	196	2.1				Не определить
2016	06	19	22	33	25.4	67.05	30.05	(5) 0-12	90	2.7	3.7	19/32	79-388	114	1.5				Тектоническая
2016	07	09	17	38	20.0	67.22	32.30	(10) 0-29	140	3.7	6.9	10/15	53-399	168	0.8	1.3			Тектоническая
2016	07	30	21	42	24.5	66.45	32.94	(3) 0-13	120	3.0	5.5	17/29	113-573	167	1.5	1.9			Тектоническая
2016	08	03	15	49	55.4	66.35	30.68	(14) 10-18	110	2.9	3.6	21/32	49-749	89	1.6				Тектоническая
2016	08	07	19	42	11.2	66.35	31.49	(20) 10-29	130	3.8	5.1	10/15	83-726	119	1.1				Тектоническая
2016	09	15	08	13	02.6	66.88	30.94	(23) 18-28	100	2.7	3.4	23/43	83-705	76	2				Тектоническая
2016	11	15	19	20	23.7	65.64	30.16	(7) 1-12	80	2.5	5.6	8/12	45-236	180	0.7				Не определить
2016	11	19	20	47	20.3	66.75	32.47	(4) 0-15	120	2.7	5.3	11/18	99-404	168	1.1	1.5			Тектоническая
2016	11	20	18	21	00.1	66.98	31.44	(20) 12-24	110	2.3	3.4	13/23	96-375	135	1.6	1.7			Тектоническая
2017	01	03	10	40	31.8	66.11	31.00	(10) 4-16	120	3.2	4.4	17/33	50-461	162	1.8				Тектоническая
2017	01	08	10	28	14.4	69.19	33.81	(21) 5-45	30	4.6	5.5	11/19	51-532	162	2.0				Тектоническая
2017	03	08	01	41	34.2	65.87	30.18	(20) 16-25	80	3.4	4.7	16/31	21-452	122	1.4				Не определить
2017	03	19	17	30	01.1	66.92	31.61	(6) 0-16	120	2.7	4.2	15/24	98-702	98	2.0				Тектоническая
2017	03	27	00	05	17.3	66.31	30.99	(19) 12-26	100	3.5	7.0	5/9	55-219	208	1.0				Не определить
2017	05	20	08	30	00.9	66.82	31.12	(0) 0-5	90	3.0	7.7	5/10	92-223	244	1.2				Не определить

Дата			Время			Гипоцентр			Эллипс ошибок			Параметры расчета:			Магнитуда				Природа источника	
Г	М	Д	Ч	М	С	$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$	$h, \text{км}$	$Az_{\text{maj}}^{\text{от}}, ^\circ$	$S_{\text{minor}}, \text{км}$	$S_{\text{major}}, \text{км}$	$N_{\text{ст}}/N_{\text{фаз}}$	Диапазон эпиц. расст., км	Азимут. створ, $^\circ$	ML (HE)	ML (KOGSR)	ML (АН)	ML (КОМІ)		
2017	05	26	21	31	34.4	66.99	31.98	⁽²⁾ 0–25	110	2.9	5.4	5/9	79–180	190	0.8					Тектоническая
2017	05	28	01	50	17.8	66.72	31.08	⁽⁹⁾ 4–17	120	2.7	3.8	14/26	86–772	98	1.8					Тектоническая
2017	11	14	09	55	42.9	66.10	30.72	⁽¹⁵⁾ 0–100	50	2.3	5.2	4/8	61–169	252	0.9					Не определить
2017	11	17	04	13	10.2	66.45	31.48	⁽⁷⁾ 1–13	130	2.4	4.1	10/19	85–426	155	1.4					Тектоническая
2017	12	02	15	33	51.0	67.64	33.15	⁽¹¹⁾ 7–15	160	3.0	4.5	10/19	8–339	109	1.6					Тектоническая