

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

А.Н. Морозов, Н.В. Ваганова

**РУКОВОДСТВО
ПО ОБРАБОТКЕ ЛОКАЛЬНЫХ И
РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОЙ АРКТИКИ**

Архангельск
2022

Руководство по обработке локальных и региональных землетрясений западной части Евразийской Арктики / А.Н. Морозов, Н.В. Ваганова. – Архангельск: ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, 2022. – 65 с. ISBN 978-5-600-03447-1.

Основной целью разработанного учебно-методического пособия является помощь обучающимся в практическом освоении методики обработки сейсмических записей и формирования станционных бюллетеней для землетрясений западной части Евразийской Арктики. Методика обработки основана на разработанной сотрудниками лаборатории сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН совокупности технических решений, направленных на определение основных параметров землетрясений (гипоцентр, магнитуда), зарегистрированные в Евразийской Арктике. В общем случае, задача настоящего издания – подготовить специалистов, способных грамотно интерпретировать сейсмические записи станций региональных сетей в Евразийской Арктике.

Пособие включает в себя краткий материал по введению в сейсмологию, истории развития инструментальных наблюдений и изучению сейсмичности Арктики, решениям и подходам, применяемым в лаборатории сейсмологии по вычислению основных параметров очагов землетрясений в Евразийской Арктике, а также практические основы обработки сейсмических записей с упражнениями для проверки усвоенного материала.

Данное учебно-методическое пособие является необходимым для обучения молодых специалистов обработке сейсмических записей станций Архангельской сети с привлечением дополнительных данных станций зарубежных региональных сетей.

Ответственный редактор
доктор технических наук
Г.Н. Антоновская

Рецензенты: к.г.-м.н. Н.Н. Носкова, к.ф.-м.н. И.М. Алёшин

Работа выполнена при финансовой поддержке при финансовой поддержке тем НИР лаборатории сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН (FUUW-2022-0036, № гос. регистрации: 122011300389-8)

Введение

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 в Арктике проходило неравномерно как во времени, так и в пространстве.

Вплоть до конца XX века, функционирующая в Арктике сеть сейсмических станций, как отмечал Г.П. Аветисов [Аветисов, 1996], достаточна для проведения общего мониторинга сейсмического режима Арктического региона в целом и накоплению 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. Значение представительной магнитуды, которая на раннем этапе инструментальных наблюдений, вплоть до 1957 г., оценивалась в 5.5–6.0, к концу 80-х г. снизилась до 3.9–4.0 для удалённых арктических территорий [Аветисов, 1996].

В результате, как отмечал в своей работе Г.Д. Панасенко [Панасенко, 1986], складывающиеся представления о сейсмичности Арктики неполны и односторонне отражают действительность, поскольку слабые землетрясения, изучение которых дает многое для выявления пространственно-временных вариаций сейсмичности и более правильного понимания связи ее с геологическим строением региона и развивающимися в его пределах геодинамическими процессами, не участвуют в их формировании. Аналогичные выводы делают в своих работах и другие исследователи сейсмичности Арктики [Ассиновская, 1994; Аветисов, 1996; Юдахин, Французова, 2006; Schlindwein et al., 2015].

В основе исследований по оценке сейсмической опасности любой территории лежит сейсмический каталог, по данным которого вычисляются параметры сейсмического режима. Для Арктического региона информация об исторических и палеоземлетрясениях практически недоступна, поэтому большую роль играют землетрясения, зарегистрированные за инструментальный период. Однако, вычисление основных параметров зарегистрированных землетрясений в Арктике в течение всего инструментального периода проходило в условиях малого количества станций и их удалённости от очага, с применением устаревших в настоящее время скоростных моделей и алгоритмов локации. Кроме того, бюллетени не всех функционировавших в регионе в течение XX века сейсмических станций были доступны сейсмологам при вычислении основных параметров арктических землетрясений. Землетрясения, зарегистрированные в течение всего инструментального периода, характеризуются магнитудными оценками разных типов, вычисленные в разных международных и региональных сейсмологических Центрах. Часть землетрясений в каталогах не имеют магнитудных оценок. Это приводит к сложностям при сопоставлении данных о землетрясениях за разные периоды времени и для разных арктических территорий.

С конца XX и в начале XXI веков 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 [Юдахин и др., 2012; Morozov et al., 2013; Антоновская и др., 2018; Маловичко и др., 2017; Виноградов и др., 2012; Wilde-Piörko et al., 2009; Ottemöller et al., 2018; Antonovskaya et al., 2020; Schweitzer et al., 2021].

Однако, как и в XX веке, сейсмические станции принадлежат различным международным и региональным сейсмическим сетям. Вычисленные параметры очагов арктических землетрясений отличаются в разных сейсмологических Центрах, т.к. основаны, чаще всего, на анализе данных лишь станций конкретной сети, собственных региональных моделей и шкал локальных магнитуд, а также вычислены с применением

разных алгоритмов локаций. Чаще всего региональные сейсмические сети, в силу географического расположения, «специализируются» на мониторинге отдельных арктических территорий. В результате низкомagnitude землетрясения, зарегистрированные за пределами района ответственности, чаще всего одной или двумя станциями сети, не отражаются в каталогах регионального Центра. Кроме того, несмотря на возросшую плотность сейсмометрических наблюдений, условия для достоверной локации гипоцентров низкомagnitude землетрясений до сих пор остаются неблагоприятными по причине неравномерного распределения сейсмических станций и их удаленности друг от друга.

В настоящее время в рамках реализации проектов по освоению месторождений в Российской Арктике активно ведется проектирование и строительство промышленных систем и объектов. В соответствии с требованиями нормативных документов № 384-ФЗ [Технический регламент..., 2009], на разных стадиях реализации строительных проектов должны учитываться следующие оценки сейсмической опасности [Завьялов, Перетокин, 2022]:

- Нормативная сейсмичность – оценки сейсмической опасности на основе действующего комплекта карт общего сейсмического районирования (ОСР);
- Исходная сейсмичность – сейсмичность района строительства, которая принимается равной нормативной сейсмичности, либо конкретизируется в рамках исследований по детальному сейсмическому районированию (ДСР) или уточнению исходной сейсмичности (УИС);
- Расчетная сейсмичность – сейсмическая опасность площадки будущего строительства, определяемая на стадии сейсмического микрорайонирования (СМР) с учетом результатов ДСР или УИС и реальных грунтовых условий.

Учитывая географическое положение и климатические условия Арктики, зачастую проектируемые объекты располагаются на шельфе, или на суше, в условиях широко распространенной вечной мерзлоты. В связи с этим возникают следующие проблемы [Завьялов, Перетокин, 2022]:

- не вся территория западного сектора Российской Арктики обеспечена нормативными оценками сейсмической опасности;
- для проведения ДСР или УИС на территории арктической зоны РФ недостаточно сеймотектонических и сейсмологических данных.
- наиболее часто используемые в РФ методы СМР не предназначены для мерзлых пород или обводненных грунтов дна акваторий.

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 накладывают необходимость в проведении исследований с использованием новых и апробированных региональных скоростных моделей, уточненной шкалы локальной магнитуды, учитывающей региональные особенности, современного алгоритма локации и всех доступных в настоящее время исходных данных и бюллетеней функционировавших в регионе сейсмических станций.

Поэтому основной целью разработанного методического пособия является помощь обучающимся в практическом освоении методики обработки сейсмических записей и формирования станционных бюллетеней. Методика обработки основана на разработанной сотрудниками лаборатории сейсмологии ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН совокупности технических решений, направленных на определение основных параметров (гипоцентр, магнитуда) землетрясений Евразийской Арктики. В общем случае, задача настоящего издания – подготовить специалистов, способных грамотно интерпретировать сейсмические записи станций региональных сетей в Евразийской Арктике.

I. Теоретические основы обработки сейсмических записей

§1. Введение в сейсмологию

1.1 Основные определения

Сейсмология – это наука, которая изучает землетрясения и причины, их порождающие, а также внутреннее строение Земли и методы прогноза разрушительных землетрясений. В наиболее полной на сегодняшний день книге по теоретическим основам сейсмологии и сейсмометрии [Аки, Ричардс, 1983] подчеркивается «особое место сейсмологии в спектре наук о Земле, поскольку:

- она имеет дело только с механическими свойствами и динамикой процессов в Земле,
- предлагает инструмент, с помощью которого можно изучать внутреннее строение Земли до самых больших глубин и с большей разрешающей способностью и надежностью, чем можно достичь в любой другой области геофизики,
- позволяет нам узнать современное состояние недр Земли».

В работе [Соболев, 1993] дается следующее определение землетрясения: «*Землетрясение* есть следствие динамически распространяющегося (со скоростью первых километров в секунду) разрыва в толще земных недр. Излучаемые движущимся разрывом волны достигают земной поверхности через несколько секунд, что и вызывает при сильных землетрясениях разрушение зданий, ведет к гибели людей. Современные геологические и сейсмологические знания позволяют утверждать, что землетрясения возникают в результате внезапной разрядки существующих в Земле механических напряжений. Последние обусловлены постоянно идущими процессами дифференциации земного вещества, конвективными течениям горных масс, находящихся в неравновесном состоянии по плотности и температуре, возникшими при образовании Земли как планеты или приобретенными в результате радиоактивного разогрева».

Формальное описание источника землетрясения согласно [Костров, 1975] может быть дано в следующем виде:

- очаг тектонического землетрясения представляет собой разрыв сплошности материала Земли по некоторой плоской площадке;
- разрыв возникает под действием упругих сдвиговых напряжений, накопленных в процессе тектонической деформации, и приводит к полному или частичному снятию этих напряжений на площадке разрыва;
- разрыв возникает сначала в малой области, а затем распространяется от нее со скоростью, не превосходящей скорости продольных волн;
- соответствующий очагу тектонического землетрясения разрыв является разрывом скольжения, т.е. взаимное перемещение его берегов по нормали к площадке разрыва равно нулю;
- материал Земли вне поверхности разрыва остается линейно упругим.

Область, где возникают разрушения и наблюдаются остаточные деформации, называется *очагом* или *гипоцентром* землетрясения. Проекция очага на поверхность Земли называется *эпицентром*. Момент возникновения землетрясения называется *временем в очаге*. Расстояние от эпицентра до точки наблюдения на земной поверхности называется *эпицентральной расстоянием*. Эпицентральное расстояние измеряется в км или градусах дуги большого круга.

Масштаб сейсмического явления по записи сейсмических волн на некотором расстоянии от источника может быть оценен путем вычисления магнитуды M или энергии E . Магнитуда является относительной логарифмической величиной, сравнивающей,

насколько сильнее по амплитуде записи исследуемое явление, чем некоторое стандартное [Саваренский, Кирнос, 1955]:

$$M = \lg(A/T) - \lg(A_0/T_0),$$

где A и T – измеренные, A_0 и T_0 – стандартные значения амплитуды и периода волны.

Практически магнитуда определяется по продольным или поверхностным волнам по формуле:

$$M = \lg(A/T)_{\max} - B(\Delta, h) + \sum \delta M$$

где A – максимальная амплитуда в P - или LR -волне ($мкм$); T – период, соответствующий максимальной амплитуде ($с$); $B(\Delta, h)$ – калибровочная функция, выражающая изменение величины $\lg(A/T)_{\max}$ с эпицентральной расстоянием Δ и глубиной очага h и соответствующая явлению с нулевой магнитудой; $\sum \delta M$ – сумма поправок за счет расположения очага и станции, механизма очага землетрясения и т.п. [Инструкция ЕССН, 1981].

В зависимости от расстояния от источника до станции и типа волны наблюдаются различные по частотному составу колебания. Поэтому в сейсмологической практике используется ряд магнитуд, применяемых для разных типов волн и в разных диапазонах расстояний от эпицентра явления. По способу определения различают локальную магнитуду (ML), магнитуду по поверхностным волнам (MS), по объемным волнам (mb) и др. Магнитуда, определенная по разным типам волн, имеет различное числовое значение. Существуют эмпирические формулы связи различных типов магнитуд.

Первоначально магнитуда землетрясения была определена Ч. Рихтером [Richter, 1935] как логарифм максимума амплитуды, измеренной в микронах на записи стандартного крутильного сейсмографа с периодом маятника 0.8 секунд, с увеличением 2800 и постоянной затухания 0.8, расположенного на расстоянии 100 км от эпицентра. Этот стандартный прибор по имени его создателей называется сейсмографом Вуда-Андерсона. Ч. Рихтер построил калибровочную кривую для перехода от амплитуд, наблюдаемых на произвольном эпицентральной расстоянии, к амплитудам, ожидаемым на расстоянии 100 км. Этот тип магнитуды теперь называется локальной магнитудой ML и вычисляется для локальных землетрясений.

В отечественной сейсмологической практике для оценки силы локальных и региональных слабых ($M < 5$) землетрясений применяется классификация по энергетическим классам « K » [Раутиан, 1969]:

$$K = \lg E,$$

где E – энергия сейсмических волн ($Дж$), пересекающих референц-сферу с радиусом в 10 км. На практике, вместо плотности энергии очаговой волны, по сейсмограмме измеряют какой-либо из следующих параметров: A/T , A_p , A_s или $A_p + A_s$. Эти величины приводят с помощью калибровочных шкал к стандартному расстоянию и затем определяют энергетический класс K .

1.2 Сейсмические волны

Возможность регистрировать колебания Земли, вызванные тем или иным внешним воздействием, будь то землетрясение, взрыв или падение метеорита, обусловлена способностью земной среды реагировать на эти воздействия как упругое тело. Упругие колебания, вызванные взрывом или землетрясением, называемые *сейсмические волны*, распространяются на значительные расстояния от эпицентра.

Упрощенно теорию сейсмических волн можно изложить следующим образом. Земля непрерывно подвергается деформациям, вызываемым внутренними напряжениями, которые в ней существуют. Если эти напряжения не слишком велики, то наблюдается упругая или пластическая деформация. Однако если напряжения действуют в течение продолжительного периода времени, или достаточно велики, то в конце концов в определенной зоне произойдет разрыв или разлом. Это явление вызывает внезапное

освобождение напряжений, и возмущение создает упругие волны, которые будут распространяться через Землю, вызывая сотрясения на ее поверхности, что и называется *землетрясением*. Таким образом, *сейсмические волны* представляют собой механические колебательные движения, распространяющиеся через геологические среды в виде деформаций, т.е. изменений взаимного расположения материальных частиц среды.

Такие волны будут излучаться из ограниченной области под поверхностью Земли, называемой очагом или фокусом землетрясения. Эта область может находиться на глубине от нескольких десятков метров до 700 км (глубже 720 км землетрясения не наблюдались, поскольку вещество Земли на таких глубинах переходит в другое агрегатное состояние). В соответствии с этим, землетрясения подразделяются на *мелкофокусные* и *глубокофокусные*. Глубокофокусные землетрясения были открыты в 1922 г. английским сейсмологом Тернером (1861–1930).

Возникнув в очаге землетрясения, сейсмические волны будут распространяться с определенной скоростью по всем направлениям путем упругих перемещений частиц среды. По характеру распространения волны делятся на *продольные* и *поперечные* (Рис. 1).

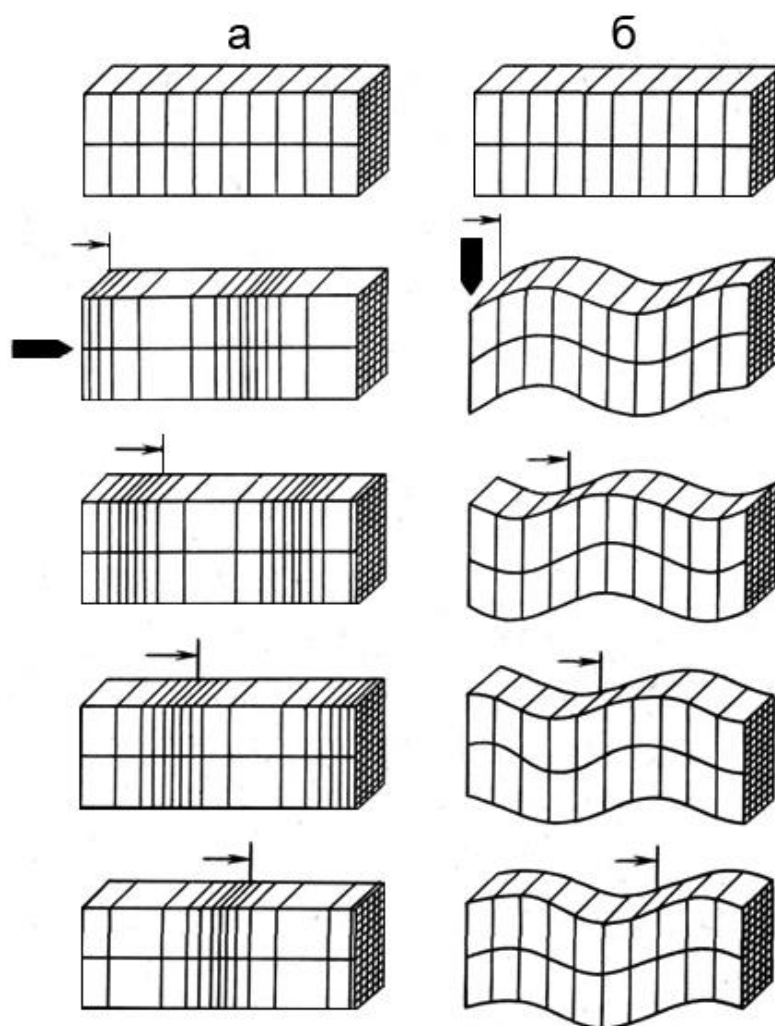


Рис. 1 – Схема перемещения упругих волн: *а* – продольная, *б* – поперечная

Продольные волны характеризуются упругим объемным типом передачи возмущения, при котором перемещение частиц среды соответствует направлению распространения волны (Рис. 1а). *Поперечные* волны обладают сдвиговым упругим механизмом передачи возмущения, обеспечивающим распространение волны в направлении, перпендикулярном к перемещению частиц (Рис. 1б). Эти особенности распространения сейсмических волн проявляются, в частности, в том, что продольные

волны имеют большую скорость, чем поперечные (скорость упругих волн в твердой среде определяется плотностью ρ и упругими модулями сжатия среды λ и μ как:

$$V_{\text{прод}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad V_{\text{попер}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

для многих пород, слагающих Землю, $\lambda \approx \mu$, поэтому

$$\frac{V_{\text{прод}}}{V_{\text{попер}}} \approx \sqrt{3}$$

Кроме того, поперечные волны не могут распространяться в жидкой среде, где упругое сопротивление сдвигу отсутствует. Так, именно по этим особенностям распространения поперечных волн внутри Земли был получен вывод о жидком внешнем ядре планеты.

Продольные и поперечные сейсмические волны пронизывают весь объем нашей планеты, поэтому их называют *объемными* волнами. Наряду с ними существуют *поверхностные* волны, которые образуются как результат интерференции продольных и поперечных волн, и распространяются только вдоль земной поверхности. Причем поверхностные волны от сильных землетрясений могут обегать земной шар несколько раз, в течение нескольких часов после землетрясения. Объемные волны образуются при любом землетрясении, а поверхностные преимущественно при мелкофокусных землетрясениях. В поверхностных волнах величина смещения частиц среды максимальна на поверхности и быстро (экспоненциально) убывает с ростом глубины.

Поверхностные волны, так же, как и объемные, бывают двух типов – они получили названия *волн Релея* и *волн Лява*. Эти волны были теоретически изучены англичанами – физиком Рэлеем (1842–1919 гг.) в 1885 г. и математиком Лявом (1863–1940 гг.) в 1911 г. В релеевской волне смещение частиц среды лежит в вертикальной плоскости, а сами частицы описывают эллипс, двигаясь против часовой стрелки. Движение частиц в волне происходит так, что они как бы «накатываются» на источник волны (Рис. 2а). В волнах Лява смещение частиц происходит в горизонтальной плоскости, перпендикулярно к направлению распространения волн (Рис. 2б).

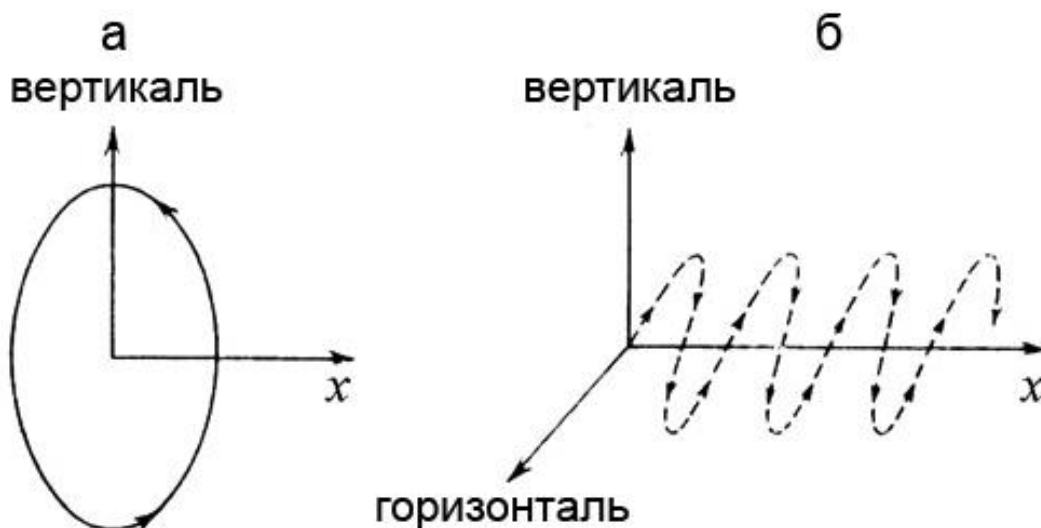


Рис. 2 – Смещения в поверхностных волнах: а – волна Релея, б – волна Лява, x – направление распространения волн

Волны Лява распространяются с несколько большей скоростью, чем волны Релея, соответственно, на записывающую станцию первой приходит волна Лява (причем видна она на горизонтальных каналах, поскольку вертикальной составляющей у нее нет), затем – волна Релея (она заметна прежде всего на вертикальном канале, хотя имеет как

вертикальную, так и горизонтальную компоненты). Помимо волн Релея и Лява, на сейсмических записях иногда могут наблюдаться другие, особые виды поверхностных волн (каналовые, связанные, коровые и мантийные, собственные колебания Земли) [Инструкция ЕССН, 1981], однако на практике их выделяют довольно редко, в основном по записям сверхдлиннопериодной аппаратуры.

Если объемная сейсмическая волна на пути своего распространения встретит поверхность раздела, например, поверхность Земли, или границу внутри Земли (в частности, границу между ядром и мантией), то одна часть волновой энергии будет отражена, а другая преломлена, причем по законам, аналогичным законам геометрической оптики. Так образуются *отраженная* и *преломленная* волны. Отражение и преломление волн на границе раздела является надежным источником информации о положении этих границ и широко используется для изучения внутреннего строения Земли. Кроме того, в результате отражения или преломления характер передачи упругого возмущения частицами среды может измениться, и поперечная волна может превратиться в продольную или наоборот. Такую волну называют *обменной*. Существует специальный томографический метод исследования земных недр с использованием именно этого типа волн – метод обменных волн землетрясений (МОВЗ).

Для обозначения на сейсмограммах исходных, отраженных и преломленных на той или иной границе раздела сейсмических волн существует специальная сейсмологическая номенклатура (Приложение А). Так, поскольку самой первой от землетрясения на фиксирующую станцию приходит продольная волна, она на сейсмограмме обозначается буквой *P*, от лат. *prima* – первая, а позже приходящая поперечная волна обозначается буквой *S*, от лат. *secunda* – вторая. Остальные волны по аналогии обозначаются комбинацией этих символов и нескольких других букв латинского алфавита. Поверхностные волны, обозначаемые символами *LR* (волна Релея) и *LQ* (волна Лява), приходят последними.

Благодаря тому, что скорости продольных и поперечных волн зависят от глубины из-за различной плотности вещества планеты, реальные сейсмические лучи искривлены, т.е. Земля ведет себя по отношению к сейсмическим волнам как преломляющая линза. Кроме того, реальные сейсмические волны подвержены *затуханию* – уменьшению амплитуды с увеличением расстояния между очагом землетрясения и записывающей станцией. Оно обусловлено тремя факторами – геометрическим расхождением, поглощением и рассеянием волн.

По временам пробега от источника до станции объемные и поверхностные волны подразделяют на *локальные*, которые распространяются в приповерхностном слое до расстояний порядка 200 км, *региональные*, распространяющиеся в пределах земной коры в диапазоне расстояний 200 - 2000 км и *телесеismicкие*, проникающие глубоко в мантию и регистрируемые в диапазоне 2000 - 10000 км. Соответственно зоны расстояний, в которых эти волны прослеживаются, принято называть локальной, региональной и телесеismicкой. Отметим, что расстояния на земной поверхности в сейсмологии из соображений сокращенной записи часто выражают в градусах центрального угла ($1^\circ \approx 111.2$ км).

1.3 Волновая картина при землетрясениях: общие понятия

Для всей Земли ежегодно регистрируются несколько сотен тысяч землетрясений, в среднем каждую минуту происходит один-два сейсмических толчка. Продолжительность землетрясений составляет от нескольких секунд до нескольких месяцев и даже лет. Часто за начальным крупным толчком следует цепь более мелких, называемых *афтершоками*, и весь этот период называют периодом землетрясения. Афтершоки могут продолжаться в течение нескольких лет после основного толчка, обычно с убывающей частотой. Иногда выделяют толчки, предшествующие основному – *форшоки* землетрясений.

Большинство землетрясений происходит в областях современного горообразования и является следствием внезапного сдвига вдоль линий разломов отдельных блоков земной коры и верхней мантии. Землетрясения обычно приурочены к узким сейсмическим поясам, их географическое распределение явилось одним из оснований для разделения наружного жесткого слоя Земли на небольшое число литосферных плит и создания новой теории глобальной тектоники.

Очаг землетрясения O (Рис. 3) – область, в которой наблюдаются необратимые деформации. Очаги землетрясений в некотором смысле являются «датчиками» напряжений, существующих в наружной сейсмоактивной оболочке Земли. Изучая распределение первых вступлений сейсмических волн данного землетрясения на поверхности Земли, можно определить направления главного растягивающего и сжимающего напряжений в его очаге, и таким образом можно получить сведения о т. н. *механизме очага землетрясения*.

Эпицентр землетрясения \mathcal{E} (Рис. 3) – проекция гипоцентра на поверхность Земли. При проецировании всего очага землетрясения на поверхность Земли, в силу его объемности, на поверхности образуется *плейтосейстовая область* – область максимальной силы землетрясения. *Изосейсмическая поверхность* – поверхность, во многих точках которой сила землетрясения одинакова; пересекая поверхность Земли, изосейсмическая поверхность образует линии, называемые *изосейстами*, соединяющие точки равных сотрясений во время данного землетрясения.

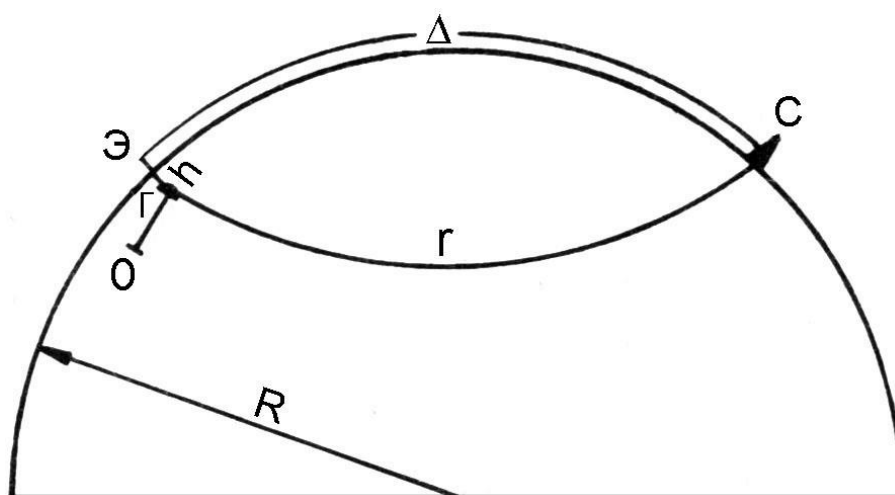


Рис. 3 – Схема, иллюстрирующая основные понятия: O , \mathcal{E} , Γ и параметры h , r , Δ землетрясений. C – сейсмическая станция, R – радиус Земли

Гипоцентральное расстояние r (Рис. 3) – расстояние по прямой от гипоцентра землетрясения до сейсмической станции.

Эпицентральное расстояние Δ (Рис. 3) – расстояние от эпицентра землетрясения до сейсмической станции, измеренное по дуге большого круга, единица измерения – градус.

Глубина очага h (Рис. 3) – расстояние между гипоцентром и эпицентром землетрясения.

Гипоцентр (фокус, центр очага) землетрясения Γ (Рис. 3) – точка (или малая область) внутри Земли, которая является источником сейсмических колебаний, формирующих запись землетрясения на *сейсмограмме* (Рис. 4).

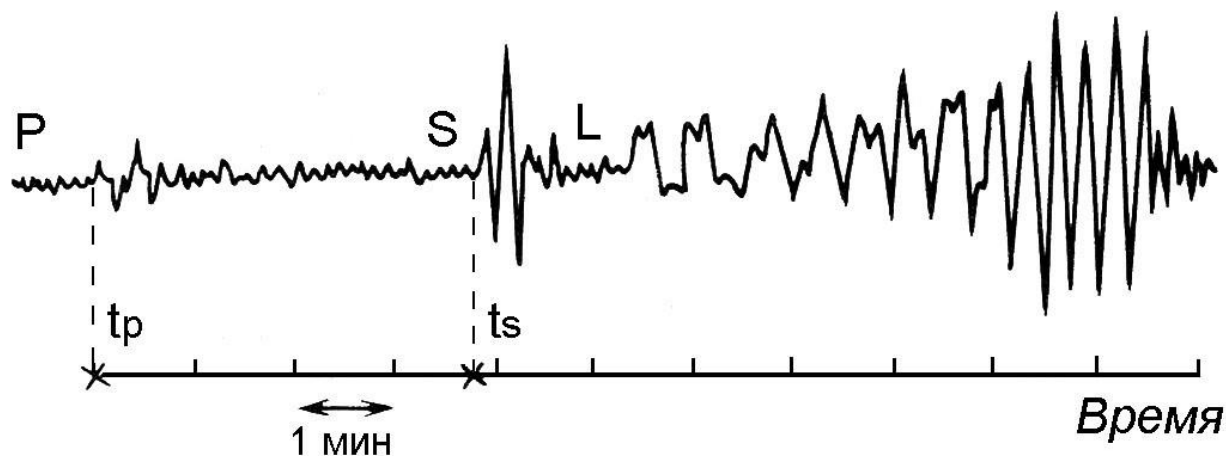


Рис. 4 – Сейсмограмма с указанием моментов прихода волн P , S и L

Регистрация колебаний земной коры производится сетью сейсмических станций, на которых они отмечаются специальными приборами – сейсмографами, с высокой точностью фиксирующими время прихода волн (начало землетрясения) и их амплитуду. Обычно на сейсмической станции волны регистрируются на трех сейсмографах: на одном – вертикальные колебания, а на двух – горизонтальные, ориентированные в широтном и меридиональном направлениях (см. раздел II). Первыми фиксируются продольные волны P , характеризующиеся максимальной скоростью распространения, затем – поперечные S , и последними – поверхностные L , которые распространяются с небольшой скоростью и быстро затухают.

Классификация землетрясений:

А) По параметрам.

Землетрясения классифицируются в зависимости от эпицентрального расстояния на *местные* (локальные), *близкие* (региональные) и *удаленные* (телесеismicкие), и от глубины очага на *неглубокофокусные* (поверхностные и нормальные), *промежуточные* и *глубокофокусные*.

Землетрясения, для которых эпицентральные расстояния не превышают 200 км ($\Delta \leq 2^\circ$), называются *местными* или *локальными*; близкими или *региональными* с эпицентральными расстояниями в диапазоне от 200 км до 2000 км ($2^\circ < \Delta \leq 20^\circ$), и удаленными или *телесеismicкими* – начиная с эпицентральных расстояний 2000 км (при $\Delta > 20^\circ$) [2].

Принято считать *неглубокофокусными* (неглубокими или с нормальной глубиной) землетрясения, для которых глубина очага $h \leq 70$ км (иногда отдельно рассматривают *поверхностные* – от 0 до 10 км и *нормальные* от 10 до 70 км); *промежуточными* – с глубиной очага $70 < h \leq 390$ км; *глубокофокусными* – с глубиной очага $h > 390$ км.

Б) По происхождению.

В зависимости от происхождения все землетрясения подразделяются на *тектонические*, *вулканические* и *денудационные*. Кроме того, особую разновидность представляют подводные землетрясения, или *моретрясения*.

Тектонические – землетрясения, вызванные эндогенными (внутреннего происхождения) факторами и обусловленные вертикальными и горизонтальными подвижками отдельных блоков литосферы по зонам разломов. К этой группе относятся около 95 % всех фиксируемых землетрясений.

По современным представлениям тектонические землетрясения связаны с кратковременными разгрузками механических напряжений, возникающих при взаимных перемещениях блоков литосферы. Сила трения до некоторых пор препятствует этим перемещениям и тем самым способствует накоплению напряжений. Когда смещающие силы превышают силу трения, наступает кратковременная разгрузка этих напряжений,

приводящая к смещениям блоков по глубинным разломам, образованию новых разрывов в коре. Эта разгрузка сопровождается образованием сейсмических волн, распространяющихся от гипоцентра, которым обычно является наиболее напряженный узел деформаций.

Поскольку тектонические землетрясения могут быть связаны с перемещениями блоков не только земной коры, но и литосферы в целом, они являются наиболее глубокофокусными (очаг на глубине нескольких сот километров). Вследствие большого количества накопленной и выделяющейся энергии землетрясения этого типа могут регистрироваться в самых удаленных от эпицентра точках земного шара и иметь катастрофические последствия на значительных территориях.

Постепенная прерывистая разгрузка механических напряжений при тектоническом землетрясении наглядно отражается в повторяемости подземных толчков – афтершоковых процессах.

Вулканические землетрясения связаны с деятельностью вулканов и возникают в результате глубинных взрывов газов, выделяющихся из магмы, гидравлических ударов магмы, движущейся по каналу сложной формы и сечения, и т.д. По глубине очага они чаще поверхностные, однако их гипоцентр иногда залегает на глубинах до 60 км. Землетрясения этого типа часто сопровождают вулканические извержения и обычно предшествуют им. Область распространения землетрясений чаще всего не превышает 50 км, а изосейсты опоясывают конус вулкана и по форме близки к окружности. Эпицентры находятся вблизи кратера.

Денудационные землетрясения связаны с процессами денудации (совокупность процессов сноса и переноса водой, ветром, льдом, прямым воздействием силы тяжести продуктов разрушения горных пород в пониженные участки земной поверхности, где происходит их накопление) земной коры – обвалами в горах, крупными оползнями, провалами сводов естественных пустот (например, карстовых пещер) и т.д. Они возникают за счет удара, производимого обвалившейся массой породы; наблюдаются в местностях, сложенных известняками, гипсами и легкорастворимыми породами. Эти землетрясения составляют менее 1% от общего числа регистрируемых землетрясений, они обладают минимальной глубиной гипоцентра. Сила их в редких случаях может быть значительной, однако отмечается только в эпицентре и быстро убывает по мере удаления от него. Продолжительность не превышает нескольких секунд.

Если эпицентр землетрясения находится на дне моря или на суше, но вблизи от береговой линии, то на море возникают явления, которые называются *моретрясениями*, или подводными землетрясениями. Сильные моретрясения вызывают огромные волны, называемые *цунами*. Эти волны возникают при быстрых провалах дна, вызванных смещениями блоков. При резком провале дна в эпицентре моретрясения образуется волна, направленная вверх и приводящая к подъему уровня воды. На поверхности воды эта волна преобразуется в волну цунами, концентрически распространяющуюся от эпицентра со скоростью до 800 км/ч. В океане высота волн цунами не превышает 2 м, что при огромной длине волны (100-300 км) делает их малозаметными. Однако на мелководье цунами тормозится, вырастает до 30–40 м, принимает резко асимметричную форму и обрушивается на берег. При этом разрушительная сила волны пропорциональна ее скорости.

1.4 Понятие о микросейсмах

Естественные микросейсмические шумы – *микросейсмы* – являются объектом изучения экспериментальной и теоретической сейсмологии, начиная с момента их открытия в конце XIX в. Они присутствуют как на поверхности Земли, так и во внутренних точках среды, проявляясь на сейсмических записях в виде постоянно

наблюдающихся колебаний. По сути, это наложение множества упругих волн, распространяющихся вдоль поверхности Земли.

В соответствии со всеми теоретическими и экспериментальными данными считается, что микросейсмы возбуждаются в результате переменного давления, действующего на поверхность Земли (или дно океана) по нормали к ней. Таким образом, как результат того, что их источником являются вертикальные силы, микросейсмы, в основном, состоят из поверхностных волн Релея. Волны Лява практически не присутствуют в микросейсмах, они могут возникать только в случае сильно наклонного на значительной площади морского дна или при негоризонтальных геологических границах, т. е. волны Лява могут образовываться не в очагах генерации микросейсм, а на пути их распространения. Не исключается, что в составе микросейсм возможны и высокоскоростные объемные (продольные) волны. По данным большинства исследователей, фазовая скорость микросейсм не превышает 2.5–3.3 км/с, что соизмеримо со скоростью фундаментальной моды волн Релея. Таким образом, микросейсмы формируются в результате интерференции волн различной природы, однако основную их часть составляют поверхностные волны Релея.

Источники микросейсм принято разделять на экзогенные и эндогенные. К *экзогенным* (действующим извне) относят антропогенные, в частности, техногенные, помехи, и природные, естественные шумы от воздействия ветра, циклонов, волнения моря и даже грозовой деятельности. Прибойную гипотезу образования микросейсм впервые высказал Э. Вихерт (1861–1928) при сопоставлении их интенсивности с волнениями у берегов Норвегии. Его результаты подтверждали и другие исследователи. Они пришли к выводу, что первопричиной микросейсм является волнение поверхности моря в прибрежных зонах. Циклоны над морской поверхностью играют роль генераторов этого волнения. Наибольшее усиление длиннопериодных (т.е. низкочастотных) микросейсм связано с интенсификацией циклонов в открытых частях морей вдали от берегов, а штормовая деятельность вблизи берегов вызывает лишь слабое усиление длиннопериодных микросейсм.

Эндогенные (действующие изнутри) микросейсмические шумы связаны как с внешним для данного участка среды воздействием (например, т.н. сейсмическая эмиссия – излучение сейсмических волн высокой частоты – от лунно-солнечных приливов, землетрясений и взрывов), так и отражают свойства и напряженно-деформированное состояние самого участка, являясь свидетельством неоднородности и энергонасыщенности геофизической среды.

При обработке сейсмических записей стационарных станций, как правило, проще всего выделить экзогенные шумы, прежде всего по спектру записи. Спектры микросейсм представляют собой распределения по частоте либо квадрата скорости, либо квадрата амплитуды колебаний поверхности Земли.

Микросейсмы, вызываемые местными причинами, всегда имеют меньший период (и, соответственно, большую частоту), чем микросейсмы, возникающие на обширных пространствах океана. Существует следующая условная градация по источникам шумовых микросейсм от внешних источников [Джеффрис, 1960]:

- шумы, наблюдаемые на частотах ниже 0.5 Гц, вызываются естественными факторами (волнение морей и океанов, крупномасштабные метеорологические явления), и их называют собственно «микросейсмами»;

- для шумов, проявляющихся на частоте ~ 1 Гц, источниками являются ветровые воздействия и локальные метеорологические явления;

- шумы на частотах выше 1 Гц имеют антропогенные источники, этот шум называют «микротремором», или микродрожаением, чтобы отличить от микросейсм.

Однако одnogерцовая граница между микросейсмами и микротремором является весьма условной, поскольку этот предел может сместиться в область ниже 1 Гц на

участках с осадочными породами, равно как и в противоположную сторону на твердых подстилающих грунтах.

Как известно, основными факторами, определяющими форму спектра любого волнового процесса, являются условия генерации волн и физические характеристики среды, в которой эти волны распространяются. И поскольку микросейсмические распространяются в земной коре, то строение земной коры влияет на спектр микросейсм. На специфических свойствах микросейсмических шумов (особенности частотного состава, временные и пространственные вариации амплитуд) основаны различные методы мониторинга геологической среды. Например, экзогенные естественные сейсмические шумы рассматриваются как зондирующий среду источник в малонаселенных местностях. В районах активных антропогенных воздействий в качестве зондирующего сигнала может применяться техногенный.

Список рекомендуемой литературы для дополнительного изучения материала представлен в Приложении Б.

§2. Развитие инструментальных наблюдений и история изучения сейсмичности Арктики

Первое землетрясение в Арктике было инструментально зарегистрировано сейсмическими станциями мировой сети 9 октября 1904 г. [Tams, 1922], а первая стационарная станция севернее Полярного Круга начала функционировать в 1906 г. в п. Васияуре (Vassijaur) на севере Швеции [Kulhánek, 1988]. Однако из-за сложных климатических и географических условий, а также в силу исторических и экономических причин развитие инструментальных наблюдений в течение всего XX века проходило медленно и неравномерно как во времени, так и в пространстве.

Вплоть до 1950-х г. развитие стационарных сейсмических наблюдений севернее Полярного круга практически не происходило. 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.

Поэтому первые представления о сейсмичности Арктики были получены по данным станций мировой сети и временным станциям при экспедиционных исследованиях. Одно из первых обобщений сведений о сейсмичности Арктического региона в этот период приведено в работах [Tams, 1922, 1927]. Отмечалось о наличии зоны сейсмической активности, которая протягивается между Гренландией и Скандинавией через острова Исландию, Ян-Майен и архипелаг Шпицберген. В работе Б. Гутенберга и К. Рихтера [Gutenberg, Richter, 1941] приведен каталог землетрясений для Арктики за период с 1921 по 1938 гг. с указанием точности определения координат. При этом в каталоге приведено меньше землетрясений, чем в работах [Райко, Линден, 1935] и [Heck, 1938], как указано, по причине их недостаточной обоснованности. Но, даже такое количество землетрясений было достаточно, чтобы показать распространение сейсмоактивного пояса в Арктике.

С 1950 по 1960 гг. количество сейсмических станций севернее Полярного круга увеличилось (Рис. 5). Прежде всего, этому способствовала подготовка и проведение Международного геофизического года (МГГ) (1957-1958 гг.) [Odishaw, 1959; Stoneley, 1960]. По результатам исследований в рамках МГГ вышло много работ, посвященные 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 [Hodgson et al., 1965] приведены обобщение знаний о сейсмичности Арктики до МГГ и предварительные итоги его проведения 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, будет актуальной и до настоящего времени.

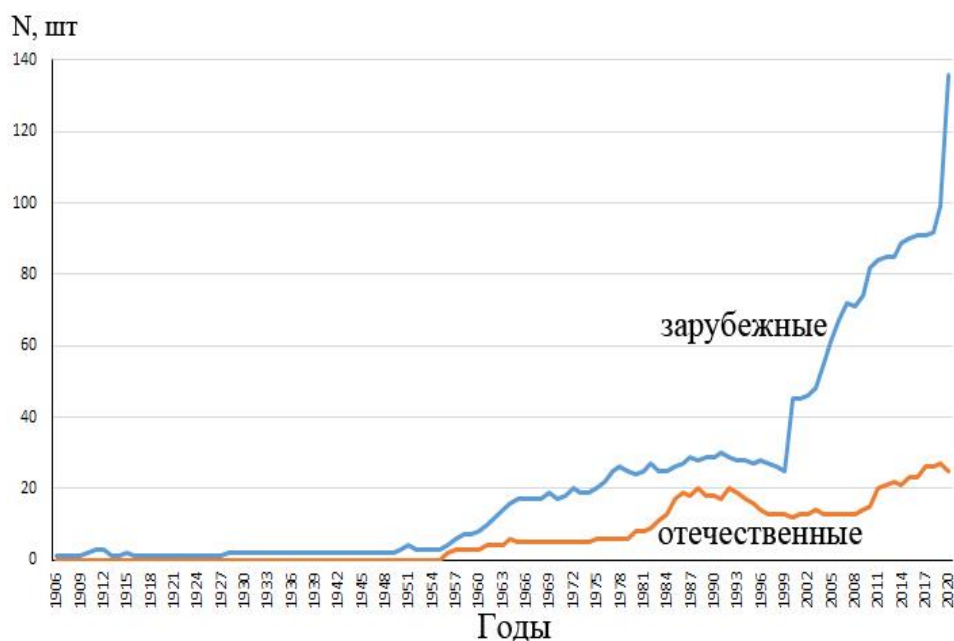


Рис. 5 – Распределение по годам количества стационарных сейсмических станций, функционировавших севернее Полярного Круга

В 1960-х г. начинается развёртываться Всемирная сеть сейсмографических станций (World-Wide Network of Seismograph Stations, WWSSN), которая насчитывала к 1971 г. примерно 120 станций с однотипной аппаратурой, часть из них функционировали севернее Полярного Круга. В 1964 г. Сессия Совета по сейсмологии приняла структуру Единой системы сейсмических наблюдений в СССР (ЕССН). Было принято, что ЕССН состоит из опорных и региональных станций, объединённых в соответствующие сети. Осенью 1964 г. на сессиях Совета по сейсмологии было принято положения 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].

Таким образом, к началу 70-х благодаря расширению сети арктических станций представительный уровень регистрации в целом для Арктики составил 4.0-4.5 [Аветисов, 1996]. 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 гг. характерен класс точности при определении параметров эпицентров не ниже 4 (погрешность $\pm 0.2^\circ$).

В этот период опубликована работа Л.Р. Сайкс [Sykes, 1965], в которой он переуточнил с использованием компьютера параметры землетрясений за период с января 1955 по март 1964 гг. Точность определения эпицентров составила 10 км. В предыдущих исследованиях точность определения координат эпицентров была значительно меньше. Такая точность позволила 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.

В течение 1970-х г. расширение сети арктических станций происходило практически только на Североамериканском континенте, главным образом на Аляске. Напротив, в 80-е г., количество арктических сейсмических станций заметно увеличилось (Рис. 6). После разрушительных землетрясений в Газли 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 в стране стал перевод станций на новую систему финансирования. Это крайне положительно сказалось на развитии региональных сетей сейсмических станций. В течение 80-х годов в СССР была открыто 201 новая станция [Старовойт, 2005]. Огромная работа по расширению сети арктических региональных станция в этот период была проведена сотрудниками Кольского научного центра АН СССР и Опытно-методической сейсмологической партии Якутского филиала Сибирского отделения Академии наук СССР.

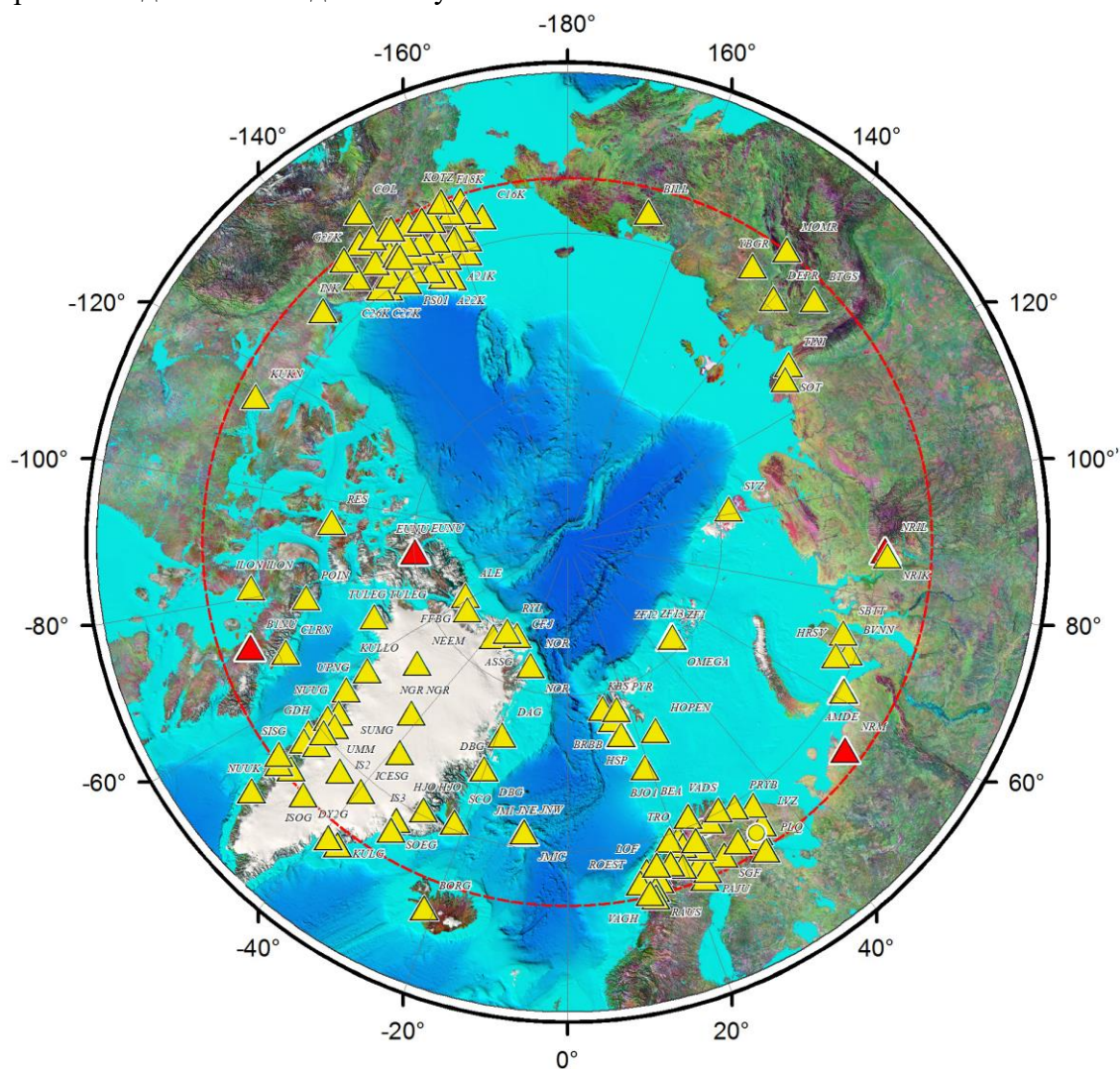


Рис. 6 – Сейсмические станции, функционировавшие в Арктике с 2010 по 2020 гг.: жёлтыми треугольниками указаны сейсмические станции, кружками – сейсмические группы, функционировавшие непрерывно в течение указанного периода; красными треугольниками и кружками – закрытые в течение указанного периода станции и группы; красной линией указан Северный Полярный Круг

С 1986 г. начинает функционировать Глобальная сейсмическая сеть (Global Seismic Network, GSN) IRIS-USGS, созданная в партнерстве между Геологической службой США, Национальным научным фондом (NSF) и Объединенными исследовательскими институтами 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. В последствии в 1990-х годах под эгидой этой сети будут открываться новые сейсмические станции в Арктическом регионе.

Сеть арктических сейсмических станций к концу 80-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].

Однако, вплоть до конца 90-х годов XX века, как отмечал Г.П. Аветисов [Аветисов, 1996], функционирующая в Арктике сеть отечественных и зарубежных сейсмических станций в какой-то степени достаточна для проведения общего мониторинга за сейсмическим режимом Арктического региона в целом и накоплению данных по уже известным его особенностям, но совершенно не удовлетворительная для осуществления детального изучения наиболее интересных и важных с позиций научного и прикладного аспектов узловых фрагментов сейсмоактивных зон (Рис. 6). Аналогичные выводы озвучивались авторами и в других обобщающих работах по сейсмичности Арктике, опубликованные в разное время [Hodgson et al., 1965; Fujita et al., 1990; Schlindwein et al., 2015]. А результаты немногочисленных экспедиционных исследований в Арктическом регионе, которые подразумевали установку временных сейсмических станций, подтверждали неполноту наших знаний об особенностях проявления слабой сейсмичности в Арктике [Kristoffersen et al., 1982; Aветисов, 1996; Schlindwein et al., 2005, 2013; Норе, 2013; Гайсслер, 2018; Крылов и др., 2020].

Вычисление параметров очагов землетрясений, зарегистрированных в течение всего XX века, проходило в условиях малого количества станций и их удалённости от очага, с применением устаревших в настоящее время скоростных моделей и алгоритмов локации. При этом бюллетени не всех функционировавших в течение XX века арктических сейсмических станций были доступны сейсмологам, т.к. они принадлежали сетям разных стран и организаций. Арктические землетрясения, зарегистрированные в течение всего инструментального периода, характеризуются магнитудными оценками разных типов, вычисленные в разных международных и региональных сейсмологических Центрах. Часть землетрясений в каталогах не имеют магнитудных оценок. Это приводит к сложностям при сопоставлении данных о землетрясениях за разные периоды времени и для разных арктических территорий.

После распада СССР в 1991 г. и последующего после этого экономического кризиса количество сейсмических станций в России заметно сократилось. В период с 1991 по 1994 гг. в России прекратили свою работу около 60 станций [Маловичко и др., 2007], в том числе большое количество арктических станций. При этом, закрытие одних станций компенсировалось открытием новых станций и модернизацией действующих [Виноградов и др., 2012] (Рис. 5).

С конца XX и в начале XXI начался процесс интенсивного развития инструментальных наблюдений в Арктике. Количество зарубежных и отечественных сейсмических станций, оснащенных современной высокочувствительной аппаратурой, существенно увеличилось (Рис. 5). Расширилась и географическая представительность стационарных сейсмических станций [Юдахин и др., 2012; Morozov et al., 2013; Антоновская, 2018; Антоновская и др., 2018; Маловичко, 2010; Маловичко и др., 2017; Виноградов и др., 2012; Wilde-Piórko et al., 2009; Ottemöller et al., 2018; Antonovskaya et al., 2020; Schweitzer et al., 2021] (Рис. 6). На некоторых арктических островах, архипелагах и прибрежных территориях впервые были установлены стационарные сейсмические станции. В результате появились благоприятные условия для регистрации

низкомагнитудных землетрясений и анализа пространственно-временных особенностей проявления слабой сейсмичности в разных районах Арктики и, прежде всего, в западном секторе Российской Арктики и прилегающих территориях [Morozov *et al.*, 2014, 2015, 2016; Rogozhin *и др.*, 2016; Rogozhin *et al.*, 2018; Antonovskaya *et al.*, 2020].

Однако, как и в XX веке, сейсмические станции принадлежат различным международным и региональным сейсмическим сетям. Вычисленные параметры очагов арктических землетрясений отличаются в разных сейсмологических Центрах, т.к. основаны, чаще всего, на анализе данных лишь станций конкретной сети, собственных региональных моделей и шкал локальных магнитуд, а также вычислены с применением разных алгоритмов локаций. Чаще всего региональные сейсмические сети, в силу географического расположения, «специализируются» на мониторинге отдельных арктических территорий. В результате низкомагнитудные землетрясения, зарегистрированные за пределами района ответственности, чаще всего одной или двумя станциями сети, не отражаются в каталогах регионального Центра. Кроме того, несмотря на возросшую плотность сейсмометрических наблюдений, условия для достоверной локации гипоцентров низкомагнитудных землетрясений до сих пор остаются неблагоприятными по причине неравномерного распределения сейсмических станций и их удаленности друг от друга.

§3. Анализ сейсмологической информации в Евразийской Арктике

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.

Бюллетени не всех функционировавших в течение XX века сейсмических станций были доступны сейсмологам для оценки основных параметров арктических землетрясений. Поэтому, были проведены изыскания бюллетеней сейсмических станций, функционировавших, прежде всего, в первой половине XX века, в архивах, созданных при реализации крупных специализированных научных проектов: «Historical Seismogram Filming Project» [Lee *et al.*, 1988], поддержанного ЮНЕСКО, «USGS WWFC Pilot Scanning Project» [Alejandro *et al.*, 2019], «EuroSeismos» [Michelini *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 (Johannes Schweitzer) из Университета Осло был передан автору архив, состоящий из бюллетеней сейсмических станций и сводных каталогов землетрясений первой половины XX века [Schweitzer, Lee, 2003].

Результатом подобных изысканий стало создание сводного электронного архива, состоящего из бюллетеней сейсмических станций, функционировавших в первой половине XX века, и технических сведений об их аппаратуре, а также сводные каталоги и бюллетени землетрясений XX века. Это позволило проводить исследования по уточнению параметров ранее зарегистрированных землетрясений на основе наиболее полных наборов инструментальных данных.

В конце XX и начале XXI века 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 низкомагнитудных, остаются все ещё неблагоприятными по причине

неравномерного распределения сейсмических станций и их удалённости друг от друга. Поэтому, при вычислении основных параметров низкомagnitude землетрясений необходимо использовать исходные цифровые данные максимально возможного количества станций международных и национальных сетей, функционирующих в настоящее время в регионе. Такие данные можно получить через официальные сайты 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 гг. [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 века постепенно расширялись знания о распространении волн в Земле. Постепенно совершенствовались скоростные модели, применяемые при локации землетрясений, начиная от модели Р. Олджэма [Oldham, 1900] до используемой в настоящее время *ak135* [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005]. В течение XX века параметры гипоцентров землетрясений вычислялись при использовании разных скоростных моделей, устаревших к настоящему времени. Поэтому, при уточнении параметров очагов землетрясений по данным удалённых сейсмических станций использовалась актуальная в настоящее время глобальная скоростная модель *ak135* (Приложение В).

При значительном увеличении количества сейсмических станций в Арктике и появлении возможности регистрировать низкомagnitude землетрясения остро встал вопрос о создании региональных моделей, т.к. глобальные модели не учитывают региональные особенности распространения сейсмических фаз. Для западного сектора Российской Арктики и прилегающих территорий использовалась модель BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001] для локации землетрясений Баренцево-Карского региона, модель NOES [Морозов, Ваганова, 2017] для севера Баренцево-Карского региона и модель NOES_hybrid для Евразийского суббассейна. Была создана комбинированная скоростная модель для западной части Евразийской Арктики, представляющая собой совокупность одномерных скоростных моделей, каждая из которых работает в заданной географической области (регионализация по И. Бондарю [Bondaâr, North, 1999]).

Для уточнения параметров гипоцентров использовался алгоритм программы NAS (New Association System) [Asming, Prokudina, 2016, Fedorov et al., 2019], в усовершенствованном виде реализующий метод Generalized beamforming [Ringdal, Kværna, 1989]. Алгоритм программы NAS имеет ряд преимуществ, которые являются полезными для процесса уточнения параметров очагов землетрясений на основе бюллетеней сейсмических станций первой половины XX века. 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.

В программе NAS задается исходная точка пространства-времени – приблизительная локация сейсмического события и его примерное время. Алгоритм NAS производит ассоциацию и уточнение координат и времени в окрестности этой исходной точки. Программа выбирает круг большого радиуса вокруг исходной точки. В этом круге ищется более точная локация. При уточнении параметров очагов землетрясений начала XX века мы задаём радиус круга равный 500 км. 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 . 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. Далее, на втором этапе локация уточняется с помощью минимизации невязки оценки времени в очаге по этим, найденным таким образом, временам и их весам и строятся доверительные области (эллипсы ошибок). 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 века и 0.3 с для современных землетрясений) для разных типов волн.

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 телесеismicких 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]:

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

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 вычисленные 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 гг. 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. 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., 2015; Petrova, Gabsatarova, 2020], в целом позволяют создавать сводные унифицированные каталоги землетрясений отдельных районов Арктики за весь инструментальный период.

Совокупность технических решений, направленных на определение основных параметров землетрясений западного сектора Российской Арктики и сравнение с ранее использованными подходами представлена в таблице 1.

Таблица 1 – Совокупность технических решений по определению основных параметров землетрясений в западном секторе Российской Арктики и сравнение с ранее использованными подходами

Технические решения по определению основных параметров (гипоцентр, магнитуда) землетрясений			
	В ранних исследованиях на разных временных этапах	В настоящем исследовании	
Исходные данные	<p>– доступные исследователям бюллетени и исходные данные сейсмических станций;</p> <p>– Shide Circulars (1899–1912);</p> <p>– ISA bulletins (1895–1897, 1903–1908);</p> <p>– Бюллетени ПЦСК (1902–1907, 1911–1912);</p> <p>– BAAS (1913–1918);</p> <p>– International Seismological Summary (1918–1963);</p> <p>– Сводный квартальный бюллетень сети телсейсмических станций (1928–1939);</p> <p>– Копии записей Б. Гетенберга «Gutenberg Notepads» [Goodstein et al., 1980; Di Giacomo et al., 2015];</p> <p>– BCIS bulletins (1930–1971);</p> <p>– Бюллетень сети сейсмических станций СССР/Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (1940–1987);</p> <p>– Бюллетень International Seismological Centre (1964 – по настоящее время);</p> <p>– Бюллетень NEIC (1973 – по настоящее время);</p> <p>– Бюллетень ФИЦ ЕГС РАН (1994 – по настоящее время);</p> <p>– Международные и национальные фонды, объединения и программы, такие как GEOFON, ORFEUS и IRIS.</p>	<p><i>Для землетрясений, зарегистрированных в XX веке</i></p> <p>1. Создан сводный электронный архив, содержащий:</p> <p>– бюллетени сейсмических станций из следующих источников:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Архивы проектов «Historical Seismogram Filming Project», «USGS WWFC Pilot Scanning Project», ISC-GEM, EuroSeismos и IASPEI; • Архив ФИЦ ЕГС РАН; • Архив ГЦ РАН • Фонд Российской государственной библиотеки; • Архив д-ра Й. Швейцера (J. Schweitzer, University of Oslo) [Schweitzer, Lee, 2003]; • Фрагменты бюллетеней из научных статей и монографий. <p>– Сводные бюллетени:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Shide Circulars (1899–1912); • ISA bulletins (1895–1897, 1903–1908); • Бюллетени ПЦСК (1902–1907, 1911–1912); • BAAS (1913–1918); • International Seismological Summary (1918–1963). <p>– Сведения о сейсмических станциях начала XX века.</p> <p>2. Привлекались данные:</p> <p>– Бюллетень сети сейсмических станций СССР/Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР (1954–1970);</p> <p>– Bulletin of the International Seismological Centre (1964 – по настоящее время);</p> <p>– NEIC bulletin (1973 – по настоящее время);</p> <p>– Бюллетени ФИЦ ЕГС РАН (1994 – по настоящее время).</p>	<p><i>Для землетрясений, зарегистрированных в XXI веке</i></p> <p>1. Объединение исходных цифровых данных сейсмических станций, функционирующих в регионе, из следующих источников:</p> <p>– Международные и национальные фонды, объединения и программы, такие как GEOFON, ORFEUS и IRIS.</p> <p>– Архив ФИЦКИА УрО РАН.</p> <p>– Архив ФИЦ ЕГС РАН.</p> <p>2. Бюллетень International Seismological Centre;</p> <p>3. Бюллетень ФИЦ ЕГС РАН;</p> <p>4. Сводный бюллетень для Европейской Арктики за период с 1990 по 2013 гг. [Schweitzer et al., 2021].</p>
Скоростная модель	<p>– модель Р. Олдхэма [Oldham, 1900];</p> <p>– JB [Jeffreys, Bullen, 1940];</p> <p>– PREM [Dziewonski, Anderson, 1981];</p>	<p>– ak135 [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005];</p> <p>– новые и апробированные региональные скоростные модели BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], NOES [Морозова, Ваганова, 2017], NORP [Морозов, Ваганова, 2011] и NOES_hybrid.</p>	

	– iasp91 [Kennett, Engdahl, 1991]; – ak135 [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005].	– комбинированная скоростная модель для западной части Евразийской Арктики.
Алгоритм локации	Различные методы локации, применяемые в сейсмологии описаны в работах [Havskov, Ottemöller, 2010; Karasözen, Karasözen, 2020].	Алгоритм локации программы NAS (New Association System) [Asming, Prokudina, 2016, Fedorov et al., 2019], в усовершенствованном виде реализующий метод Generalized beamforming [Ringdal, Kväerna, 1989].
Оценка магнитуды	– <i>ML</i> [Richter, 1935, 1958]; – <i>mB/MS</i> по Б. Гутенбергу [Gutenberg, 1945]; – <i>MS</i> [Ванек и др., 1962]; – <i>MLH</i> [Новый каталог..., 1977]; – <i>Mw</i> [Kanamori, 1977]; – <i>MS_{BB}/m_B_{BB}</i> [Bormann, Saul, 2008].	При отсутствии значений магнитуд, вычисленных в ISC, вычислялись магнитуды: – <i>MS</i> по [Ванек и др., 1962]; – <i>ML</i> [Richter, 1935, 1958]. Для региональных землетрясений западной сектора Российской Арктики проведено уточнение шкалы локальной магнитуды <i>ML</i> [Морозов и др., 2020].

§4. Архангельская сейсмическая сеть

Архангельская сейсмическая сеть ФГБУН ФИЦКИА имени академика Н.П. Лавёрова УрО РАН зарегистрирована в Международной федерации цифровых сейсмических сетей с кодом АН (DOI: <https://doi.org/10.7914/SN/АН>). Архангельская сейсмическая сеть начала создаваться с конца 2002 г. с установки сейсмостанции ARH в г. Архангельск (Рис. 7). Сеть была создана на базе лаборатории сейсмологии Института экологических проблем Севера УрО РАН. В настоящее время Архангельская сеть включает в себя десять стационарных сейсмических станций, две из которых в совместном владении с ФИЦ ЕГС РАН.

Первая сейсмическая станция «Архангельск» (ARHR) была установлена в конце 2002 года на территории главного корпуса Института экологических проблем севера (ИЭПС) УрО РАН в г. Архангельске. В октябре-ноябре 2003 г. были запущены в эксплуатацию сейсмические станции на территории Архангельской области «Пермогорье» (PRGR) (Красноборский район), «Гамица» (TMCR) (Онежский район) и «Климовская» (KLMR) (Коношский район). В 2006–2007 гг. сейсмическая сеть была доукомплектована еще тремя станциями – «Пермилово» (PRM) (Плесецкий район), «Соловки» (SLV) (Приморский) и «Лешуконское» (LSH) (Лешуконский). Станция сети «Ломоносово» (LMV), чье открытие было приурочено к 300-летию со дня рождения великого ученого М.В. Ломоносова, запущена в июне 2011 г. С/с «Нарьян-Мар» (NRM) установлена и запущена в августе 2011 г. Впоследствии в разные годы станции ARHR, PRM, LMV, SLV и NRM были закрыты, станции TMCR и PRGR были перенесены и получили новое обозначение, соответственно, «Андозеро» (ADZ) и «Шипицыно» (SHIP) (Рис. 7). Информацию о параметрах станций и сейсмических датчиках можно найти на сайте ФИЦКИА УрО РАН <http://fcicarctic.ru/index.php?page=map>.

В связи с активными исследованиями арктических территорий в составе Архангельской сети в 2010 г. была запущена станция в пос. Амдерма. В 2019 г. станция была перенесена за пределы поселка Амдерма с целью уменьшения влияния техногенных шумов на станцию. Новая станция была оснащена аппаратурой Trillium Compact 120s и получила код AMDE1. В 2011 году на архипелаге Земля Франца-Иосифа (о. Земля Александры) на небольшом удалении друг от друга были установлены сейсмические станции ZF1 и ZF2. В последствии станция ZF1 с широкополосным датчиком была закрыта. В 2015 г. на удалении 2.5 км от станции ZF2 на территории базы национального парка «Русская Арктика» была установлена новая сейсмическая станция, которой был присвоен код «OMEGA». В 2016 году на архипелаге Северная Земля на о. Большевик

впервые была установлена стационарная сейсмическая станция SVZ, оснащенная датчиком CMG-6TD [Антоновская и др., 2018]. В 2020 г. на побережье Карского моря в районе поселка Диксон была установлена стационарная сейсмическая станция KOLBA, оснащенная аппаратурой Trillium Compact 120s [Antonovskaya et al., 2020]. В 2022 г. также впервые на архипелаге Новая Земля была установлена стационарная сейсмическая станция NVZ, оснащенная аппаратурой Trillium Compact 120s.

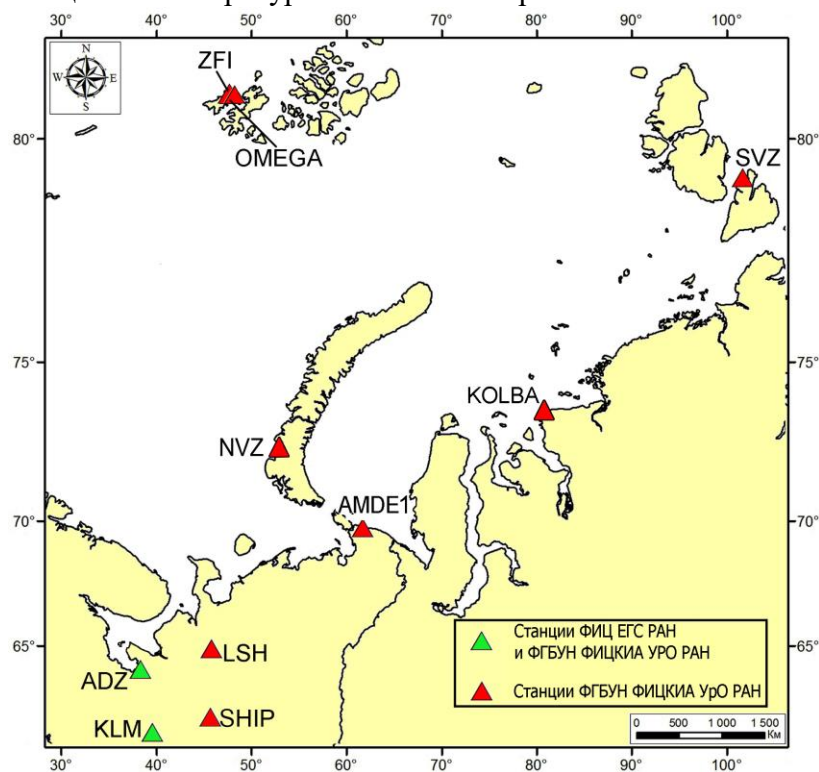


Рис. 7 – Расположение станций Архангельской сейсмической сети в 2022 г.

Расположение станций Архангельской сейсмической сети в сравнении со станциями других арктических сетей представлено на рисунке 8. Установка сейсмических станций на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля, а также на побережье Карского моря позволило уменьшить значение представительной магнитуды для центральной части Евразийской Арктики, а именно Евразийского суббасейна, шельфа Баренцева и Карского морей, западной части шельфа моря Лаптевых, полуострова Таймыр. Особенностью Евразийского суббасейна является наличие срединно-океанического хребта Гаккеля, который в свою очередь является арктической границей литосферных плит: Североамериканской и Евроазиатской. Хребет Геккеля – прямое продолжение Атлантического срединно-океанического хребта в Арктический бассейн и Якутию.

В программе MinMag по методике д.ф.-м.н. В.Ю. Бурмина (ИФЗ РАН) проведены теоретические расчеты минимальных магнитуд до функционирования Архангельской сейсмической сети и с учетом ее нынешней конфигурации [Антоновская, 2018]. Согласно рисунку 9, при отсутствии АСС минимальное значение регистрируемой магнитуды землетрясений Европейского сектора Арктики составляет в среднем $M_{\min}=2.0$, причем это справедливо только для западной части этого региона. Из области мониторинга «выпадают» слабые землетрясения, происходящие в районе арх. Новая Земля, арктических желобов, границы континентального шельфа и пр., анализ которых позволяет получить новые знания о современных геодинамических процессах шельфовых областей. Существующая конфигурация Архангельской сейсмической сети практически полностью «покрывает» восточную часть Европейского сектора Арктики с $M_{\min}=2.0$ для всего региона [Антоновская, 2018].

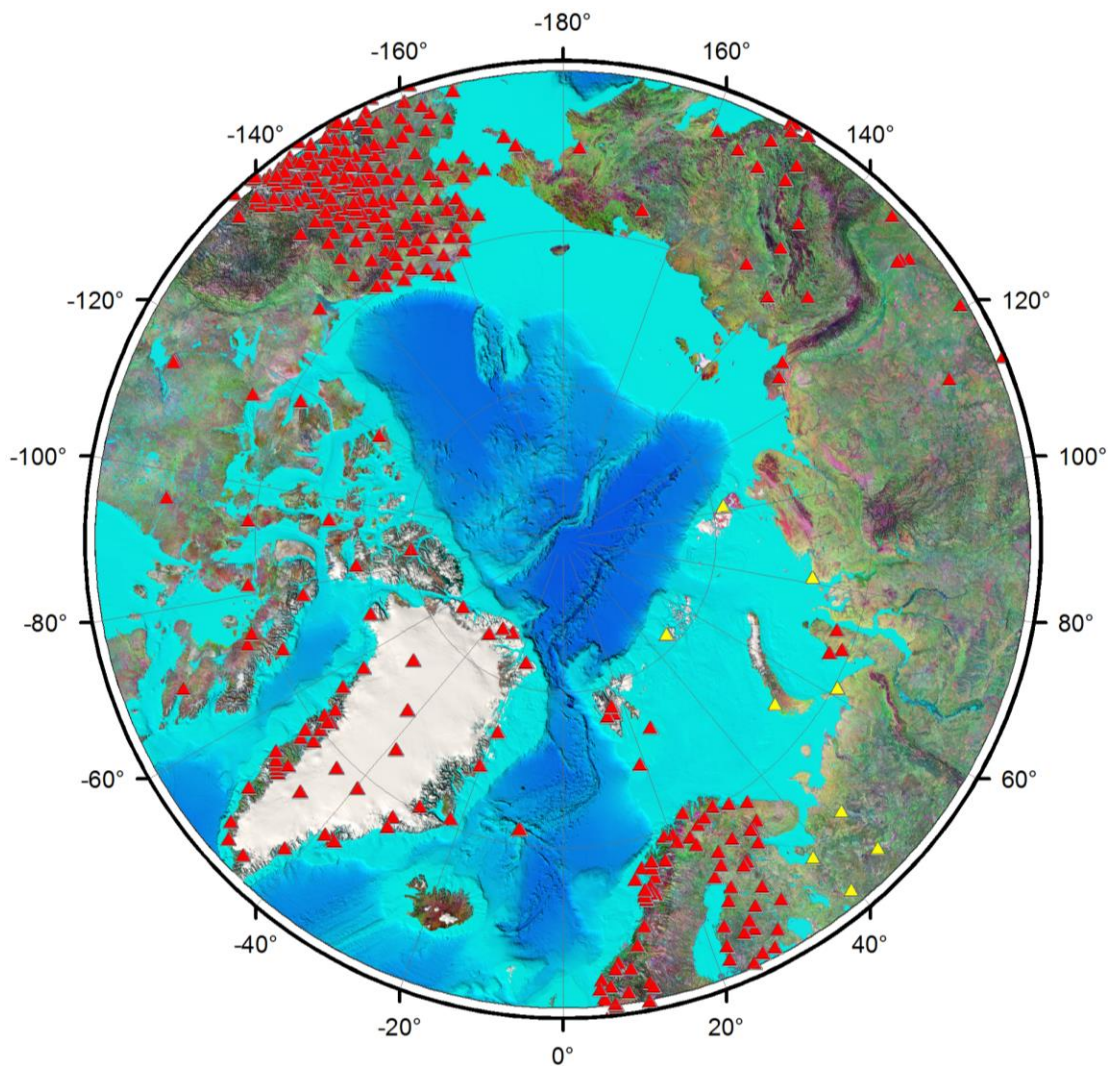


Рис. 8 – Расположение станций Архангельской сейсмической сети (зеленые треугольники) в сравнении со станциями (красные треугольники) других арктических сетей (на момент 2020 г.)

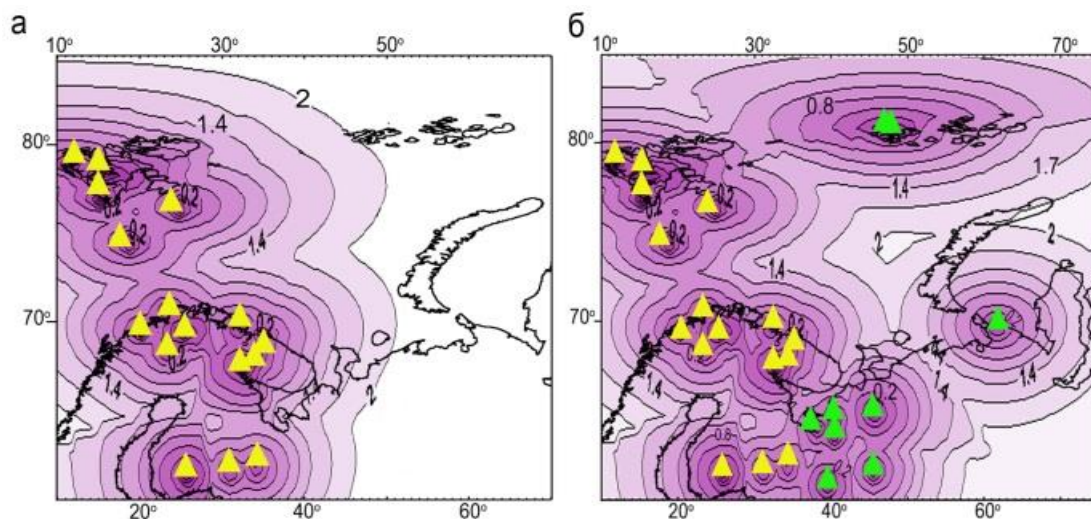


Рис. 9 – Теоретические расчеты минимальных магнитуд землетрясений Европейского сектора Арктики до (а), после (б) создания Архангельской сейсмической сети (зеленые треугольники) по [Антоновская, 2018] (на момент 2019 г.)

Дайте ответы на контрольные вопросы (см. раздел III)

II. Практические основы обработки сейсмических записей

§ 1. Порядок обработки локальных и региональных землетрясений на записях станций Архангельской сети

Сейсмические события разделяются на несколько видов, в зависимости от природы их возникновения. Основными являются: землетрясение, горно-тектонический удар, взрыв, техногенное событие, взлеты ракет и падение ступеней ракет, ледовое событие (льдотрясение).

К локальным (местным) событиям относятся самые близкие события с расстояний от 0 до 200 км от принимающей станции. К региональным мы относим события, эпицентры которых расположены на расстояниях от 2 до 20 *градусов* (~200 – 2225 км). Учитывая конфигурацию Архангельской сети, одно и то же сейсмическое событие зачастую может являться одновременно и локальным (для близких станций) и региональным (для более удаленных станций). В зону региональных событий включаются очень обширные территории Архангельской области, Скандинавского и Кольского полуострова, республик Карелия и Коми, Ненецкого автономного округа, Полярного и Среднего Урала. В зону наблюдения также включены территории архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля и омывающих их морей, полуостров Таймыр.

Обработать землетрясение – значит расставить все видимые фазы; определить знаки первого движения, если возможно; определить координаты эпицентра, рассчитать время в очаге, измерить магнитуду. Если это возможно, то определить глубину очага.

Для определения координат эпицентра требуются записи, как минимум, трех станций. Подавляющее большинство землетрясений регистрируются из Арктического региона. Для уверенной обработки дополнительно привлекаются записи станций соседних сетей. Чаще всего это станции KBS, HSPB, HOPEN, VJO1, NOR, группы SPITS, ARCESS. Известны несколько электронных ресурсов, где можно скачивать волновые формы нужных станций. Волновые формы запрашиваются временными отрезками длительностью приблизительно от 30 минут до 1 часа.

1.1 Подготовка исходных данных

Выполнение запроса в сети GEOFON:

Рассмотрим пример запроса волновых форм станций KBS, HSPB, SPA0. Перейти по ссылке <http://eida.gfz-potsdam.de/webdc3/>, открыть вкладку «Explore stations», заполнить необходимые поля. Нужные станции удобно выбирать по региону, определяя границы квадрата поиска. Например, чтобы выбрать станции KBS, HSPB, SPA0, нужно ограничить квадрат по широте от 75° до 80°, по долготе от 10° до 30°, как показано на рисунке 10. Нажать кнопку «Search».

После нажатия кнопки «Search», в окне карты появятся все станции, расположенные в указанном квадрате, а справа внизу список этих станций. Из всех нужно выбрать только KBS, HSPB, SPA0, оставляя галочки (Рис. 11). Нажать кнопку «Filter», и в выпадающем окне расставить галочки необходимых опций: широкополосные каналы, компоненты *Z*, *N* и *E* (Рис. 11). Кликнуть «Filter». Перейти на вкладку «Submit request».

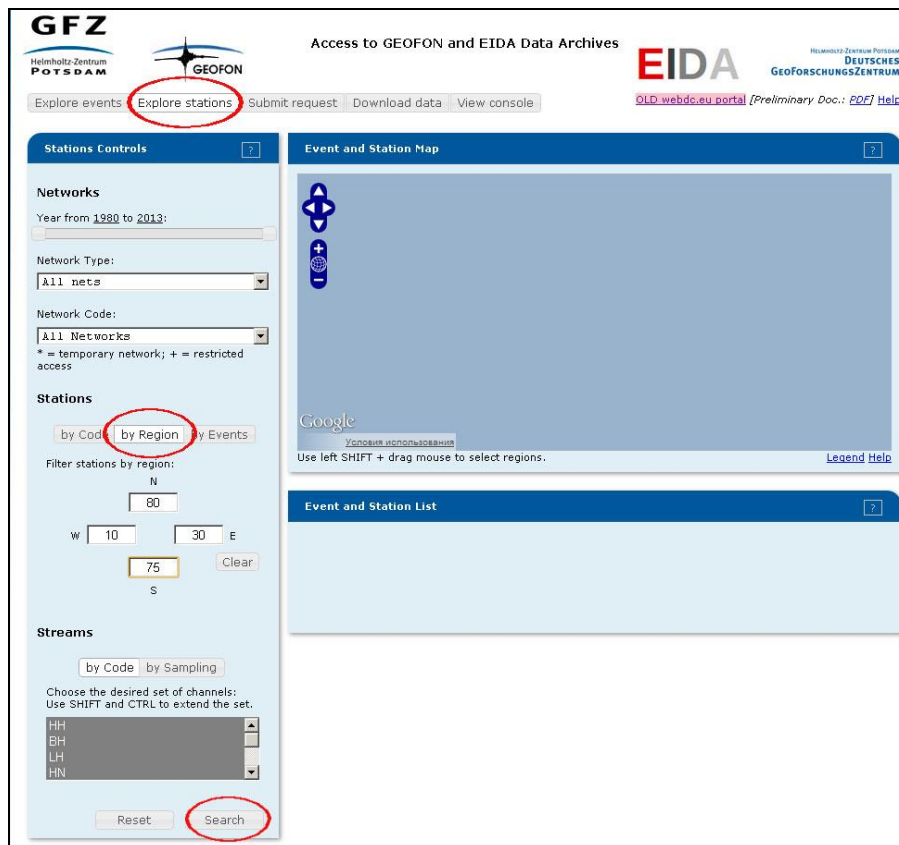


Рис. 10 – Окно доступа к ресурсу GEOFORN и архиву данных

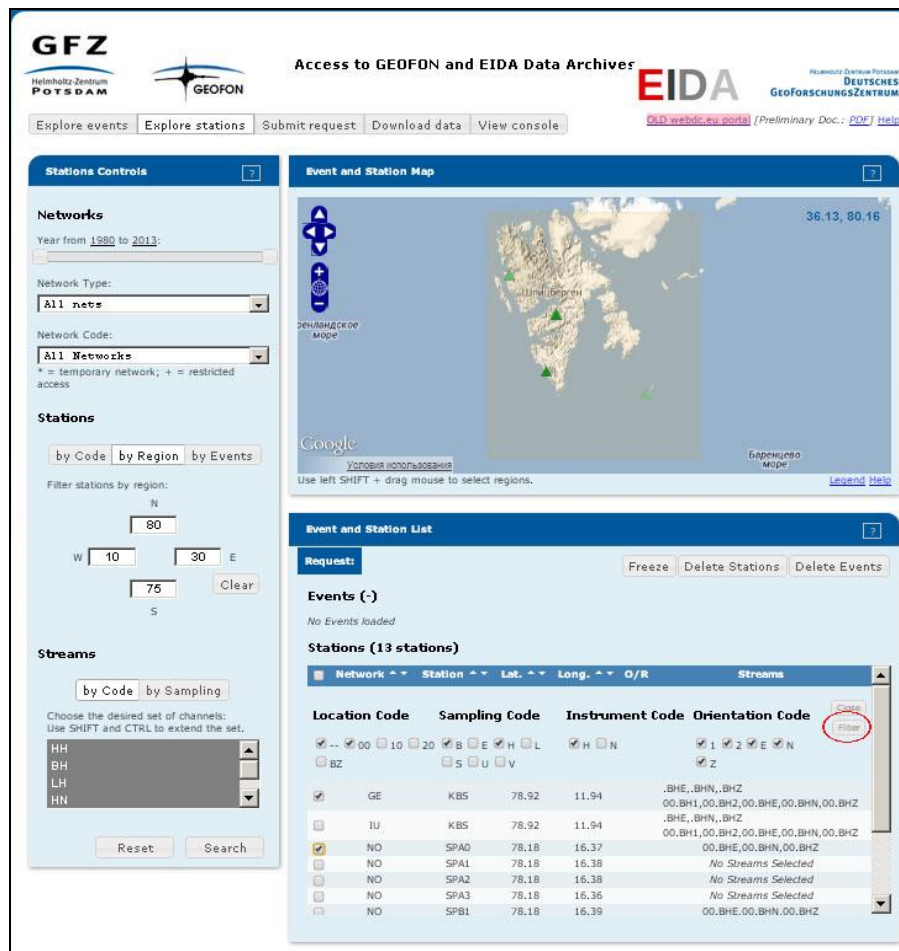


Рис. 11 – Окно для уточнения запрашиваемых каналов и компонент

На вкладке «Submit request» (Рис. 12) выбрать «Absolute Mode», ввести время старта запрашиваемого интервала и время окончания, тип данных Full SEED, электронный адрес. Нажать внизу кнопку «Submit».

The screenshot shows the 'Make Request' form with the following details:

- Time Window selection:**
 - Relative Mode: Absolute Mode:
 - Use an absolute time window.
 - Start: 2013-11-20 00:00:00
 - End: 2013-11-20 01:00:00
- Request Information:**
 - Request type:
 - Waveform (Mini-SEED)
 - Waveform (Full SEED)
 - Metadata (Dataless SEED)
 - Metadata (Inventory XML)
 - Use compression? Yes No
 - Use response dictionary? Yes No
 - Your e-mail address: na_yaga@mail.ru
 - Remember me?

Рис. 12 – Окно введения временного интервала формата данных

Подтвердить запрос.

После того, как загорится красным цветом вкладка «Download data», перейти на нее (Рис. 13). В окне Recent Request появится список запросов, кликнув на который, откроется всплывающее окно со ссылкой на SEED-файл для скачивания.

The screenshot shows the 'Download data' page with a popup window for 'Package 1385362151034'. The popup contains the following information:

- Package 1385362151034**
 - Reroute | Retry | Resend | Delete | Refresh
 - KNMI/ODC (Orfeus Data Center)
 - Request ID: 17381419, Type: WAVEFORM, Encrypted: No, Args: format=FSEED
 - Description: Package 1385362151034
 - Status: READY, Size: 1085440, Info:
 - Download Volume
 - Volume ID: ODC, Status: OK, Encrypted: No, Size: 1085440, Info:
 - [+] 3 lines in this volume
 - GEOFON Data center
 - Request ID: 116228557, Type: WAVEFORM, Encrypted: No, Args: format=FSEED
 - Description: Package 1385362151034
 - Status: READY, Size: 2265088, Info:
 - Download Volume
 - Volume ID: GFZ, Status: OK, Encrypted: No, Size: 2265088, Info:
 - [+] 30 lines in this volume

Рис. 13 – Окно списка пакета данных со ссылкой для скачивания волновых форм

Чтобы выполнить следующий запрос, нужно перейти на вкладку «Submit request» и ввести время следующего временного отрезка.

Выполнение запроса в сети IRIS:

Запрос выполняется письмом по электронному адресу breq_fast@iris.washington.edu. В теме письма нужно указать data request. Текст письма должен содержать справочную информацию о клиенте, и далее сам запрос, например:

```
.NAME IVAN IVANOV
.INST FECIAR UrB RAS
.MAIL Severnoj Dviny Emb.,23,Arkhangelsk, 163061 Russia
.EMAIL ivan@gmail.ru
.PHONE 8182 215687
.FAX 8182 215617
.MEDIA Electronic (FTP)
.ALTERNATE MEDIA DAT
.ALTERNATE MEDIA EXABYTE
.END
OBN II 2001 01 07 13 08 53.5 2001 01 07 13 58 53.5 1 BH?
LVZ II 2001 01 13 17 47 33.9 2001 01 13 18 37 33.9 1 BH?
COLA II 2001 01 15 06 06 47.5 2001 01 15 06 56 47.5 1 BH?
```

Столбцы, отделенные пробелом, слева направо означают: название станции, код сети, время начала запрашиваемого временного интервала, время конца интервала в формате *гггг мм дд чч мм сс.0*, 1, компонента. Каждая строка относится к одному землетрясению. Таких строк может быть несколько, содержащих разные землетрясения и разные станции.

В присланном ответе будут содержаться все запрашиваемые землетрясения в формате *.seed. Для распаковки этого формата можно использовать конвертор seed2wsg2002.exe, который по умолчанию находится в папке Утилиты. После конвертации волновые формы можно обычным образом открывать в программном комплексе WSG.

В случае, если данный способ конвертации не приводит к успеху и волновые формы не открываются, то можно воспользоваться программой распаковки rdseed в операционной системе LINUX, которая позволяет перевести seed-формат в формат CSS 3.0.

Загрузка волновых форм в формате CSS 3.0 в программу WSG

Для обработки некоторых событий привлекаются данные сопредельных сетей. Эти данные, как правило, имеют формат CSS 3.0

– запустить конвертор CSSimport, который располагается по пути "C:\Program Files (x86)\WSG\Util\CSSimport\CSSimport.exe"

– найти и выделить папку, содержащую файл «*.WFDSC» и волновые формы за требуемый интервал времени (или с записью конкретного события) (Рис. 14);

– после завершения работы конвертора, в программе WSG можно открывать окна с записями станций обычным образом.

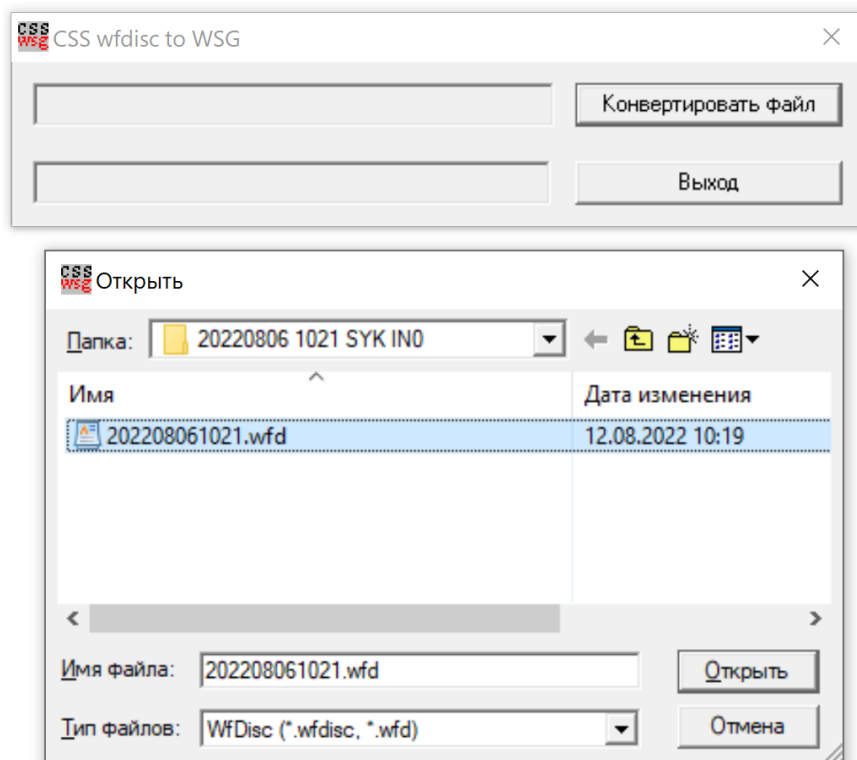


Рис. 14 - Выбор папки с файлом «*.WFDSC»

1.2 Совокупная обработка землетрясения в программе WSG по записям нескольких (более трех) станций

Все зарегистрированные события, которые необходимо обработать, содержатся в электронном бюллетене на сервере лаборатории сейсмологии <http://192.168.3.230:8080/seisbulleten/view.php>. Пример бюллетеня за первую декаду марта 2022 г. приведен на рисунке 15.

Seisbulleten										Total events in march 2022: 125
14. february 2022 – 14. march 2022 – 24. march 2022										
VERSION FOR PRESS										
No.	ID event	Date	Station code	Arrival time	Kind of event	Type of event	Other Catalogs	Comment		
1	1005813	01.03.2022	KOLBA	P: 09:42:31 S: 09:43:24	Event	Regional	not			
2	1006371	01.03.2022	AMDEI	P: 17:34:10 S: 17:34:44	Event	Local	not			
3	1005814	01.03.2022	SVZ	P: 17:40:31	Earthquake	Regional	Orfex	S: 17:40:56		
				S: 17:40:56						
			OMEGA	P: 17:40:59				S: 17:50:10	T: 17:53:41	
				T: 17:53:41						
			ZFI2	P: 17:40:59				S: 17:50:10	T: 17:53:41	
				T: 17:53:41						
			KOLBA	P: 17:50:13				S: 17:52:13		
				S: 17:52:13						
			AMDEI	P: 17:51:11				S: 17:54:01		
				S: 17:54:01						
LSH	P: 17:52:19	S: 17:56:32								
	S: 17:56:32									
4	1006135	01.03.2022	ZFI2	P: 19:11:00 S: 19:11:27	Earthquake	Local	not			
5	1006136	01.03.2022	OMEGA	P: 20:51:40	Earthquake	Regional	not	S: 20:52:48		
				S: 20:52:48						
6	1005815	02.03.2022	KOLBA	P: 11:45:04	Earthquake	Local	not	S: 11:45:13		
				S: 11:45:13						
7	1005817	02.03.2022	SVZ	P: 20:13:02	Earthquake	Regional	not	S: 20:14:28		
				S: 20:14:28						
			KOLBA	P: 20:13:56 S: 20:14:05						

Рис. 15 – Пример электронного бюллетеня за первую декаду марта 2022 г.

Там указана дата события, код станции(й), зарегистрировавшей это событие, время вступления видимых фаз, вид события Event (техногенное событие) или Earthquake (землетрясение), тип события Regional (региональное) или Local (локальное), и информация о том, содержится или нет это событие в каких-либо мировых каталогах.

Обработать землетрясение – это значит по записям нескольких станций получить наиболее полную информацию о землетрясении, определить параметры гипоцентра, такие как время в очаге, широта, долгота, глубина, магнитуда.

Рассмотрим порядок обработки на примере события с ID event 1005814, зарегистрированного 01.03.2022 в 17:48:51.

Данное событие зарегистрировано шестью станциями Архангельской сети (SVZ, OMEGA, ZFI2, KOLBA, AMDE1, LSH), и информация о нем имеется в каталоге Orfeus. Перепишем параметры гипоцентра из каталога Orfeus для того, чтобы приблизительно ориентироваться на данные параметры (Рис.16).

В программе WSG **вывести на экран записи волновых форм** станций Архангельской сети, а также станций зарубежных сетей: SVZ, ZFI2, OMEGA, KOLBA, AMDE1, LSH, SPA0, KBS, NOR, HOPEN, HSPB, BJO1. Порядок вывода станций может быть произвольным, за исключением станций ZFI2 и OMEGA (волновые формы станций ZFI2 и OMEGA всегда должны выводиться последовательно одна под другой). Время начала записи рекомендуется вводить за 4 минуты до вступления фазы, установить данное время для всех станций, длительность записи 10 мин. На экране расположить одновременно окна «Волновые формы», Карта», «Список фаз». Применить ко всем волновым формам фильтр 4 – 8 Гц, чтобы визуально увидеть землетрясение на записях. Сделать ширину окон удобную для работы (Рис. 17 - 19).

1d. march 2022

No.	ID event	Date	Station code	Arrival time	Kind of event	Type of event	Other Catalogs	Comment
1	1005813	01.03.2022	KOLBA	P: 09:42:31	Event	Regional	not	
				S: 09:43:24				
2	1006271	01.03.2022	AMDE1	P: 17:34:10	Event	Local	not	
				S: 17:34:44				
3	1005814	01.03.2022	SVZ	P: 17:48:51	Earthquake	Regional	Orfeus	
				S: 17:49:56				
			OMEGA	P: 17:48:59				
				S: 17:50:10				
			T: 17:53:41					
				ZFI2				
			S: 17:50:10					
			T: 17:53:41					
				KOLBA				
			S: 17:52:13					
			AMDE1	P: 17:51:11				
				S: 17:54:01				
LSH	P: 17:52:19							
	S: 17:56:32							
4	1006135	01.03.2022	ZFI2	P: 19:11:06	Earthquake	Local	not	
				S: 19:11:27				
5	1006136	01.03.2022	OMEGA	P: 20:51:40	Earthquake	Regional	not	
				S: 20:52:48				
			ZFI2	P: 20:51:40				
				S: 20:52:48				
6	1005815	02.03.2022	KOLBA	P: 11:45:04	Earthquake	Local	not	
				S: 11:45:13				
7	1005817	02.03.2022	SVZ	P: 20:13:02	Earthquake	Regional	not	
				S: 20:14:28				
			KOLBA	P: 20:13:56				

Рис. 16 – Пример бюллетеня с параметрами землетрясения из каталога Orfeus

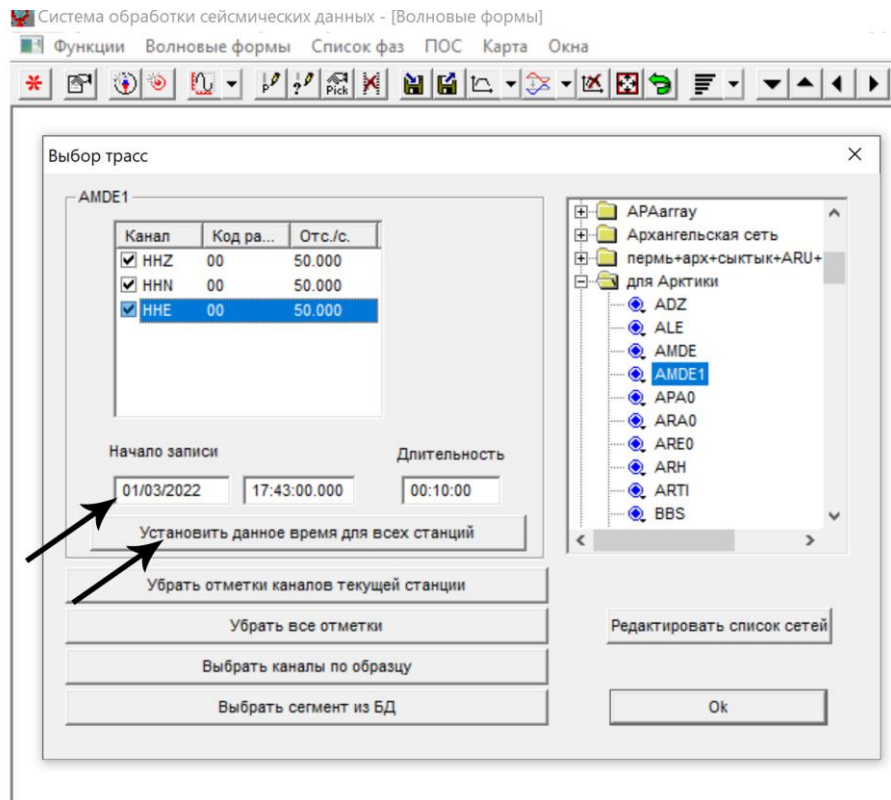


Рис. 17 – Диалоговое окно «Выбор трасс»

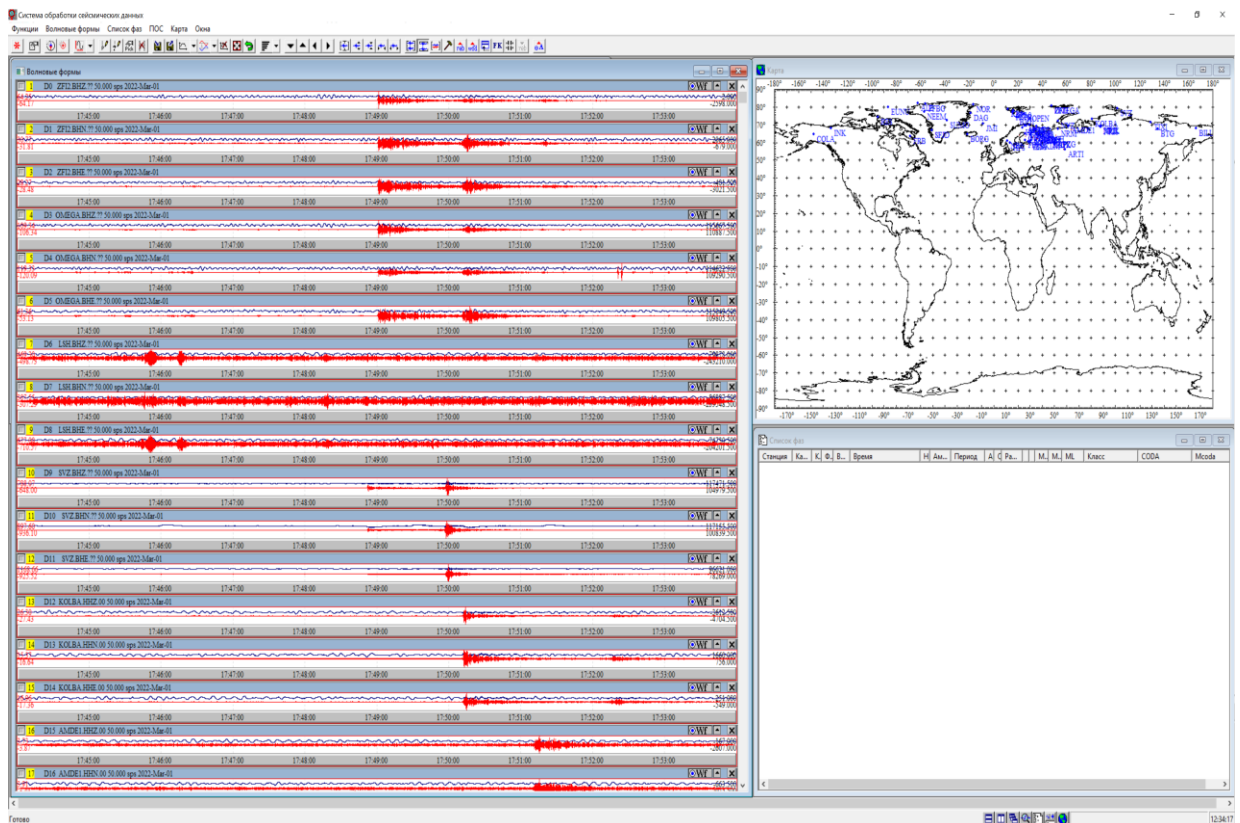


Рис. 18 – Расположение на экране компьютера окон «Волновые формы», «Карта», «Список фаз» после загрузки записей нескольких станций

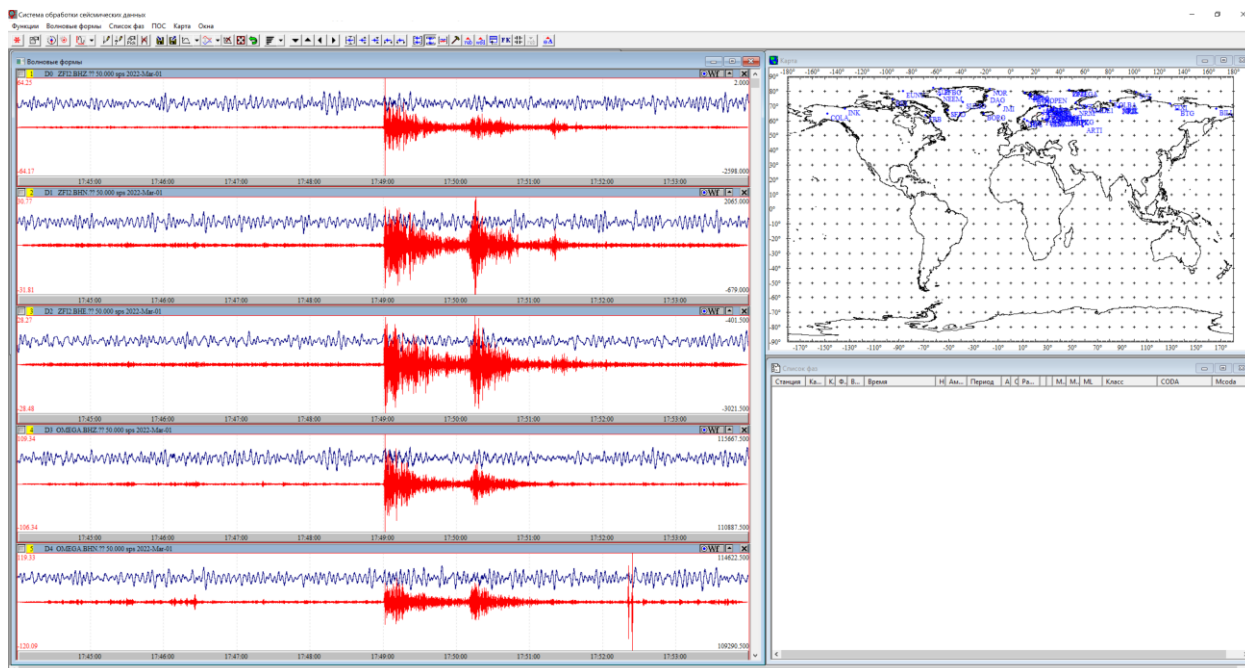



Рис. 19 – Удобное для обработки расположение записей в окне «Волновые формы»

В случае, если землетрясение плохо выделяется на фильтре 4.0 – 8.0 Гц, следует использовать другой набор фильтров, индивидуально для каждой станции, например, 1.5 – 3.0 Гц; 2.0 – 4.0 Гц; 3.0 – 6.0 Гц; 6.0 – 10.0 Гц.

Обработку каждого нового землетрясения всегда следует начинать с кнопки  «Начать обработку нового землетрясения». В поле «Идентификатор» программа автоматически создает номер события. В поле «Комментарий» следует ввести название события. Как правило, для региональных событий комментарий имеет стандартный вид REG *дд.мм.гг чч:мм*. Для локальных событий LOC *дд.мм.гг чч:мм*. Для техногенных событий и взрывов EVENT *дд.мм.гг чч:мм*. Например, для нашего тестового события введем комментарий REG 01.03.22 17:48. Нажимаем кнопку «ОК». (Рис. 20).

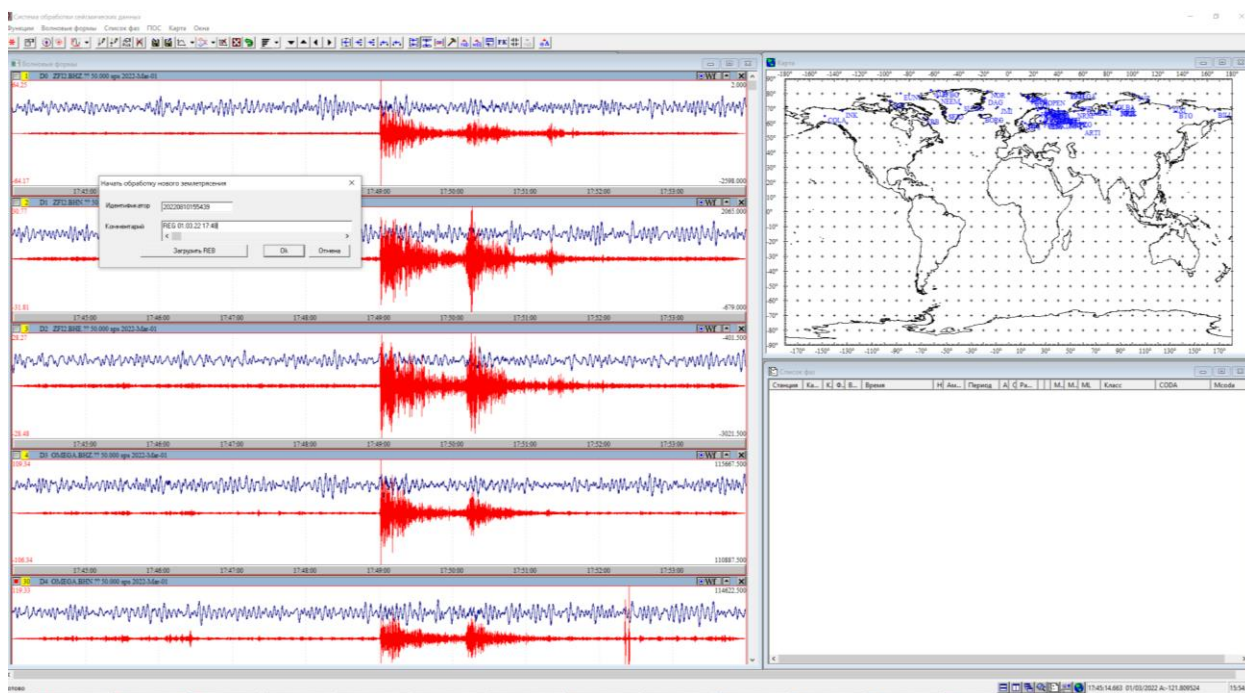


Рис. 20 – Диалоговое окно «Начать обработку нового землетрясения»

Первичная обработка сейсмограмм традиционно состоит из следующих последовательных этапов:

- качественный анализ сейсмограммы;
- определение моментов вступлений сейсмических волн;
- определение знаков и четкости вступлений сейсмических волн;
- определение эпицентрального расстояния и азимута на эпицентр;
- определение координат эпицентра;
- измерение амплитуд и периодов сейсмических волн, вычисление магнитуды;
- сохранение результатов обработки в Базу Данных WSG


Рассмотрим пошагово выполнение каждого этапа обработки.

Качественный анализ сейсмограммы:

Первым этапом в обработке землетрясения (либо техногенного события) является качественный анализ сейсмограмм. Необходимо просмотреть записи всех станций и оценить качество записанного землетрясения – видно ли визуально оно на всех станциях, только на некоторых или на какой-то одной станции. Если событие визуально выделяется слабо, то можно поменять фильтр на более высокочастотный, потом на более длиннопериодный, возможно, на другом фильтре событие выделится более четко и ярко. Если событие записано тремя или более станциями, то производится его совокупная обработка в программе WSG. Если событие записано на одной или двух станциях, то его обработку целесообразнее будет производить в программе EL (Event Location).

Далее по внешнему виду записей попытаемся определить для себя, из какого района это событие. Исходя из практики, если на записи фаза *P* раньше остальных вступает на станциях ZFI2 и OMEGA, то вероятнее всего, это событие с хребта Гаккеля. Если же раньше всего записи вступают на станциях KBS и SPA0, то вероятнее всего, событие произошло на хребте Книповича; если на станции HSPB – в районе Стур-Фьорд; если на станциях KOLBA и SVZ, то это землетрясение с восточной части хребта Гаккеля, арх. Северная Земля. В рассматриваемом примере мы по каталогу Orfeus видим, что событие произошло севернее Северной Земли, и раньше всех оно вступило на записях станции SVZ. Район возникновения землетрясений влияет на выбор годографа, по которому будет происходить дальнейшая обработка.

- годограф Varents мы применяем для обработки событий с хребта Книповича, района Стур-Фьорд, арх. Шпицберген, Фенноскандии, арх. Новая Земля;
- годограф EEP (East European Platform)– для обработки событий с Урала, Коми, Восточно-Европейской платформы;
- годограф NORP (North of the Russian Plate) – для событий Архангельской области, Севера Восточно-Европейской платформы;
- годограф NOES_hybrid - для землетрясений с хребта Гаккеля и переходной зоны континент-океан;
- годограф NOES - для землетрясений зоны перехода «континент-океан».

Выбор годографа осуществляется в меню ФУНКЦИИ→Установки→Рабочие параметры→вкладка Установки. Либо нажать кнопку  на панели инструментов. В данном случае выбираем годограф NOES_hybrid (Рис. 21).

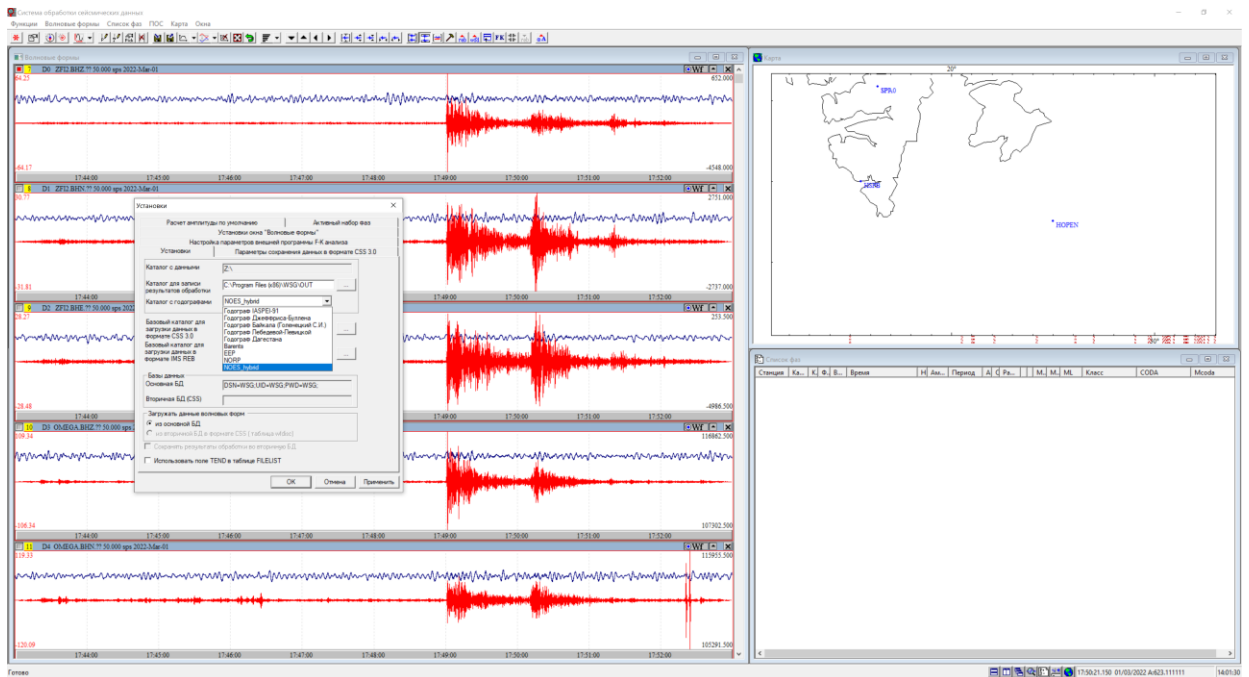



Рис. 21 – Выбор подходящего годографа

Определение моментов вступлений сейсмических волн

Определение моментов вступлений сейсмических волн (фаз) рекомендуется начинать с самой близкой станции, то есть с той, на записях которой фаза P пришла самой первой, раньше остальных. В рассматриваемом примере это станция SVZ.

Правой кнопкой мыши вызвать контекстное меню, выбрать опцию «Деактивизировать все окна», строки заголовков всех окон с волновыми формами поменяют темно-синий цвет (активный) на светло-голубой (неактивный), а далее сделать активными окна только станции SVZ. Это нужно для того, чтобы в процессе обработки записи активной станции можно было видоизменять, а записи остальных станций оставались на прежнем месте в прежнем состоянии.

Расставим все видимые фазы, чаще всего это P–фаза, S–фаза, реже tx –фаза. Для выставления фазы, с помощью кнопок по изменению вертикального и горизонтального масштаба, нужно растянуть запись на всех трех компонентах так, чтобы интервал, содержащий момент вступления P-волны, наилучшим образом отображал момент вступления. Если запись события и вступления хорошо видны на нефильтрованной записи, выделение вступлений проводится на открытом канале, без фильтра. Если вступления на открытом канале плохо видны, требуется подобрать фильтры для их выделения. Для региональных событий наиболее часто применяются фильтры 1,5 – 3,0 Гц; 2 – 4 Гц; 3 – 6 Гц; 4 – 8 Гц; 6 – 8 Гц; 8 – 12 Гц; 8 – 16 Гц. Отметка фазы осуществляется при нажатии кнопки  «Отметить фазу» на верхней панели инструментов.

Определение знаков и четкости вступлений сейсмических волн

Появившийся курсор «pick» подвести к моменту вступления волны и отпустить клавишу. В открывшемся диалоговом окне «Отметить фазу» нужно указать знаки и четкость вступления и расставить галочки в соответствующих полях (Рис. 22).

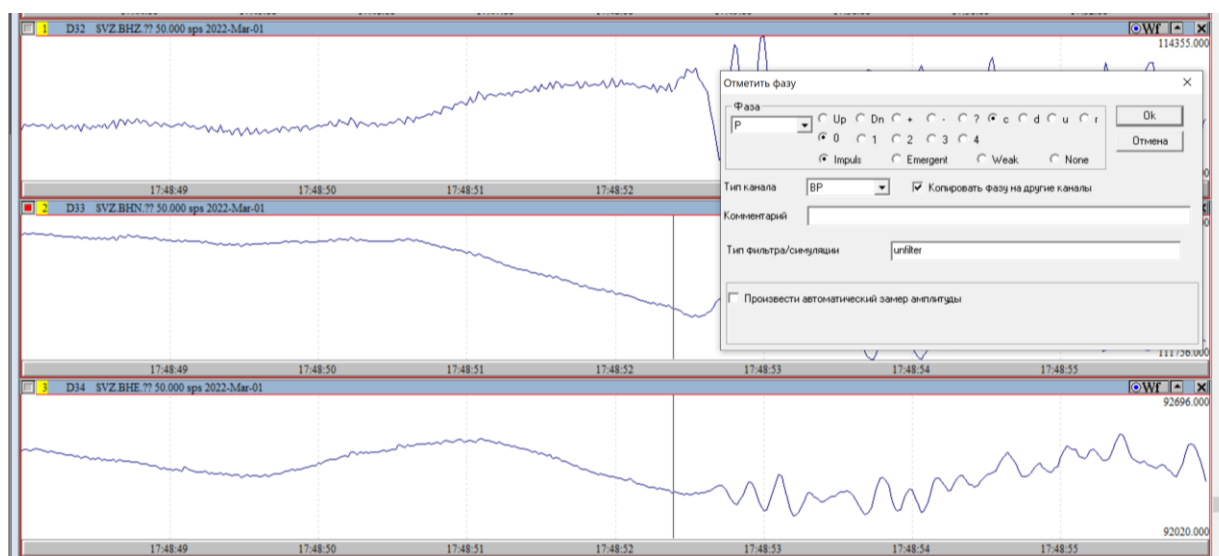


Рис. 22 – Диалоговое окно «Отметить фазу»

Знак «с» ставится, если движение колебания на нефiltroванной записи идет импульсно вверх, знак «d» ставится, если движение колебания на нефiltroванной записи идет импульсно вниз, знак «?» ставится, если движение колебания на нефiltroванной записи нечеткое, идет горизонтально без видимых отклонений вверх или вниз. Знак «?» также ставится, если запись предварительно отфiltroвана.

Четкость и вес вступления определяются шириной доверительного интервала:

- ≤ 0.2 сек: – четкость «I», вес 0; вступление импульсное, яркое, четкое на нефiltroванной записи;
- > 0.2 с ≤ 1.0 сек: – четкость «E», вес 1 или 2; вступление ясное, понятное, но на фiltroванной записи;
- > 1.0 сек: – четкость «W», вес 3, вступление плохо различаемое, размытое, нечеткое.

В выпадающем списке поля «Тип канала» выберите из списка тип канала, соответствующий типу примененного фiltro для выделения вступления:

BP – нефiltroванная запись каналов ВН (ВL);

SP – фiltroванная короткопериодным фiltroм;

MP – фiltroванная среднepиодным фiltroм;

LP – фiltroванная длиннопериодным фiltroм.

Для P–волны поставить отметку в поле «Копировать фазу на другие каналы», нажать «OK», после чего в окне «Список фаз» отобразятся код станции, канал, название фазы, четкость и направление движения, время наступления фазы. При необходимости можно отредактировать направления первого движения на горизонтальных компонентах. Аналогичным образом выставить фазы S. Фаза S выставляется на отфiltroванном сигнале, момент вступления волны S определяется на горизонтальных каналах N и E, но копируется на все три компонента, направление движения всегда будет «?», четкость «E».

Определение эпицентрального расстояния и времени в очаге

Если на записях какой-либо станции выставлены фазы P и S, то в этом случае можно рассчитать расстояние до эпицентра. Если выставлена только одна фаза P, либо только S, то расстояние рассчитать невозможно.

Чтобы определить расстояние до эпицентра – устанавливаем главным канал ВНН (квадратик слева в заголовке окна становится красным цветом), меню «ФУНКЦИИ» → «Оценка расстояния до эпицентра», в поле «при глубине» указать предполагаемую глубину. *Рекомендация (не является обязательным)* - для региональных событий преимущественно ставим глубину 10 км, для локальных событий 5 км, для техногенных событий (взрывов) – 0 км. Нажать кнопку «Рассчитать», в открывшейся форме появятся

результаты расчета расстояния и времени в очаге, переписать данные параметры на черновик!! Рассчитанное время в очаге должно быть близко к тому, что указано в каталоге. В данном примере по станции SVZ $t_0=17:47:25.0$, а по каталогу Orfeus $t_0=17:47:24$. Это хорошо! Нажать «ОК», в окне «Карта» отрисовывается эпицентральная окружность вокруг станции, а в списке фаз напротив фаз P и S отобразится расстояние. Нажать кнопку «Выйти» (Рис. 23). Деактивизировать все окна.

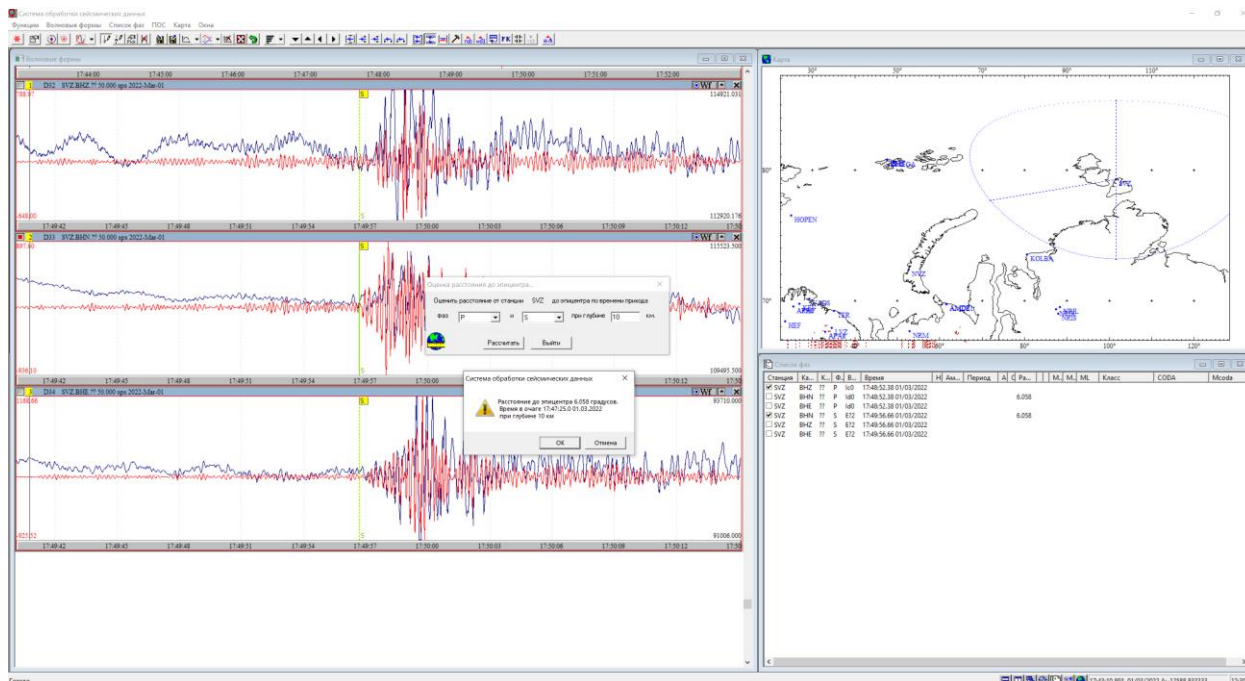


Рис. 23– Оценка расстояния и времени в очаге землетрясения 01.03.2022 по станции SVZ

Определение координат эпицентра

Данный этап выполняется, если землетрясение записано как минимум тремя станциями. В случае, если оно записано одной или двумя станциями, то этот этап пропускается.

Для определения координат эпицентра, все вышеописанные этапы обработки нужно проделать по всем другим станциям последовательно. Рекомендация – последовательность станций выбирать в зависимости от удаления от эпицентра и качества записей, то есть сначала обрабатываем самые близкие станции и самые хорошие записи, а потом удаленные станции и плохие записи. В рассматриваемом примере после обработки станции SVZ переходим к станциям ZFI2 и OMEGA. Важно! Станции ZFI2 и OMEGA расположены на расстоянии около 3 км друг от друга, поэтому их обработку производим вместе.

Сделать активными окна с волновыми формами ZFI2 и OMEGA, выставляем фазу P на ZFI2, затем приблизительно на этом же времени выставляем фазу P на станции OMEGA. Перемещаемся одновременно по ZFI2 и OMEGA к фазе S , выставляем фазу S на ZFI2, затем приблизительно на этом же времени выставляем фазу S на станции OMEGA.

Рассчитываем эпицентральное расстояние и время в очаге на станции ZFI2, записываем на черновик параметры. Рассчитываем расстояние и время в очаге на станции OMEGA, записываем на черновик. Время в очаге на этих двух станциях должны быть одинаковыми, либо очень близкими друг к другу, допускается расхождение не больше 0.5 сек.

Переходим к обработке следующей станции, производим все этапы обработки.

В процессе обработки контролируем в черновике время в очаге, рассчитанное по разным станциям, различия связаны с тем, что один и тот же годограф по-разному работает на разных станциях, но расхождения не должны превышать 3 сек. (Рис. 24).

SVZ	17:47:25.0
ZFI2	17:47:24.8
OMEGA	17:47:24.8
SPAO	17:47:24.4
KBS	17:47:23.7
KOLBA	17:47:23.6
AMDe1	17:47:23.1
LSH	17:47:23.1
NOR	17:47:23.1

Рис. 24 –Значения времени в очаге, рассчитанные по разным станциям. Расхождение составляет 1.9 сек.

В случае, если время в очаге по какой-либо станции сильно отличается от остальных, то допускается корректировка фаз. В программе WSG имеется возможность двигать вправо или влево фазы *P* и *S*, тем самым изменяя расстояние и время в очаге. Следует учитывать закономерность – если разницу во времени между фазами *P* и *S* увеличить (то есть фазу *P* подвинуть влево, либо фазу *S* подвинуть вправо), то время в очаге уменьшится. И наоборот, для увеличения времени в очаге нужно уменьшить разницу между фазами *P* и *S*.

Когда все фазы по всем станциям выставлены, рассчитаны расстояния по каждой станции, определено время в очаге, то в окне «Карта» будут отображены несколько эпицентральных окружностей, пересекающихся в одной точке (области).

1 способ определения параметров эпицентра (гипоцентра), **метод засечек**. Искомый эпицентр будет располагаться в точке пересечения всех окружностей, а итоговое время в очаге будет определяться как среднее между всеми станциями. Для этого подвести курсор к выбранной точке пересечения всех эпицентральных окружностей, нажать правую клавишу мыши, из контекстного меню выбрать опцию «Отметить стартовую точку для расчета эпицентра».

В открывшемся диалоговом окне «Введите параметры гипоцентра» указаны координаты отмеченной вами точки, а также комментарий к событию, который можно здесь при необходимости дополнить (например, добавить район). Если есть априорная информация о событии в каталоге, то район желательно указать такой же, как в каталоге. Если априорной информации нет, то район вводится самостоятельно. В рассматриваемом примере, информация о землетрясении имеется в каталоге Orfeus, где район обозначен как North of Severnaya Zemlya. Можно оставить это название, а можно ввести название района GAKKEL RIDGE, поскольку эпицентр расположен на хребте Гаккеля. Здесь же можно отредактировать время в очаге, ввести среднее время по всем станциям. Нажать кнопку «ОК». На КАРТЕ, в указанной точке, появилась отметка эпицентра в виде точки (двух концентрических окружностей) красного цвета (Рис. 25).

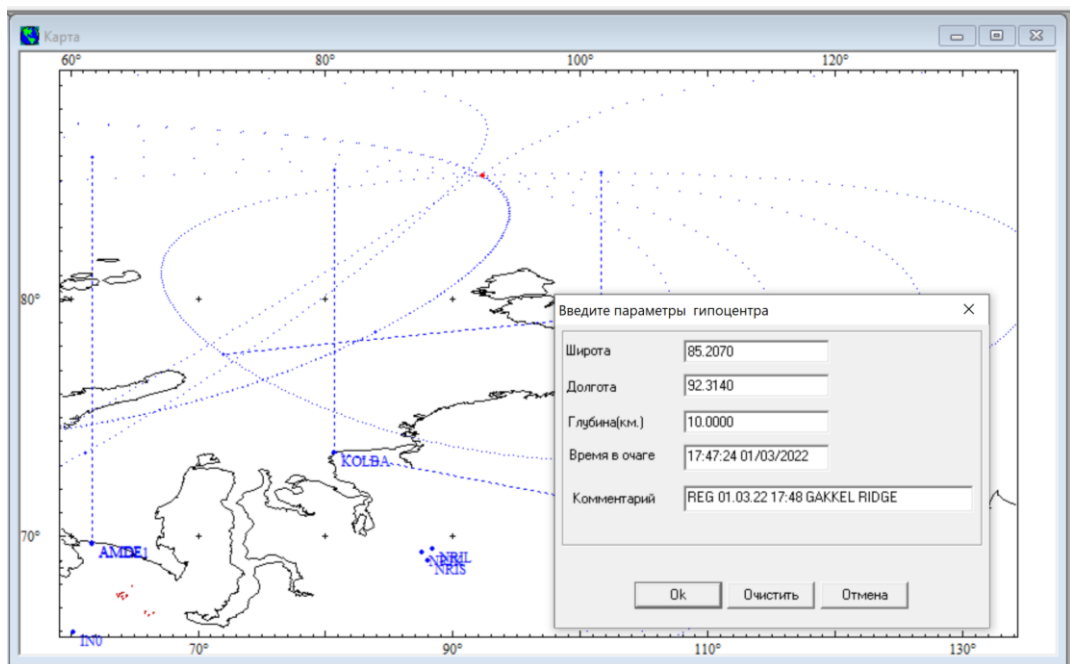



Рис. 25 – Диалоговое окно с параметрами гипоцентра

2 способ определения параметров эпицентра (гипоцентра), **метод полного перебора**.

В списке фаз отметить галочками те фазы, которые будут участвовать в расчете гипоцентра. Здесь достаточно отметить по каждой станции одну фазу *P* и одну фазу *S*.

– нажать кнопку  «Оценка положения гипоцентра» на верхней панели инструментов, появится диалоговое окно «Введите стартовую точку для расчета». По умолчанию широта и долгота указаны 45. Наша задача – найти реальные координаты эпицентра.

– поставить отметку в полях «Оценка стартовой точки методом полного перебора» и «Фиксация глубины», нажать «ОК»,

– в открывшемся окне «Параметры гипоцентра» отобразятся рассчитанные координаты эпицентра, время в очаге, глубина очага и временные невязки для каждой фазы по всем станциям (Рис. 26).

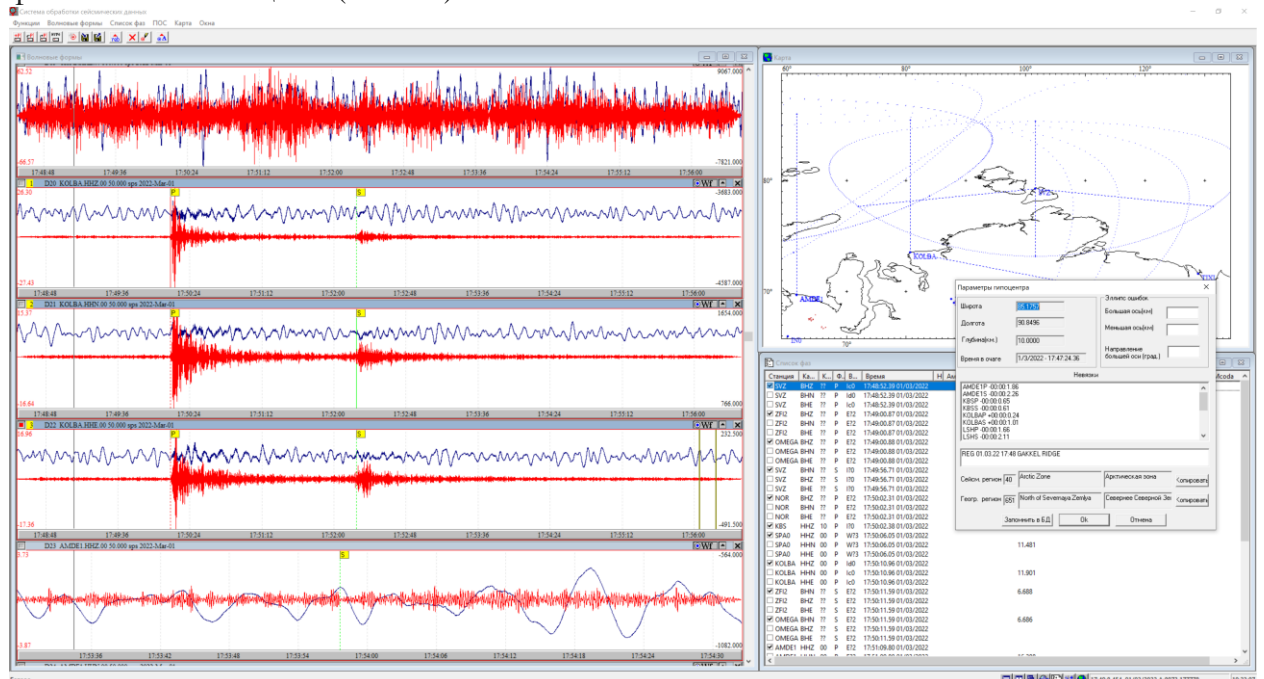



Рис. 26 – Диалоговое окно «Параметры гипоцентра»

На этом этапе нужно внимательно просмотреть все невязки. Невязки не должны превышать 3 сек. В случае, если по какой-либо станции невязки имеют большое значение, нужно нажать кнопку «Отмена», перейти в окно «Волновые формы» и подкорректировать положение соответствующей фазы, если это возможно. Если же невязки не превышают 3 сек., то нажимаем «ОК», на КАРТЕ в указанной точке появилась отметка эпицентра в виде точки (двух концентрических окружностей) красного цвета. В списке фаз напротив каждой фазы увидим невязки и рассчитанное расстояние относительно данного эпицентра.

Нажав кнопку , зайдём в окно «Введите параметры гипоцентра», ещё раз проконтролируем координаты, глубину и время в очаге обрабатываемого события, перепишем эти параметры в бюллетень в столбец Kind of events под словом Earthquake. При необходимости, параметры можно изменить.

Важно! Параметры гипоцентра, полученные **1-м способом (методом засечек)** и **2-м способом (методом полного перебора)**, могут отличаться друг от друга. Здесь обработчик сам решает, какой вариант определения наиболее подходящий и даёт наиболее адекватное решение.

Измерение амплитуд и периодов сейсмических волн, вычисление магнитуды

Существует несколько типов магнитуд, которые определяются при разных расстояниях и по разным типам волн.

Локальная магнитуда M_L . Локальная магнитуда M_L была первоначально определена Ч.Ф. Рихтером [Richter, 1935] как логарифм максимума амплитуды, измеренной на записи сейсмографа Вуда-Андерсена ($T_0=0.8$ 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 M_L задаётся в виде [Richter, 1935; 1958]:

$$M_L = \log A - \log A_0(R) + S$$

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

В программу WSG внесена уточнённая шкала локальной магнитуды M_L для территории западной части Евразийской Арктики на основе данных сейсмических станций, функционирующих на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (Рис. 27): Сравнение со шкалами M_L , 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, разница между кривыми становится заметней с расстояний 600 км. В программе WSG уточнённая шкала может быть применима в диапазоне эпицентральных расстояний от 200 до 2000 км ($\approx 2 - 17$ градусов).

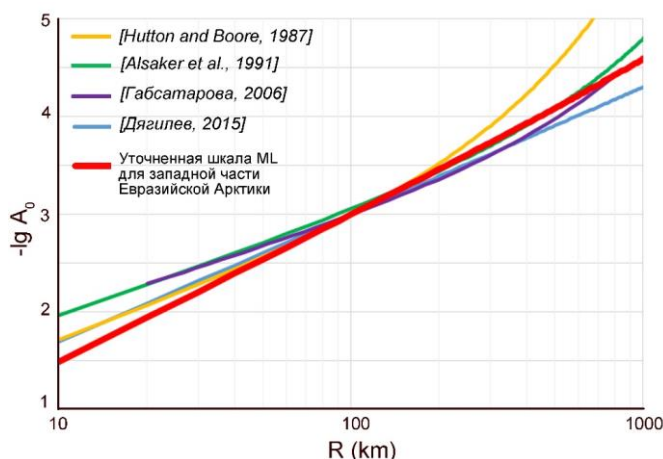



Рис. 27 – Сравнение шкал M_L для разных регионов мира

Локальная магнитуда M_L рассчитывается для станций, расположенных на расстояниях $\approx 2 - 17$ градусов, при наличии АЧХ приборов в виде нулей-поллюсов, на горизонтальных каналах, при симуляции Wood-Anderson, в максимуме амплитуды S-волны.

Порядок процедуры для станций Архангельской сети следующий:

- сделать активными только горизонтальные каналы одной станции, остальные окна – деактивизировать;
- «отзуммировать» интервал записи максимальной амплитуды S волны на записи;
- произвести симуляцию прибора Вуда-Андерсона – через управляющую кнопку-стрелку  «Линейный фильтр» → «Симуляция Wood-Anderson» (рис. 28);

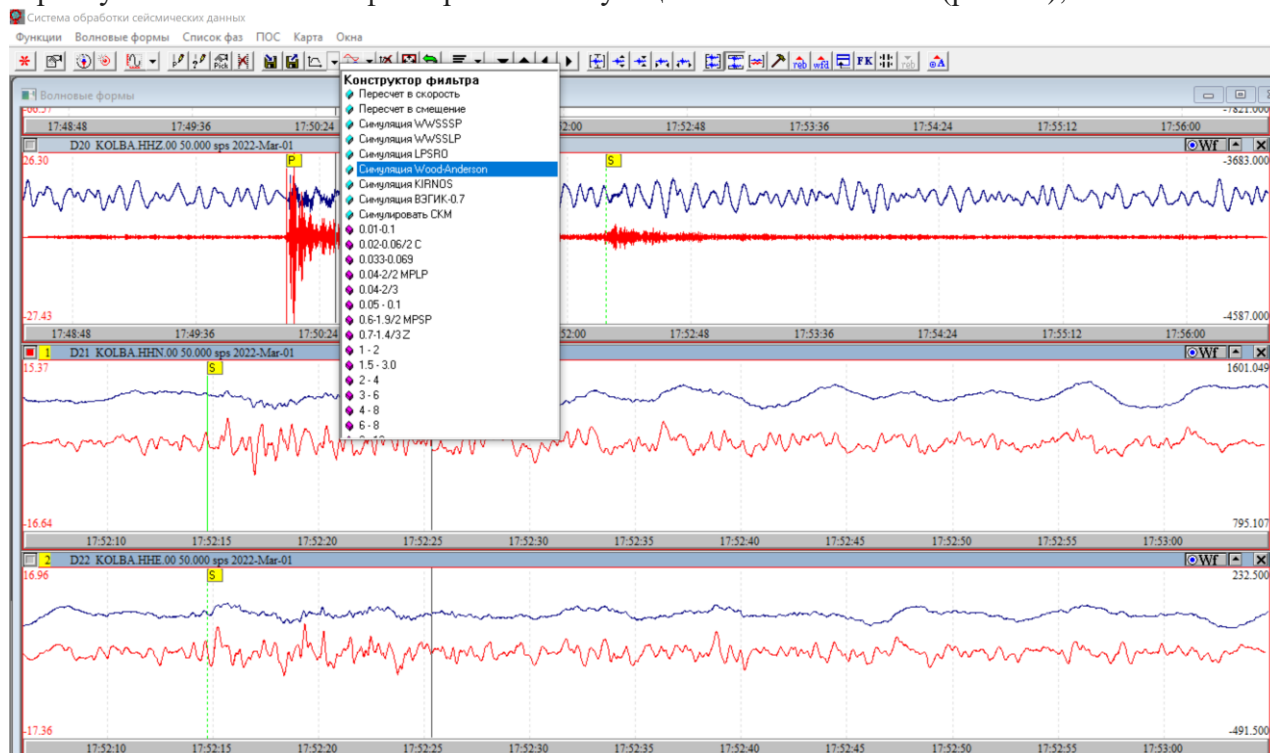



Рис. 28 – Выбор фильтра «Симуляция Wood-Anderson» для горизонтальных каналов

- на N канале выделить интервальными отметками интервал максимальной амплитуды волны S длиной несколько периодов;
- нажать кнопку  «Расчет периода и амплитуды» на верхней панели инструментов, откроется диалоговое окно «Результат расчета периода и амплитуды», одновременно на записи волновых форм перерисуются интервальные отметки (Рис. 29) – они теперь показывают интервал, автоматически выбранный программой для проведения замеров в максимальной фазе;
- запомнить значение амплитуды на N канале, нажать «Отмена», произвести замеры на E канале, запомнить значение максимальной амплитуды на E канале;
- расчет магнитуды ML следует производить на том канале, где амплитуда максимальна. В случае, если на обоих каналах амплитуда одинакова, то производить определение магнитуды можно на любом из каналов. В рассматриваемом примере сделаем это на E канале;
- указать (выбрать из списка) в поле «Ассоциировать с фазой» название фазы S , к которой будет приписаны динамические замеры. В полях эпицентрального расстояния и предполагаемой глубины очага уже автоматически будут проставлены расстояние до эпицентра и глубина;
- нажать кнопку « ML », появится форма «Магнитуда ML » с рассчитанным значением локальной магнитуды, нажать кнопку «ОК», при этом в диалоговом окне «Результат расчета периода и амплитуды» в соответствующем поле появится рассчитанное значение магнитуды ML ;

– нажать кнопку «ОК» в диалоговом окне «Результат расчета периода и амплитуды», в результате в окне «СПИСОК ФАЗ» в соответствующую строку дописываются значения амплитуды, периода и магнитуды ML .

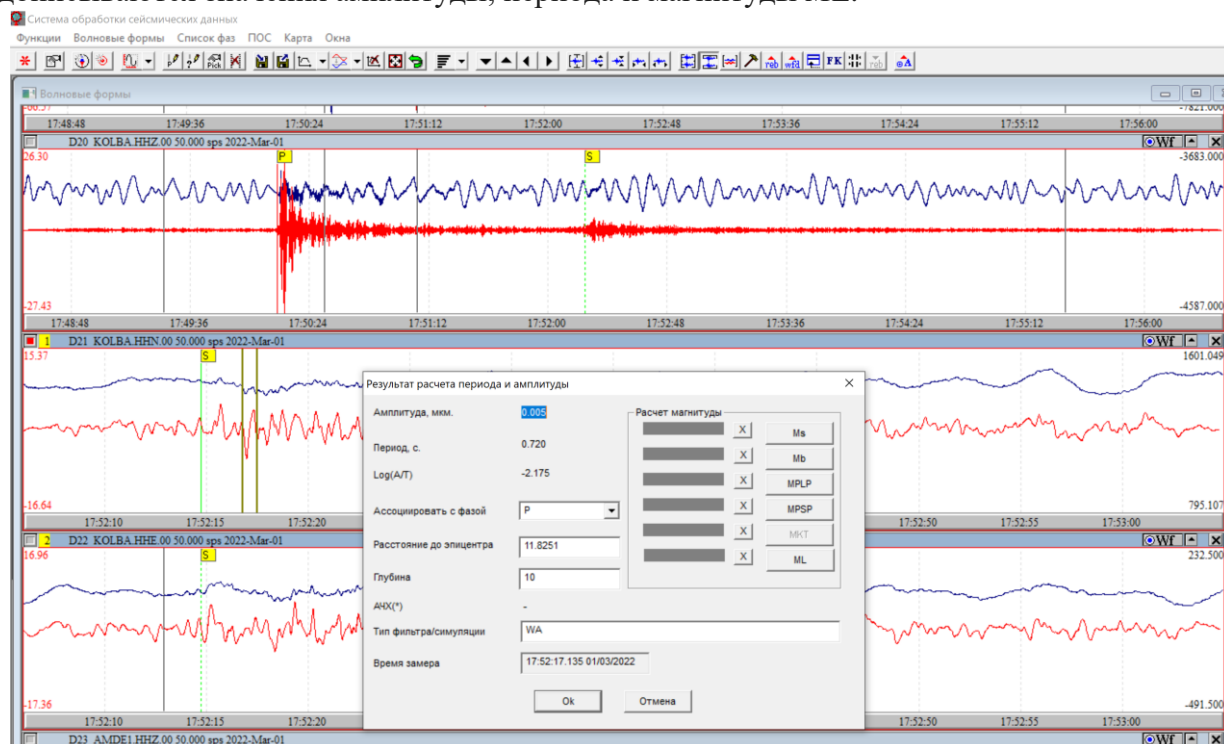


Рис. 29 – Диалоговое окно «Расчет периода и амплитуды» и отображение интервала с максимальной амплитудой S волны на N канале

Важно! Магнитуда ML , рассчитанная по разным станциям не должна отличаться более, чем на 0.5. Если значение ML по одной из станций сильно отличается, то имеет смысл повторить процедуру выбора интервала в S волне, возможно, значение ML при этом изменится.

Магнитуда $MPSP$ рассчитывается по P волне для станций, расположенных на расстояниях от 20 до 100 градусов:


– нажать правую клавишу «мыши» в окне «ВОЛНОВЫЕ ФОРМЫ», выбрать в контекстном меню опцию «Деактивизировать все окна»;

– сделать активным окно с вертикальной компонентой только той станции, которая удалена от эпицентра на расстояние 20 градусов и более. В рассматриваемом примере - это станция LSH;

– «отзуммировать» интервал записи максимальной амплитуды P-волны на записи;

– произвести фильтрацию записей фильтром 0.6 – 1.9 Гц второго порядка;

– выделить 25-секундный интервал после первого вступления;

– нажать кнопку  «Расчет периода и амплитуды» на верхней панели инструментов. Откроется диалоговое окно «Результат расчета периода и амплитуды», где в поле «Ассоциировать с фазой» указано название первой фазы (как правило, это P-волна), к которой будет приписано значение магнитуды $MPSP$. Одновременно на записи волновых форм перерисуются интервальные отметки – они теперь показывают интервал, автоматически выбранный программой для проведения замеров в максимальной фазе (Рис. 30).

– нажать кнопку «MPSP», при этом откроется форма «Магнитуда $MPSP$ » с рассчитанным значением магнитуды $MPSP$.

– нажать кнопку «ОК» в форме «Магнитуда $MPSP$ », при этом в диалоговом окне «Результат расчета периода и амплитуды» в соответствующем поле появится рассчитанное значение магнитуды $MPSP$, а в окне «СПИСОК ФАЗ» появится рассчитанное значение $MPSP$.

Переписать значения *ML* и *MPSP* в распечатанный бюллетень (Рис. 31).

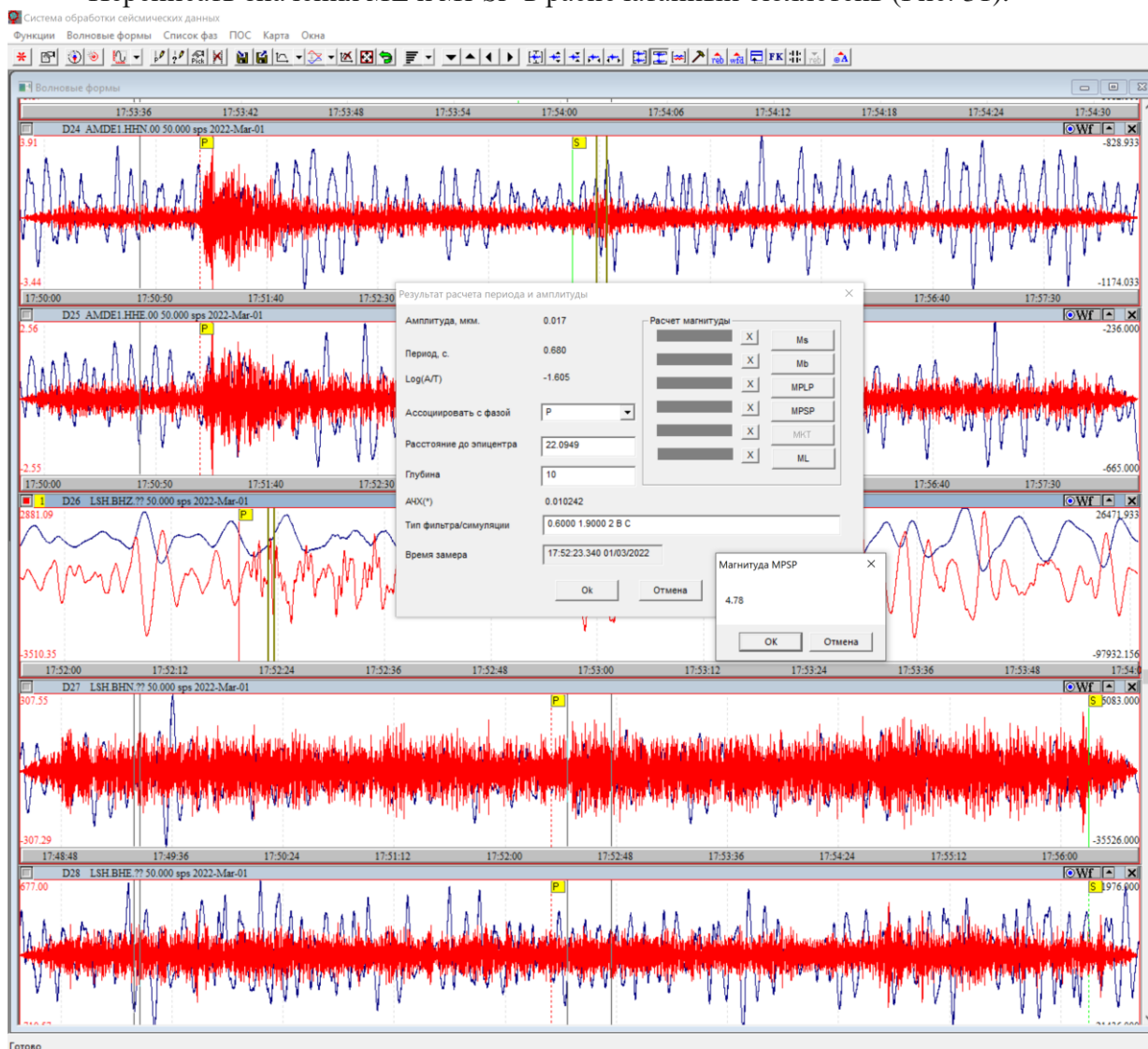



Рис. 30 - Расчет магнитуды *MPSP*

Сохранение результатов обработки в Базу Данных WSG

– нажать кнопку  «Сохранить список фаз в БД» на верхней панели инструментов, в открывшемся диалоговом окне «Выберите индекс» выбрать строку с созданным в начале обработки комментарием (см. Рис. 20), нажать кнопку «ОК», в результате список фаз будет сохранен в Базу Данных WSG.

Переходим к обработке следующего землетрясения.

Обработка землетрясения в программе WSG по записям менее трех станций

Если при визуализации записей нескольких станций обработчик понимает, что даже при использовании разных фильтров он видит землетрясение только на одной или двух станциях, то алгоритм обработки упрощается и является следующим:

- качественный анализ сейсмограммы;
- определение моментов вступлений сейсмических волн на одной или двух станциях;
- определение знаков и четкости вступлений сейсмических волн;
- определение эпицентрального расстояния и времени в очаге на одной или двух станциях;

- измерение амплитуд и периодов сейсмических волн, вычисление магнитуды;

- сохранение результатов обработки в Базу Данных WSG.

Если землетрясение записано только одной или двумя станциями, то координаты эпицентра в программе WSG не определяются. Дальнейшая обработка землетрясения возможна в программе EL.

1d. march 2022

No.	ID event	Date	Station code	Arrival time	Kind of event	Type of event	Other Catalogs	Comment				
1	1005813	01.03.2022	KOLBA	P: 09:42:31	Event	Regional	not					
				S: 09:43:24								
2	1006271	01.03.2022	AMDE1	P: 17:34:10	Event	Local	not					
				S: 17:34:44								
3	1005814	01.03.2022	SVZ	P: 17:48:51	Earthquake	Regional	Orfeus					
				S: 17:49:56								
			OMEGA	P: 17:48:59	17:47:24	85.17	85.35	17:47:24	NORTH			
				S: 17:50:10						90.84	89.58	10 km
				T: 17:53:41								
			ZFI2	P: 17:48:59	ML=3.0	MPSP=4.3						
				S: 17:50:10								
			KOLBA	P: 17:50:13								
				S: 17:52:13								
			AMDE1	P: 17:51:11								
				S: 17:54:01								
			LSH	P: 17:52:19								
S: 17:56:32												
4	1006135	01.03.2022	ZFI2	P: 19:11:06	Earthquake	Local	not					
				S: 19:11:27								
5	1006136	01.03.2022	OMEGA	P: 20:51:40	Earthquake	Regional	not					
				S: 20:52:48								
			ZFI2	P: 20:51:40								
				S: 20:52:48								
6	1005815	02.03.2022	KOLBA	P: 11:45:04	Earthquake	Local	not					
				S: 11:45:13								
7	1005817	02.03.2022	SVZ	P: 20:13:02	Earthquake	Regional	not					
				S: 20:14:28								
			KOLBA	P: 20:13:56								

Рис. 31 – Бюллетень с результатами обработки регионального землетрясения 01.03.2022 17:47:24 North of Severnaya Zemlya (GAKKEL RIDGE)

1.3 Формирование бюллетеней и каталогов из базы данных WSG

В базе данных WSG содержится информация о всех обработанных событиях. Эти данные для решения различных задач можно выгрузить в виде бюллетеней и каталогов. Каталоги содержат параметры гипоцентра, магнитуду, количество используемых станций, район. Бюллетени дополнительно к этому содержат еще времена вступления фаз по каждой станции и расстояния до эпицентра.

Для формирования бюллетеней и каталогов используется программа Getquakes, разработанная Алексеем Даниловым (<https://github.com/a7exd/getquakes>). Она позволяет делать выборки по времени, по станциям, по величине магнитуды, и сохраняет данные в виде бюллетеней *.txt, каталогов *.xlsx, бюллетеней для программы NAS *.bltn, каталогов для построения карт эпицентров в программе ArcGis.

1.4 Мировые сейсмологические Центры, базы данных и сейсмические каталоги

В данном разделе приводятся ссылки на основные мировые каталоги, которые могут понадобиться при обработке региональных землетрясений.

Название сейсмологического центра (каталога)	Ссылка
International Seismological Centre	http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/
IRIS	http://ds.iris.edu/ieb/index.html?format=text&nodata=404&starttime=1970-01-01&endtime=2025-01-01&minmag=0&maxmag=10&mindepth=0&maxdepth=900&orderby=time-desc&src=usgs&limit=1000&maxlat=84.10&minlat=60.34&maxlon=145.61&minlon=-31.14&zm=4&mt=ter
NORSAR seismic bulletins	https://www.norsar.no/seismic-bulletins/
ORFEUS	https://orfeus-eu.org/webdc3/
University of Helsinki Institute of Seismology	https://www.seismo.helsinki.fi/bulletin/list/norbull2022.html
USGS	https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/
Онлайн бюллетень региональной сейсмической активности КоФ ФИЦ ЕГС РАН	http://www.krsc.ru/?q=ru/onlinebulletin
Последние землетрясения по данным Службы Срочных Донесений	http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd_news.htm
Региональный каталог сейсмических событий Западного Урала	http://pts.mi-perm.ru/mlp/?page_id=727&php=tcat
Сейсмологические каталоги и бюллетень ФИЦ ЕГС РАН	http://www.ceme.gsras.ru/new/catalog/

§2. Порядок вычисления параметров гипоцентров в программе NAS

2.1 Алгоритм локации сейсмических событий и оценка доверительных областей

В программе NAS (New Association System) [Asming, Prokudina, 2016, Fedorov et al., 2019], разработанной сотрудником Кольского филиала ФИЦ ЕГС РАН к.ф.-м.н. В.Э. Асмингом, в усовершенствованном виде реализован методом Generalized

beamforming [Ringdal, Kväerna, 1989]. В программе NAS задается исходная точка пространства-времени – приблизительная 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 (в практике используется радиус 250 км) вокруг исходной точки. В этом круге ищется более точная локация. Круг покрывается перекрывающимися кругами меньших радиусов, формирующими сетку (Рис. 32). 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 .

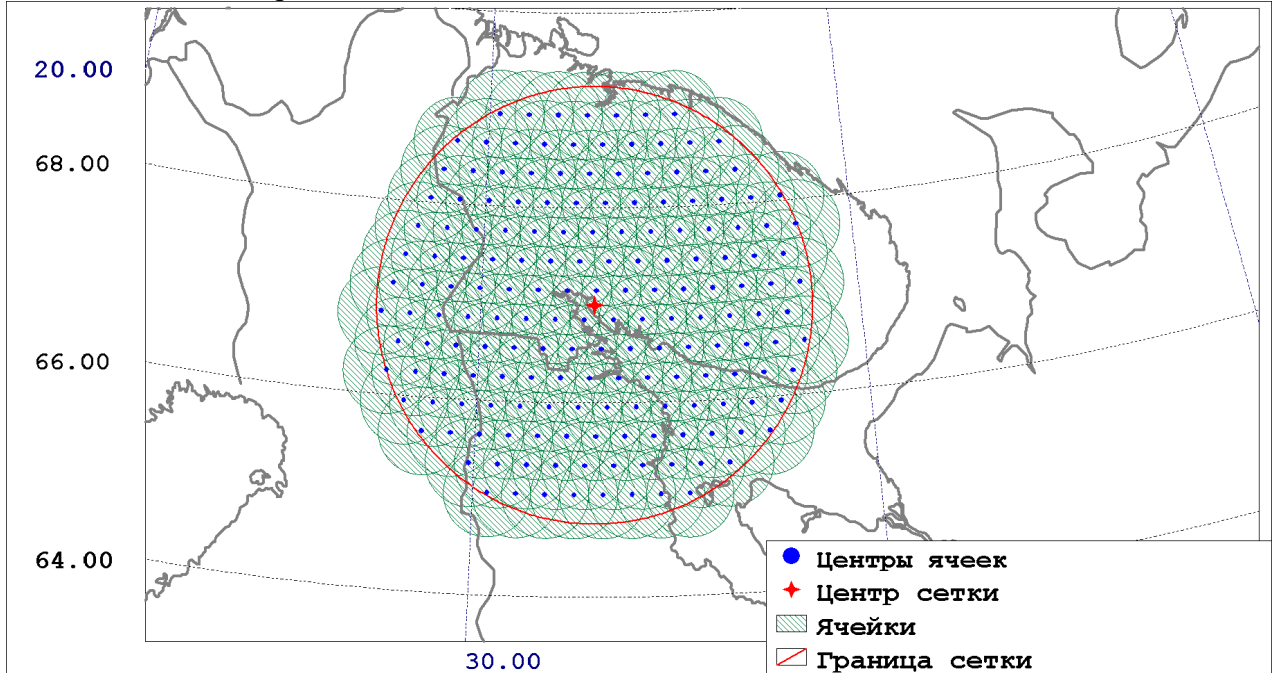


Рис. 32 – Типичный вид сетки первого уровня при локации события. Звездочка, центр сетки, соответствует предварительной локации события (исходной точке)

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, Kväerna, 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:

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

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:

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

А ее стандартное отклонение:

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

Для локации события данная функция минимизируется по всем трем переменным:

$$\sigma_{\min} = \min_{(\phi, \lambda, h)} \sigma(\phi, \lambda, h), (\phi_{\text{event}}, \lambda_{\text{event}}, h_{\text{event}}) = \text{Arg min}_{(\phi, \lambda, h)} \sigma(\phi, \lambda, h)$$

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 века и 0.3 с для современных землетрясений) для разных типов волн.

2.2 Порядок вычисления параметров гипоцентров в программе NAS

Подготовка исходных данных

Сформировать бюллетень по определенному формату для программы NAS из базы данных программы WSG можно в приложении Getquakes (<https://github.com/a7exd/getquakes>), разработанном Алексеем Даниловым, либо вручную при анализе разных источников. Расширение файла-бюллетеня – «*.bltn».

Форма бюллетеня следующая: в первой строке указываются предварительные координаты сейсмического события, дата и время в очаге. В последующих строчках указывается код станции, фаза волны, дата и время вступления. В бюллетене может быть указано одно или несколько сейсмических событий. Пример формата бюллетеня тестового сейсмического события для программы NAS показан на рисунке 33.

```

Fi=82.09 LD=38.09 T0=2018 09 29 08 18 48.000
ZFI2 P=2018 09 29 08 19 17.023
ZFI2 S=2018 09 29 08 19 40.751
OMEGA P=2018 09 29 08 19 17.080
OMEGA S=2018 09 29 08 19 40.863
KBS P=2018 09 29 08 20 06.602
KBS S=2018 09 29 08 21 03.764
SPA0 P=2018 09 29 08 20 07.953
SPA0 S=2018 09 29 08 21 06.147
HOPEN P=2018 09 29 08 20 18.970
HOPEN S=2018 09 29 08 21 25.650

```

Рис. 33 – Пример формата бюллетеня для программы NAS

В конфигурационном файле программы `nas.ini`, который находится в корневом каталоге программы, необходимо указать название используемого годографа:

- «`aka135-90.ini`» – глобальный годограф `ak135` [Kennett et al., 1995; Kennett, 2005];
- «`iaspei91`» – глобальный годограф `iasp91` [Kennett, Engdahl, 1991];
- «`BARENTS90.ini`» – региональный годограф BARENTS [Kremenetskaya et al., 2001], дополненный моделью `iasp91`;
- «`barak135-90.ini`» – региональный годограф BARENTS, дополненный моделью `ak135`;
- «`noes_aka135.ini`» – региональный годограф NOES [Морозов, Ваганова, 2017], дополненный моделью `ak135`;
- «`noes_hybrid.ini`» – региональный годограф NOES_hybrid;
- «`norp_IASPEI`» – региональный годограф NORP [Морозов, Ваганова, 2011], дополненный моделью `iasp91`;
- «`region_Arctic.ini`» – комбинированная скоростная модель для западной части Евразийской Арктики.

Для расчётов параметров тестового события (Рис. 33), которое произошло на севере шельфа Баренцева моря, укажем годограф NOES (Рис. 34).

```

nas.ini - Блокнот
Файл Правка Формат Вид Справка

{
  contur=(file='spits.iso' color=(0 255 0))
  contur=(file='ural.iso' color=(0 255 0))
  contur=(file='platform.iso' color=(0 255 0))
  contur=(file='ocean.iso' color=(0 255 0))
  contur=(file='bigbase.iso' color=(0 255 0))
  contur=(file='khimod.iso' color=(0 0 255)) }
)

TravelTimeModel='noes_aka135.INI'

{ Дальше - параметры для уточнения локации по временам приходов
(методом спуска) - возможные сценарии локации }

scenario=(
  name='samnod'
  remark='Тройной поиск ромашкой без глубин'

  PathSearch=(
    model=full
    Step=3
    Angle=30
  )

  PathSearch=(
    model=full
    Step=1
  )
)

```

Рис. 34 – Фрагмент конфигурационного файла `nas.ini`. Красной линией выделено название используемого годографа

Расчёт параметров гипоцентров

После запуска программы NAS необходимо открыть вкладку «Опции» и загрузить второй конфигурационный файл «runtime.ini» (для расчета параметров эпицентров при фиксированной глубине очага) или «runtime_depth.ini» (для расчета параметров гипоцентров). Для расчета параметров тестового события выберем файл «runtime.ini».

Далее необходимо открыть вкладку «Бюллетени» и нажав кнопку «Загрузить .BLTN» загрузить файл-бюллетень тестового события (Рис. 35). Если в бюллетене встречаются коды сейсмических станций, не указанные в конфигурационном файле nas.ini, то в поле «Неизвестные файлы» появятся коды таких станций. В этом случае необходимо закрыть программу и внести неизвестные станции в конфигурационный файл nas.ini.

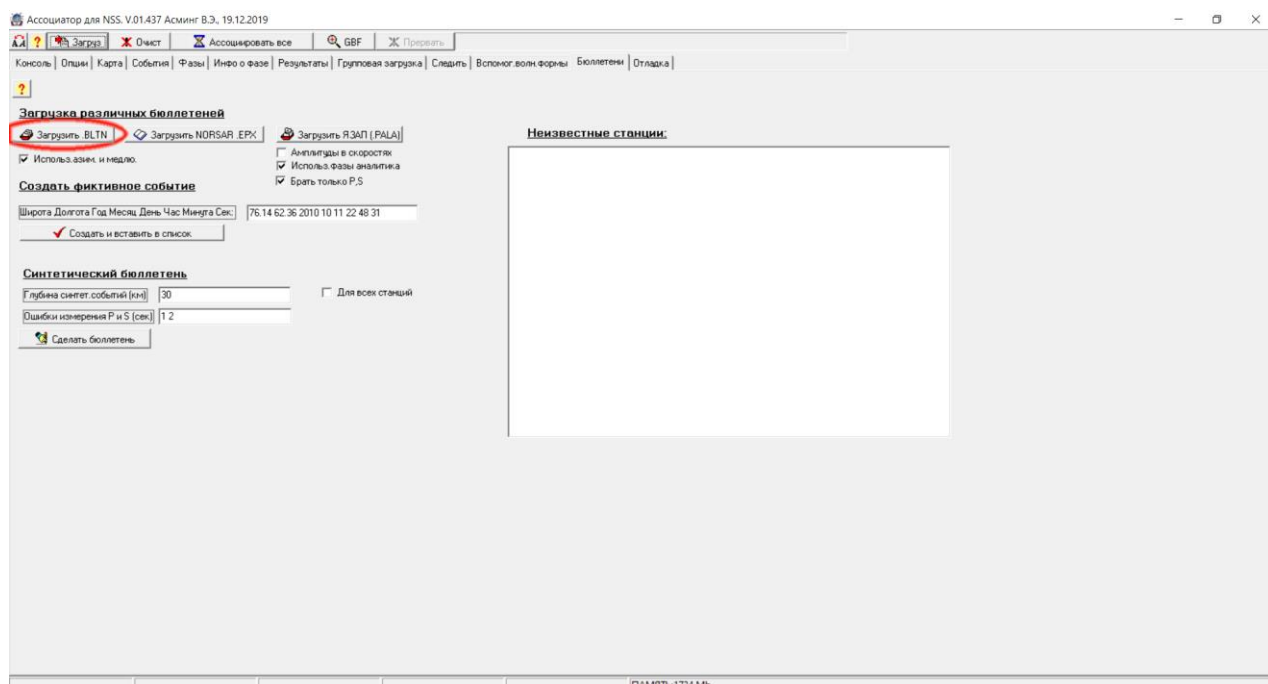


Рис. 35 – Страница вкладки «Бюллетени» программы NAS

Затем необходимо открыть вкладку «Карта» и, в случае если используется конфигурационный файл «runtime.ini», необходимо в поле «Глуб.тек.ассоц.» указать фиксированную глубину, при которой будет производится расчёт параметров эпицентра. Для тестового события укажем глубину 5 км (Рис. 36). Кнопками-стрелками находим на карте красный кружок с эпицентром тестового события и нажимаем один раз левой кнопкой мыши, пока кружок не станет черным. Далее нажимаем кнопку «Ассоциировать» для начала расчёта.

Важно! Если в бюллетене указано более одного события, то нажимать на кружки-эпицентры событий левой кнопкой мыши не требуется. В этом случае для начала расчёта необходимо нажать кнопку «Ассоциировать все».

После окончания расчёта автоматически откроется вкладка «Результаты» с отображением результатов расчёта программы. В результатах расчёта указываются следующие параметры: координаты эпицентра, время в очаге, количество станций и сейсмических фаз, эллипс ошибок (азимут, большая и малая полуоси в км), глубина и диапазон возможных глубин, зона тени. Ниже следует таблица, в которой указаны коды станций, обратный азимут, дата и время вступления сейсмических фаз, значение рейтинговой функции и расстояние от станции до эпицентра. Результаты можно сохранить в текстовом файле, нажав соответствующую кнопку «Сохран». Для тестового события результаты расчёта показаны на рисунке 37.

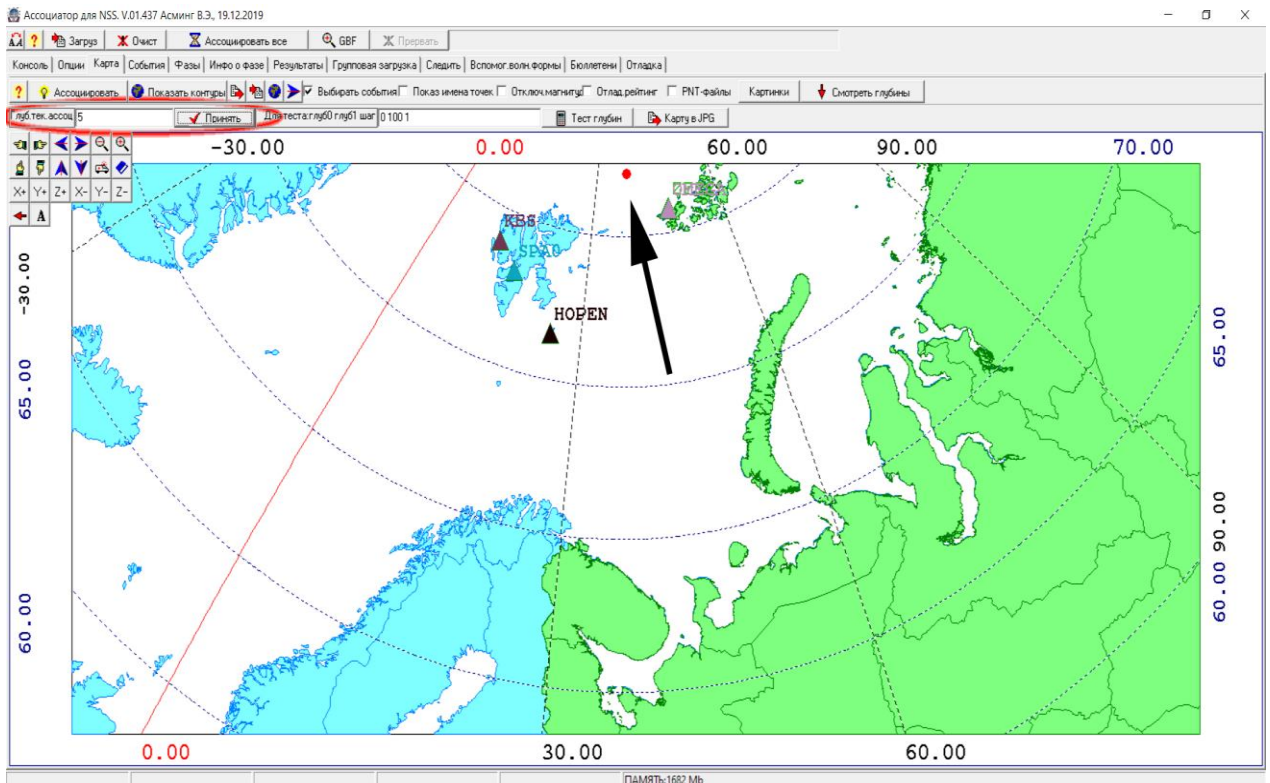


Рис. 36 – Страница вкладки «Бюллетени» программы NAS

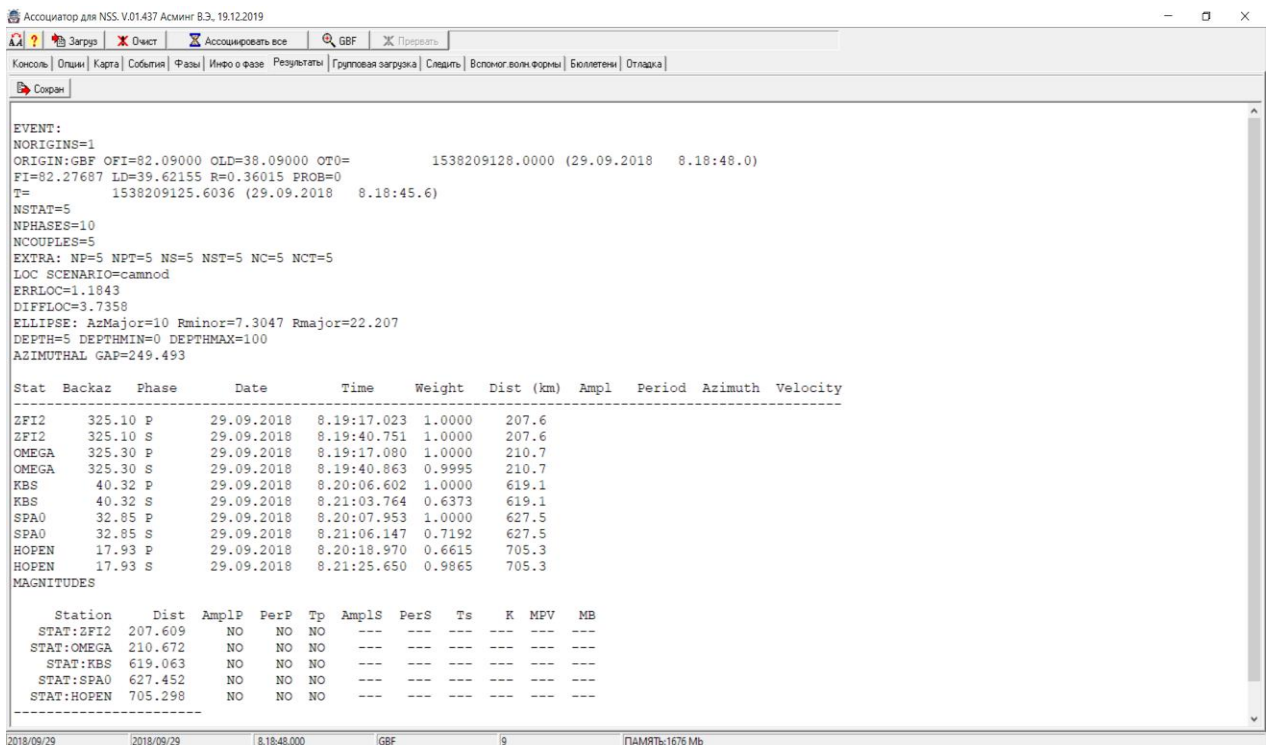


Рис. 37 – Результаты расчёта для тестового сейсмического события

Выполните контрольные упражнения (см. раздел III)

III. Контрольные вопросы и упражнения

Контрольные вопросы

1. Что такое землетрясение, очаг, эпицентр и гипоцентральное и эпицентральное расстояния?
2. Какие события являются локальными, а какие региональными?
3. Что называют сейсмическими волнами и какие типы волн выделяют?
4. Что такое годограф? Какие годографы вы знаете?
5. Для чего необходима магнитуда и какие типы магнитуд используются в сейсмологической практике?
6. Назовите сейсмические станции, входящие в состав Архангельской сейсмической сети.
7. Какие еще сети, осуществляющие сейсмический мониторинг Арктики, вы знаете?
8. В чем принципиальное отличие программ обработки WSG, NAS, EL?
9. Что такое сейсмический бюллетень и сейсмический каталог?
10. Какие мировые сейсмологические Центры и каталоги вы знаете?

Контрольные упражнения

1. Проведите полную обработку регионального землетрясения 21.05.2022 $t_0=07:01:25$ в программе WSG.
2. Проведите полную обработку локального землетрясения 24.05.2022 $t_0=12:18:54$ в программе WSG.
3. Сформируйте бюллетени для этих землетрясений, выгрузив данные из базы данных WSG.
 4. На основе сформированных бюллетеней уточните параметры гипоцентра землетрясений 21.05.2022 $t_0=07:01:25$ и 24.05.2022 $t_0=12:18:54$ в программе NAS

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб: ВНИИОкеангеология. – 1996. – 186 с.
2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. Т. 1. М.: Мир, 1983. – 520 с.
3. 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.
4. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. – М: РАН,1994. – 128 с.
5. 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.
6. 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.
7. Гайсслер В.Х., Баранов Б.В., Шибаев 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.
8. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение / пер. с англ. – М.: Издательство иностранной литературы, 1960. – 486 с.
9. 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. – (в печати).
10. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР. – М.: Наука, 1981. – 272 с.
11. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. – 176 с.
12. 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.
13. Лазарева А.П. Мишарина Л.А. О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса // Физика Земли. – 1965. – №.2. – С. 5-10.
14. Лазарева А.П. О глубинах арктических землетрясений // Сейсмологические исследования. – М.: АН СССР, 1963. – №5. – С. 27-30.
15. Линден Н.А. Изучение сейсмичности Арктики // Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ. М.: АН СССР – 1963 – №5. – С. 7-26.
16. Линден Н.А. О карте сейсмичности Арктики // Сейсмические и гляциологические исследования в период МГГ. М.: АН СССР – 1959 – №2. – С. 7-17.
17. Морозов А.Н., Ваганова Н.В. Годографы региональных волн Р и S для районов срединговых хребтов Евро-Арктического региона // Вулканология и сейсмология. – 2017. – №. 2. – С. 59-67.
18. 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.

19. Морозов А.Н., Ваганова Н.В., Асминг В.Э., Евтюгина З.А. Шкала M_L для западной части Евразийской Арктики // Российский сейсмологический журнал. – 2020. – Т. 2. – № 4. – С. 63-68.
20. 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.
21. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975г. / Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. (ред.). – М.: Наука, 1977. – 536 с.
22. Панасенко Г.Д. Проблемы сейсмического районирования Западного сектора советской Арктики // Природа и хозяйство Севера. – 1986. – №. 14. – С. 4-6.
23. Райко Н.В., Линден Н.А. О землетрясении 20-ХІ 1933 г. в Баффиновом заливе и распределении сейсмических очагов в Арктике // Труды Сейсм. ин-та СССР. – 1935. – №61. – С.1-8.
24. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Труды ИФЗ АН СССР. – 1969. – № 32(199). – С. 88-93.
25. Рогожин Е.А., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К., Федоренко И.В. Об особенностях сейсмичности Евро-Арктического региона // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 467. – №. 5. – С. 585-585.
26. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: ИТЛ, 1955. – 543 с.
27. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. – 313 с.
28. Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмические наблюдения в России // Вестник Владикавказского НЦ РАН. – 2005. – Т. 5. – № 1. – С. 8-12.
29. Технический регламент о безопасности зданий и сооружений // Федеральный закон от 30 декабря 2009 г. № 384-ФЗ.
30. 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.
31. 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.
32. 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.
33. 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.
34. 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.
35. Bondaâr 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. – V. 1999 – V. 113 – P. 11-24.
36. Bormann P., Saul J. The new IASPEI standard broadband magnitude m_B // Seismological Research Letters. – 2008. – Т. 79. – №. 5. – С. 698-705.
37. 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 M_S and m_b , proxy M_W , final magnitude composition and completeness assessment // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2015. – V. 239. – P. 33-47.
38. Dziewonski A. M., Anderson D. L. Preliminary reference Earth model // Physics of the earth and planetary interiors. – 1981. – V. 25. – №. 4. – P. 297-356.

39. 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.
40. 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.
41. GEOFON. [сайт]. – URL: <https://geofon.gfz-potsdam.de/> (дата обращения 12.05.2020 г.)
42. Gutenberg B. Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1945. – V. 35. – №. 1. – P. 3-12.
43. Gutenberg B., Richter C. *Seismicity of the Earth*. – Geological Society of America, 1941. – V. 34.
44. Havskov J., Ottemöller L. *Location // Routine data processing in earthquake seismology*. – Springer, Dordrecht, 2010. – P. 101-149.
45. 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.
46. Heezen B. C., Ewing M. *The mid-oceanic ridge and its extension through the Arctic Basin*. – University of Toronto Press, 1961. – P. 622-642.
47. 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.
48. Hope G. *Exploring the microseismicity of the Gakkel Ridge from Arctic sea ice*. // Диссертация. – The University of Bergen, 2013. – 136 p.
49. 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.*
50. IRIS. Incorporated Research Institutions for Seismology. [сайт]. – URL: <https://www.iris.edu/hq/> (дата обращения 12.05.2021 г.)
51. Jeffreys H., Bullen K.E. *Seismological Tables*. London: British Association for the Advancement of Science, 1940. – 50 p.
52. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *Journal of geophysical research*. – 1977. – V. 82. – №. 20. – P. 2981-2987.
53. Karasözen E., Karasözen B. Earthquake location methods // *GEM-International Journal on Geomathematics*. – 2020. – V. 11. – №. 1. – P. 1-28.
54. Kennett B. L. N. *Seismological tables: ak135 // Research School of Earth Sciences, Australian National University Canberra, Australia*. – 2005. – C. 1-289.
55. 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.
56. 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.
57. Kremenetskaya E., Asming V., Ringdal F. Seismic location calibration of the European Arctic // *Pure Appl. Geophys.* – 2001. – V. 158(1). – P. 117–128.
58. 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.
59. Kulháněk O. The status, importance, and use of historical seismograms in Sweden // *Symposium on historical seismograms and earthquakes*. – 1988. – P. 64-69.
60. Lee W.H.K., Meyers H., Shimazaki K. (Eds). *Historical seismograms and earthquakes of the World*. Academic Press – 1988 – 513 pp.

61. Michellini 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.
62. 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
63. 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
64. 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
65. 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
66. Odishaw H. International geophysical year // *Science*. – 1959. – V. 129. – №. 3340. – P. 14-25.
67. 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.
68. ORFEUS. [сайт]. – URL: <https://orfeus-eu.org/> (дата обращения 12.05.2020 г.)
69. 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.
70. Petrova 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. – T. 24. – №. 1. – С. 203-219.
71. Richter C.F. An instrumental earthquake scale // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1935. – V. 25. – P. 1-32.
72. Richter C.F. An instrumental earthquake scale // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1935. – V. 25. – P. 1-32.
73. Richter C.F. *Elementary Seismology*. San Francisco: WH Freeman and Company, 1958. – P. 136–139.
74. 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.
75. 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.
76. 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.
77. 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.
78. 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.
79. Stoneley R. The international geophysical year // *Nature*. – 1960. – V. 188. – №. 4750. – P. 529-532.

80. 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. – T. 84. – №. 5. – C. 810-815.
81. Sykes L.R. The seismicity of the Arctic // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1965. – V. 55. – №. 2. – P. 501-518.
82. Tams E. Die seismischen Verhältnisse des europäischen Nordmeer, zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaentologie, Jahrg // *Number*. – 1922. – V. 13. – P. 385-397.
83. Tams E. Erdbeben im Gebiet der Nordenskiöld See // *Gerlands Beitr. Geophysik*. – 1927. – V. 17. – P. 325-330.
84. 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.
85. 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.

Приложение А

Номенклатура сейсмических волн

А. Основные символы

P – продольные волны, в основном распространяющиеся в мантии

S – поперечные волны, в основном распространяющиеся в мантии

L – длиннопериодные поверхностные волны, соответственно **LQ** – Лява и **LR** –

Релея

LRM – главный максимум волны Рэля

c – символ указывает на отражение от границы между мантией и ядром (core), когда волны падают со стороны мантии

I – символ указывает на то, что в лучевой траектории имеется звено волны P, пересекающее внутреннее ядро Земли

K – волны P во внешнем ядре (Kernel)

J – символ, указывает на то, что часть пути, проходящую на внутреннее ядро Земли, сейсмическая волна проходит как волна S

i – символ указывает на отражение от границы между внешним и внутренним ядрами (inner core)

E, Unk – символы на сейсмограмме, обозначающие моменты вступления объемных волн, четко наблюдающихся на сейсмограмме и не укладывающихся в схему принятого годографа

pP, sP, pS, sS – глубинные фазы, т.е. волны, распространяющиеся прямо вверх от гипоцентра как продольные или поперечные, которые отражаются один раз от земной поверхности и приходят на станцию как поперечные или продольные

P'≡PKP – продольные волны, прошедшие через ядро (без детальной идентификации)

P''≡PKIKP – продольные волны, прошедшие через внешнее ядро, переходную зону от внешнего к внутреннему ядру и внутреннее ядро

PKHKP – продольные волны, прошедшие через внешнее ядро и переходную зону

Pdif – дифрагированная продольная волна от поверхностного источника, касающаяся земного ядра, появляющаяся на эпицентральных расстояниях начиная примерно со 103° . Pdif приходит приблизительно на четыре минуты ранее, чем более сильная PP. В пределах диапазона расстояний $103-143^\circ$ лучи P-волн проходят земное ядро, скорость P-волн на границе мантия-ядро равна 13.7 км/с , ниже границы 8.0 км/с . Сейсмические лучи преломляются в ядро, формируя зону тени. "Тень" весьма чувствительна к короткопериодным P-волнам, в то время как длинный период P- и S – волн дифрагирован вокруг изогнутой границы ядро-мантия и может наблюдаться в случае сильных землетрясений как Pdif (Sdif) для расстояний до 150°

Sdif – поперечная дифрагированная вдоль границы мантия-ядро (касающаяся земного ядра) волна

ab – символ, указывает, что волна прошла через верхнее внешнее ядро

bc – символ, указывает, что волна прошла через нижнее внешнее ядро

ac – символ, указывает, что волна прошла через внешнее ядро

df – символ, указывает, что волна прошла через внутреннее ядро

PKPdif – фаза PKIKP, прошедшая внутреннее ядро и прибывающая на станцию первой при эпицентральных расстояниях свыше 114°

Б. Волны от удаленных землетрясений

PP, PP, SS, SSS – продольные или поперечные волны, один или два (теоретически возможно и три, четыре ...) раза отраженные от земной поверхности

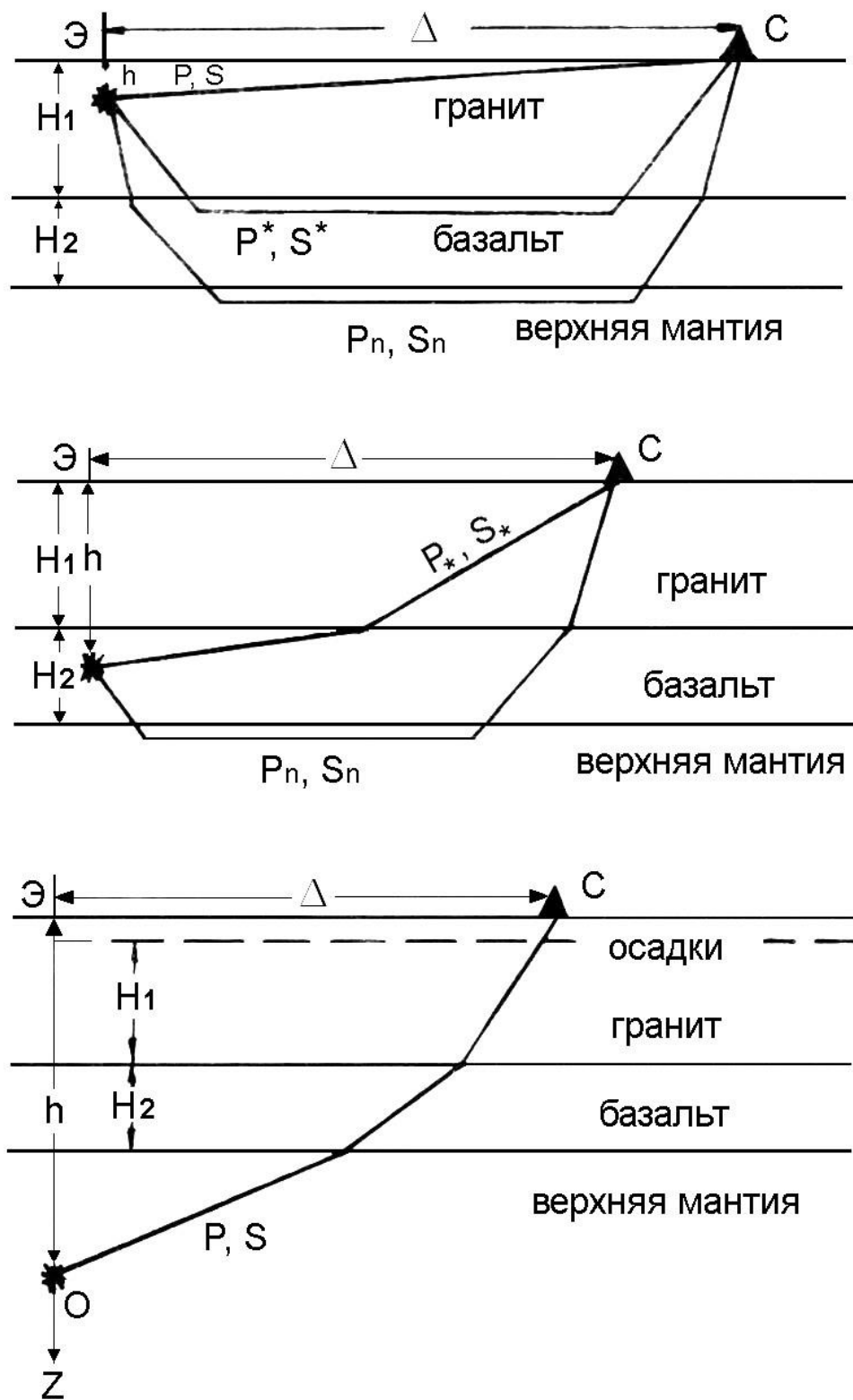


Рис. А.П – Схема строения континентальной земной коры и пути распространения продольных и поперечных сейсмических волн при различном положении очага

Приложение Б

Список рекомендуемой литературы

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. Т.1. Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. – 520 с.
2. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию. – М.: Мир, 1966. – 460 с.
3. Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли / Ред. Е.Ф. Саваренский. – М., Изд-во иностр. лит., 1948. – 180 с.
4. Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология / пер. с англ. – М.: Мир, 1964. – 481 с.
5. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение / пер. с англ. – М.: Издательство иностранной литературы, 1960. – 486 с.
6. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука. Главная редакция физико-математической литературы, 1983. – 416 с.
7. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн.1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 381 с.
8. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР. – М.: Наука, 1981. – 272 с.
9. Кириченко Ю. В., Щекина М. В. Наука о Земле: Учебное пособие для вузов. – М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2005. – 238 с.
10. Комплексные исследования по физике Земли (Институту физики Земли – 60 лет) Научное издание. – Отв. ред. акад. М. А. Садовский – М.: Наука, 1989.
11. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли / В. А. Магницкий; науч. совет Программы фундамент. исслед. Президиума РАН «Изд. тр. выдающихся ученых»; Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН. – М.: Наука, 2006. – 390 с. – (Памятники отечественной науки. XX век).
12. Мильничук В. С., Арабаджи М. С. Общая геология: Учебник для вузов. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1989. – 333 с.
13. Морозов А.Н., Федоров А.В., Ваганова Н.В., Виноградов А.Н., Асминг В.Э. Сейсмичность Беломорья // Строение и динамика Беломорья / отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022 – С. 143-164. ISBN 978-5-9274-0914-3
14. Надежка Л.И., Сафронич И.Н., Пивоваров С.П., Ефременко М.А. Сейсмические волновые процессы в нелинейной и неоднородной континентальной литосфере // Материалы семинаров научно-образовательного центра «Волновые процессы в неоднородных и нелинейных средах» / Отв. ред. А.С. Сидоркин. – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2003. – С. 275-293.
15. Науки о Земле: Современные проблемы сейсмологии: Сб. тр./Сост. А. В. Лавров. – М.: Вузовская книга, 2001. – 176 с.
16. Поленов Ю. А. Основы геологии: курс лекций / Ю. А. Поленов; Урал. гос. горный ун-т. – 3-е издание. Екатеринбург: УГГУ, 2008. – 227 с.
17. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введеие в общую сейсмологию / РАН, Сиб. Отд-ние, Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. Научный ред. д.г.-м.н. И.Р. Оболонцева. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 301 с.
18. Руководство оператора по обработке сети станций. Составитель: Пойгина С.Г. [Электронный ресурс] – Режим доступа: C:\Program Files\WSG\DOC\Обработка_сети_станций_WSG.doc
19. Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. – М.: Недра, 1972. – 296 с.

20. Сейсморазведка: Справочник геофизика. В двух книгах/ Под ред. В.П.Номоконова. Книга первая. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1990. – 336 с.
21. Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. Сб. статей/ пер. с англ. под ред. Е. Ф. Саваренского - М.: Мир, 1965. – 304 с.
22. Функциональные возможности программы WSG. Составители: Пойгина С.Г., Красилов С.А. [Электронный ресурс] – Режим доступа: *C:\Program Files\WSG\DOC\WSG_ФУНКЦИИ.doc*
23. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К. Микросейсмические наблюдения / Архангельск: ИЭПС УрО РАН, 2004. – 64 с.
24. Antonovskaya G., Morozov A., Vaganova N., Konechnaya Y. Seismic monitoring of the European Arctic and Adjoining Regions // *The Arctic. Current Issues and Challenges*. – 2020. – С. 303-368. ISBN: 978-1-53617-306-2
25. IASPEI New manual of seismological observatory practice (NMSOP), V.1 / Editor P. Bormann. GeoForschungsZentrum, Potsdam, 2002.

Приложение В

Годограф

Годографом сейсмической волны называется график зависимости времени пробега волны от источника до приемника волны (регистрирующего устройства) от эпицентрального расстояния. Может быть выражен в табличном и графическом виде. По годографам определяют скорости распространения сейсмических волн в Земле. Резкое изменение значений скоростей сейсмических волн указывает на существование границ раздела внутри Земли. Для интерпретации близких землетрясений существуют региональные годографы, учитывающие местные особенности строения района.

Пример годографа *ak135* [Kennett, Engdahl, 1991] для $h=0$ км представлен на рисунке В.1. [<http://rses.anu.edu.au/seismology/ak135/intro.html>]. По оси абсцисс отложено эпицентральное расстояние в градусах. По оси ординат – время в минутах. Вертикальная линия пересечения соответствующего эпицентрального расстояния (на рисунке – тонкая штриховая для расстояния 10°) с отметками фаз дает время пробега указанной фазы на записи, отсчитанное от времени в очаге.

Глобальная скоростная модель *ak135* имеет осредненные для всей Земли параметры среды и в верхних слоях литосферы может существенно отличаться от локальных и региональных моделей. Это влечет за собой наблюдаемые отклонения реальных времен пробега волн Р и S на региональных расстояниях от времен пробега по *ak135* (в большую или меньшую сторону), особенно на Арктических территориях, что в свою очередь, ведет к ошибкам локации событий. Поэтому разрабатываются региональные годографы Р- и S-волн, основанные на информации об особенностях строения земной коры конкретного региона. Например, для Арктики существуют региональные годографы Varents, NORP, NOES, NOES_hybrid. Для Архангельской области, Севера Восточно-Европейской платформы, Урала – годографы NORP и ЕЕР.

Скоростная модель NOES_hybrid приведена в Таблице В.1. Пример сопоставления годографов *ak135*, NOES, NOES_hybrid ($h=10$ км) приведено на рисунке В.2.

Таблица В.1. – Скоростная модель, использованная для вычисления годографа NOES_hybrid

Глубина, км	V_P , км/с	V_S , км/с
0	4.30	2.36
4	4.30	2.36
4	6.10	3.50
15	6.10	3.50
15	6.90	3.85
20	6.90	3.85
20	8.00	4.60
71.5	8.10	4.65
210	8.03	4.65
210	8.37	4.67
260	8.60	4.80
310	8.66	4.69
360	8.847	4.78

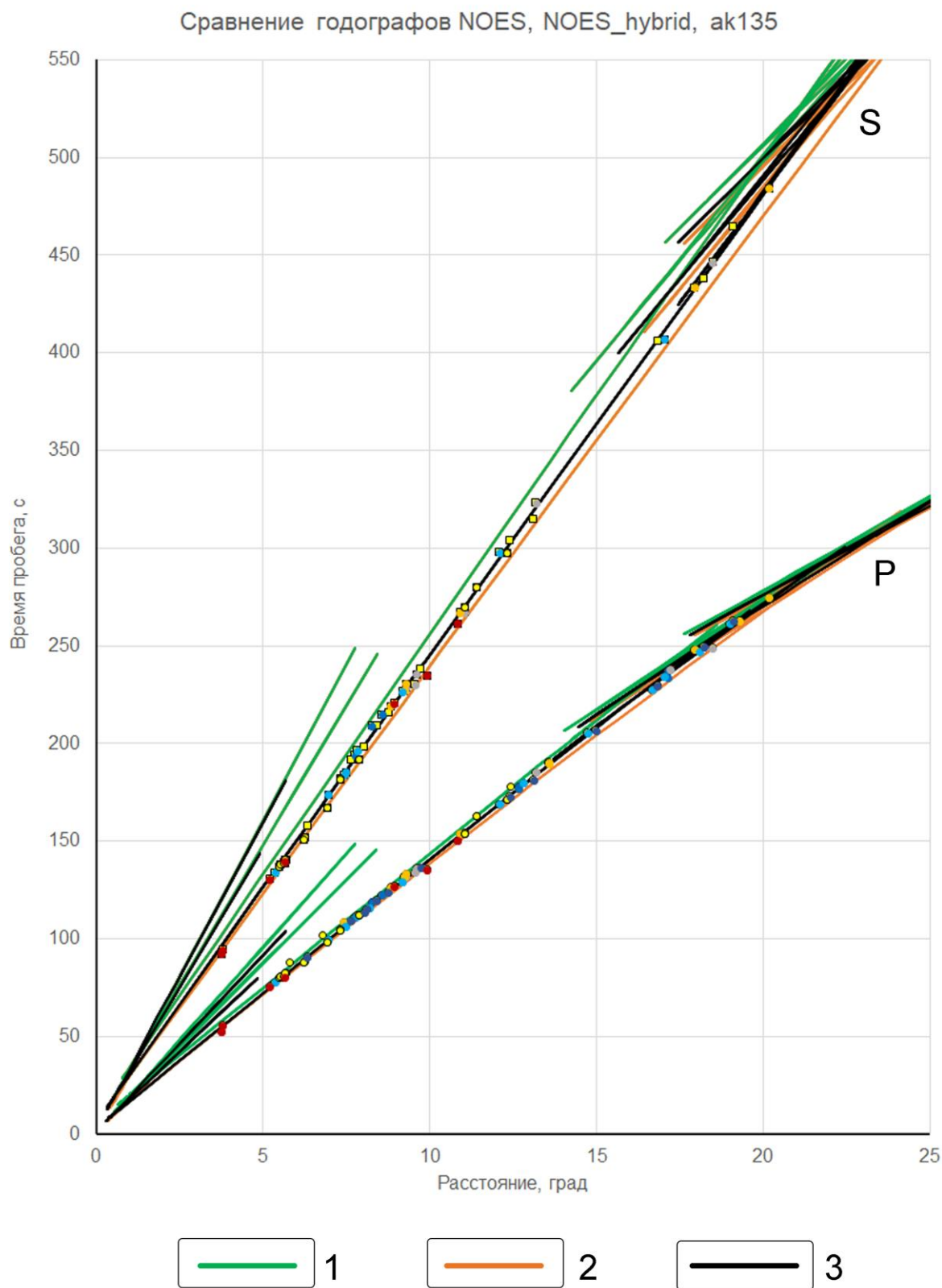


Рис. В.2 – Сравнение годографов *ak135* (1), NOES (2), NOES_hybrid (3). Цветными кружками показаны экспериментальные времена пробега *P*- и *S*-волн тестовых землетрясений с хребта Гаккеля

Содержание

Введение.....	3
I. Теоретические основы обработки сейсмических записей.....	5
§1. Введение в сейсмологию.....	5
1.1 Основные определения.....	5
1.2 Сейсмические волны.....	6
1.3 Волновая картина при землетрясениях.....	9
1.4 Понятие о микросейсмах.....	12
§2. Развития инструментальных наблюдений и история изучения сейсмичности Арктики.....	14
§3. Анализ сейсмологической информации в Евразийской Арктике.....	18
§4. Архангельская сейсмическая сеть.....	22
II. Практические основы обработки сейсмических записей.....	25
§1. Порядок обработки локальных и региональных землетрясений на записях станций Архангельской сети.....	25
1.1 Подготовка исходных данных.....	25
1.2 Совокупная обработка землетрясения в программе WSG по записям нескольких (более трех) станций.....	29
1.3 Формирование бюллетеней и каталогов из базы данных WSG...	44
1.4 Мировые сейсмологические Центры, базы данных и сейсмические каталоги.....	44
§2. Программа NAS (New Association System).....	44
2.1 Алгоритм локации сейсмических событий и оценка доверительных областей.....	44
2.2 Порядок вычисления параметров гипоцентров.....	47
III. Контрольные вопросы и упражнения.....	51
Контрольные вопросы (к разделу I).....	51
Контрольные упражнения (к разделу II).....	51
Список использованных источников.....	52
Приложения А.....	57
Приложения Б.....	60
Приложения В.....	62