

Камчатский филиал Федерального исследовательского центра  
«Единая геофизическая служба РАН»

и

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН



На правах рукописи

СКОРКИНА Анна Александровна

**Изучение спектральных свойств камчатских землетрясений  
магнитудного диапазона 3–6**

Специальность 25.00.10 – Геофизика,  
геофизические методы поисков полезных ископаемых

диссертация на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:  
доктор физ.-мат. наук  
ГУСЕВ Александр Александрович

Петропавловск-Камчатский – 2017

## Оглавление

Введение.....	4
<b>Глава 1. Современные представления о спектрах землетрясений (обзор).....</b>	<b>10</b>
1.1. Параметризация очага землетрясения и очагового спектра.....	10
1.1.1. Обзор очаговых моделей и их спектров.....	10
1.1.2. Сейсмический момент. ....	18
1.1.3. Понятие «корнер-частота» .....	19
1.1.4. Очаговый спектр ускорений и понятие « $f_{\max}$ » .....	24
1.1.5. Гипотеза подобия спектральных и иных параметров очага .....	27
1.2. Обзор работ по изучению спектров землетрясений Камчатки .....	29
1.2.1. Сведения о районе исследований и его сейсмичности. ....	29
1.2.2. История изучения спектров камчатских землетрясений. ....	33
1.3. Постановка задачи исследования.....	35
<i>Заключение к главе 1</i> .....	35
<b>Глава 2. Методика восстановления очаговых спектров; исходные данные ..</b>	<b>37</b>
2.1. Сейсмический сигнал: случай однородной среды без потерь .....	38
2.2. Переход от стационарного спектра к очаговому спектру.....	39
2.3. К вопросу о применении спектров Фурье в сейсмологии.....	51
2.4. Исходный набор данных .....	53
<i>Заключение к главе 2</i> .....	57
<b>Глава 3. Определение параметров очаговых спектров.....</b>	<b>58</b>
3.1. Диалоговый режим определения трех корнер-частот.....	58
3.2. Проверка реальности параметра $f_{c3}$ или « $f_{\max}$ очаговой природы» .....	64
3.2. Автоматическое определение спектральных параметров .....	71
3.3. Изучение скейлинговых свойств трех корнер-частот как функций от сейсмического момента.....	78
<i>Заключение к главе 3</i> .....	84
<b>Глава 4. Массовое определение моментных магнитуд.....</b>	<b>85</b>
4.1. Обзор ранее полученных оценок $M_w$ для камчатских землетрясений .....	85

4.2. Методы оценки сейсмического момента $M_0$ по сейсмическим данным.....	87
4.3. Процедура получения оценки $M_0$ и их анализ .....	90
4.4. Проверка согласия полученных оценок $M_0$ и $M_w$ .....	93
4.5. Установление связи $M_0$ и $M_w$ , с одной стороны, и $M_L$ и $K_S$ , с другой.....	95
<i>Заключение к главе 4</i> .....	100
<b>Глава 5. Спектральные аномалии камчатских сейсмических станций.....</b>	<b>101</b>
5.1. Постановка задачи .....	101
5.2. Обзор методик для изучения станционных аномалий.....	102
5.3. Схема расчета спектральных станционных аномалий.....	104
5.4. Полученные станционные аномалии .....	107
5.5. Проверка работоспособности метода $H/V$ .....	111
<i>Заключение к главе 5</i> .....	113
Заключение .....	114
Благодарности.....	117
Список литературы .....	118

## Введение

**Актуальность темы исследований.** Полуостров Камчатка, вместе с Курильскими островами – наиболее сейсмичный регион России. Здесь в 2005–2010 гг. была установлена современная сеть цифровых сейсмометрических приборов (акселерометров и велосиметров). Наличие массива материалов регистрации за несколько лет впервые позволило проводить систематические исследования очагов часто происходящих здесь слабых и умеренной силы землетрясений, из диапазона  $M_w = 3–6$ .

Предметом исследования настоящей работы являются параметры очаговых спектров (в диапазоне 0.2–30 Гц) камчатских землетрясений диапазона  $M_w = 3–6$ , что представляет интерес для изучения физики очага землетрясения, а также важно для решения ряда инженерно-сейсмологических задач. В частности, знание характеристик «скейлинга» (обобщенного подобия), для совокупностей очагов землетрясений дает важную информацию о пространственно-временной структуре очагового процесса. Особенности скейлинга очаговых параметров диапазона  $M_w = 5–6$  также являются опорой для суждения о параметрах землетрясений больших магнитуд, хотя и не являются материалом для надежной экстраполяции.

При изучении спектральных параметров землетрясений в основной массе работ российских и зарубежных сейсмологов предпочтение отдается модели очагового спектра, известной как «модель Бруна», с единственной характерной (корнер-) частотой  $f_c$ . Изучение спектров в предположении их более сложной структуры выполнялось отдельными сейсмологами по набору данных ограниченного объема (Т.Г. Раутиан, А.А. Гусев, Г. Аткинсон и др.), однако полученные в этом направлении результаты имеют предварительный характер. В наблюдательной сейсмологии при анализе акселерограмм часто исходят из наличия в очаговых спектрах, вместо  $f_c$ , двух разнесенных изломов при  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , что нашло отражение в ряде гипотез, появившихся в теории механики очага землетрясения.

Особый интерес представляет вопрос о частоте излома в высокочастотной части спектра ускорения, известной как « $f_{\max}$ ». Несмотря на десятилетия изучения данного вопроса, он остается дискуссионным. Наиболее распространенным подходом к  $f_{\max}$  является ее определение как «самой высокой из наблюдаемых частот» в спектре записи ускорений. Отдельные сейсмологи пробуют расщепить вклады в формирование  $f_{\max}$ , выделяя: « $f_{\max}$  очаговой природы» (или третью корнер-частоту очагового спектра  $f_{c3}$ ), и «станционную  $f_{\max}$ » (влияние грунтово-геологических условий вблизи приемника, или «вклад площадки», site effect). Однако, исследований, направленных на изучение « $f_{\max}$  очаговой природы» или  $f_{c3}$  с массовым определением  $f_{c3}$  недостаточно. С точки зрения теории механики очагов землетрясений вопрос также далек от решения.

**Целью** данной работы является установление свойств очаговых спектров камчатских землетрясений в диапазоне  $M_w = 3-6$ , изучаемых в рамках спектральной модели с тремя корнер-частотами ( $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ ), по записям поперечных волн и кода-волн, полученных сетью цифровых приборов сильных движений (акселерометров).

В процессе выполнения диссертации для достижения поставленной цели было необходимо решить следующие **задачи**:

1. Провести выборку акселерограмм и выполнить расчет спектров записей поперечных волн и кода-волн для сотен землетрясений диапазона  $M_w = 3-6$ . По спектрам записей восстановить очаговые спектры. Сопоставить очаговые спектры, найденные с использованием поперечных волн и кода-волн; путем сравнения оценок, полученных по данным двух родов, выполнить внутренний контроль оценок.

2. Для корректного сопоставления спектров станций, установленных в пунктах с разными грунтово-геологическими условиями, определить эмпирические частотно-зависимые амплитудные станционные поправки методом эталонной станции. Применить такие поправки для расчета очаговых спектров. Убедиться в согласии оценок очаговых спектров по разным станциям.

3. По очаговым спектрам определить спектральные параметры индивидуальных очагов: оценки трех корнер-частот ( $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ ,  $f_{c3}$ ) и сейсмического момента  $M_0$ ; значение  $M_0$  пересчитать в моментную магнитуду  $M_w$ .

4. Для исследуемой совокупности очагов землетрясений установить параметры скейлинга для каждой из трех корнер-частот:  $f_{c1}(M_0)$ ,  $f_{c2}(M_0)$  и  $f_{c3}(M_0)$ .

5. Сравнить массовые оценки  $M_w$  камчатских землетрясений с независимыми оценками; установить для энергетического класса  $K_{51.2}^{\Phi 68}$  (или локальной магнитуды  $M_L$ ) камчатских очагов типовую зависимость от  $M_w$ .

**Научная новизна.** Впервые для одного из регионов России проведено массовое исследование очаговых спектров землетрясений, с использованием цифровых записей, полученных сетью акселерометров. При этом впервые применен автоматический метод анализа спектров с определением трех корнер-частот ( $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ ,  $f_{c3}$ ) и сейсмического момента  $M_0$ , с использованием, параллельно, поперечных волн и кода-волн. Используя набор спектральных оценок, полученный для сотен землетрясений по сети станций и двум типам исходных данных, установлен общий характер скейлинга ( $f_{c1}(M_0)$ ,  $f_{c2}(M_0)$ ,  $f_{c3}(M_0)$ ) для камчатских землетрясений в диапазоне  $M_w = 3-6$ .

**Основные научные положения, выносимые на защиту:**

1. В подавляющей части очаговых спектров выявлено обычное присутствие « $f_{\max}$  очаговой природы», или «третьей корнер-частоты»  $f_{c3}$ , реальность которой многие годы подвергалась сомнению в мировой сейсмологии.

2. Для изученных очаговых спектров обнаружено, что тренды второй и третьей корнер-частот как функций сейсмического момента  $f_{c2}(M_0)$  и  $f_{c3}(M_0)$  показывают, для каждой из них, противоречие между наблюдаемым относительно медленным трендом и более крутым трендом вида  $f_c \sim M_0^{-1/3}$ , который следовало бы ожидать, исходя из гипотезы простого подобия.

3. Для камчатских землетрясений диапазона  $M_w = 3-6$  реализована методика определения моментных магнитуд с использованием очаговых спектров, что позволило провести уточнение регионального среднего соотношения между

моментной магнитудой  $M_w$ , с одной стороны, и энергетическим классом  $K_{S1.2}^{\phi 68}$  (или локальной магнитудой  $M_L$ ), с другой.

4. Обнаружено большое и ранее не отмечавшееся разнообразие спектральных стационарных аномалий для десятков камчатских сейсмических станций, причем сопоставимые оценки получены в широком диапазоне частот по трем различным методикам.

**Научная и практическая значимость.** Стандартной моделью очагового спектра является «модель Бруна» с единственной корнер-частотой  $f_c$ . После изучения сотен очаговых спектров землетрясений Камчатки в частотном диапазоне 0.2–30 Гц обнаружено, что для подавляющей части землетрясений такая модель является непригодной. Ее расхождения с наблюдениями имеют следующий характер: во-первых, часто вместо одиночного излома при  $f=f_c$  выделяются два излома при  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ ; во-вторых, очаговые спектры ускорений для основной массы очагов ограничены с высокочастотной стороны, и при этом можно определить соответствующие частоты излома,  $f_{c3}$ . При этом характер скейлинга для обеих частот ( $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ ) не согласуется с гипотезой простого подобия ( $f_c \sim M_0^{-1/3}$ ). Данные факты уточняют наши представления о качественных свойствах очагового излучения, и должны в перспективе найти объяснение в систематической теории широкополосного очагового излучения.

Существенный практический результат работы – установление регионального типового соотношения  $M_w - K_{S1.2}^{\phi 68}$  (или  $M_w - M_L$ ). Такое соотношение необходимо для формирования современных вариантов регионального каталога землетрясений, а составление методически выверенных каталогов – важная часть работ по оценке сейсмической опасности.

С точки зрения приложений к инженерной сейсмологии важно, что определены спектральные стационарные аномалии для десятков станций Камчатки. Таким путем подтверждено представление о разнообразии фактических грунтовых свойствах региона на широком диапазоне частот (0.2–30 Гц).

Обычно нескальные станции дают в поправках максимум, со спадом на частотах выше 5–10 Гц. Поэтому практически важно выявление группы станций с поправкой, возрастающей с частотой. Другой полезный факт – обнаружение ограниченной применимости в условиях Камчатки метода Накамура («отношение  $H/V$ »), который в некоторых регионах успешно применяется при работах по сейсмическому микрорайонированию. Например, с помощью метода Накамура не были выделены потенциальные резонансы на станции «Дальняя» (в области 10 Гц) и «Тумрок» (на 1–2 Гц), выявленные методом опорной станции.

**Достоверность** полученных научных результатов определяется в первую очередь средствами внутреннего контроля, заложенными в методику анализа данных. К средствам перекрестной проверки относятся:

- контроль согласия между оценками спектральных параметров  $M_0$ ,  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ ,  $f_{c3}$ , полученных в диалоговом режиме с использованием спектров, рассчитанных через дискретное преобразование Фурье, и в автоматическом режиме с использованием спектров, рассчитанных через многополосную фильтрацию;
- контроль согласия между названными оценками, полученными из спектров записей поперечных волн, с одной стороны, и кода-волн, с другой;
- контроль согласия между названными оценками, полученными из спектров записей, зарегистрированных на разных станциях.

В отношении таких результатов, как сейсмические моменты  $M_0$  и моментные магнитуды  $M_w$ , их достоверность подтверждается результатами сопоставления с аналогичными оценками, определенными с помощью других независимых методик.

**Исходный материал.** В работе использовались цифровые записи, полученные сетью приборов сильных движений Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН, а также параметры землетрясений и магнитуда  $M_L$  (или  $K_{S1.2}^{\phi 68}$ ) из Каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов за 2010–2016 гг.

**Апробация работы.** Основные результаты исследования были представлены на семинарах ФИЦ ЕГС РАН (в Камчатском филиале, г. Петропавловск-Камчатский, и в Центральном отделении, г. Обнинск), а также

на международных и всероссийских конференциях. В их числе: 26th IUGG General Assembly (г. Прага, Чехия, 2015); 9th Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes (г. Фэрбанкс, США, 2016); 35th ESC General Assembly (г. Триест, Италия, 2016); 11th ASC General Assembly (г. Мельбурн, Австралия, 2016); Научные конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН (г. Москва, 2015, 2016, 2017); Четвертая молодежная тектонофизическая школа-семинар (г. Москва, 2015); Пятая и шестая научно-технические конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России» (г. Петропавловск-Камчатский, 2015, 2017) и Уральские молодежные научные школы по геофизике (Пермь, 2015, 2017).

Работа была частично поддержана грантом РНФ № 14-17-00621.

**Публикации.** Основные результаты по теме диссертации изложены в **22** публикациях; из которых **две** – в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК (журналы «Геология и геофизика» и «Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле»). Еще одна публикация принята к печати и запланирована в №1 (январь) за 2018 г. в журнале «Физика Земли».

## Глава 1. Современные представления о спектрах землетрясений (обзор)

В первом разделе этой главы приводится обзор современных представлений об очаговых моделях землетрясений и их спектрах, выраженных через параметры разлома. Также описываются такие понятия как «корнер-частота», « $f_{\max}$ », сейсмический момент, скейлинг, простое подобие, которые являются важными объектами исследования.

Во втором разделе первой главы приводится необходимая информация об уровне изученности землетрясений района исследования, а также о состоянии камчатской сейсмической сети и ее регистрационных возможностях.

### 1.1. Параметризация очага землетрясения и очагового спектра

**1.1.1. Обзор очаговых моделей и их спектров.** Динамическое воздействие очага землетрясения как точечного силового источника на внешнюю (упругую) среду математически моделируется системой мгновенно приложенных точечных сил. Известны две простейшие модели точечного силового источника: диполь (пара сил) с моментом ([Byerly, 1955], [Nakano, 1923]) и двойная пара сил без момента ([Введенская, 1969], [Honda, 1962]). Однако только вторая оказалась адекватной при определенных условиях.

Для протяженного очага традиционной моделью является плоский сдвиговый разрыв [Аки, Ричардс, 1983]. Кинематически он описывается вектором подвижки, или дислокации – относительным смещением берегов разрыва (рис. 1.1)

$$\mathbf{D}(\boldsymbol{\eta}, t) = \mathbf{u}(\eta_1, \eta_2, \eta_3 + 0) - \mathbf{u}(\eta_1, \eta_2, \eta_3 - 0), \quad (1.1)$$

где  $\mathbf{u}(\eta_1, \eta_2, \eta_3 \pm 0)$  – вектор смещения рядом с плоскостью разрыва со стороны положительного (+) направления нормали и – отрицательного направления нормали (–) соответственно;  $\eta_1, \eta_2, \eta_3$  – координаты на плоскости очага  $\Sigma$ . Часто предполагается, что направление вектора  $\mathbf{D}$  является неизменным на всей площадке очага

$$\mathbf{D}(\boldsymbol{\eta}, t) = D(\boldsymbol{\eta}, t)\mathbf{d}, \quad (1.2)$$

где  $\mathbf{d}$  – единичный вектор подвижки.

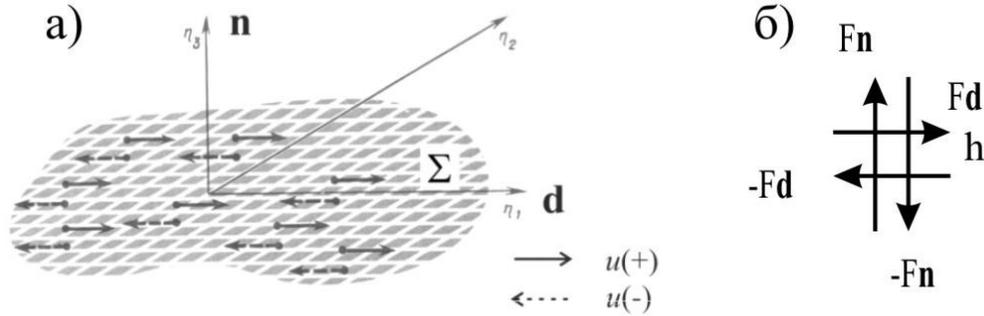


Рис. 1.1. Схематическое изображение сдвигового очага (а) и его силового эквивалента (б):  $F$  – сила,  $h$  – плечо;  $M_0 = F \cdot h$  – дипольный момент. Рисунок воспроизведен из монографии [Аки, Ричардс, 1983].

Этот протяженный очаг на расстояниях, много больших, чем его размер, может быть заменен на эквивалентный точечный дипольный силовой источник, характеризуемый тензором сейсмического момента:

$$\mathbf{M} = M_0 (\mathbf{nd}^T + \mathbf{dn}^T), \quad (1.3)$$

где  $\mathbf{n}$  – единичный вектор нормали к площадке очага  $\Sigma$ ;  $M_0 = \mu D_{\text{cp}} S$  – скалярный сейсмический момент:  $\mu$  – модуль сдвига;  $D_{\text{cp}}$  – средняя подвижка;  $S$  – площадь очага. В формуле (1.3) подразумевается матричное произведение векторов; при этом векторы являются столбцами, а знак «Т» обозначает операцию транспонирования.

Эквивалентный точечный источник имеет временную функцию (точка обозначает дифференцирование по времени  $t$ ):

$$\dot{M}_0(t) = \mu \int_{\Sigma} \dot{D}(\boldsymbol{\eta}, t) dS, \quad (1.4)$$

которую будем называть временной функцией источника или очаговой функцией.

Ее спектр Фурье,

$$\Omega(\omega) = \int_0^{\infty} e^{-i\omega t} \dot{M}_0(t) dt, \quad (1.5)$$

будем называть очаговым спектром, часто подразумевая его абсолютную величину (модуль).

Из формул (1.4) и (1.5) следует, что

$$\int_0^{\infty} \dot{M}_0(t) dt = M_0, \quad (1.6)$$

$$\Omega(\omega)|_{\omega=0} = M_0, \quad (1.7)$$

где  $M_0$  – скалярный сейсмический момент [Н·м].

В тех случаях, когда подвижка является постоянной по разлому, об очаге говорят как о дислокации. Методы теории дислокаций значительно обогатили параметризацию таких очагов. Возникшая динамическая теория упругих дислокаций, в основном, основывается на эквивалентности сил и дислокаций [Steketee, 1958], означающей, что поле смещений, порожденное дислокацией на малом элементе поверхности разрыва, эквивалентно полю, порождаемому двойным диполем без момента, приложенным к рассматриваемому элементу поверхности.

Описание излучения от очага землетрясения через временную функцию точечного источника эквивалентного очагу, в частности, рассматривает Касахара [1985]. При этом сейсмограммы объемных волн в дальней зоне воспроизводят временную функцию точечного источника для любого направления луча (позиции луча на фокальной сфере), и их форма идентична для всех лучей.

В этом случае смещение в объемной волне можно записать как

$$D(t) = \mathbf{A} \dot{M}_0(t - R/c), \quad (1.8)$$

где  $\mathbf{A}$  – амплитуда;  $R$  – (гипоцентрально) расстояние;  $c$  – скорость волны; функция  $\dot{M}_0(t)$  определена формулой (1.4) – это скорость изменения функции сейсмического момента точечного источника (seismic moment rate). Приведем выражение для амплитуды  $\mathbf{A}$  в дальней зоне для случая поперечных ( $S$ ) волн в однородной изотропной безграничной среде [Аки, Ричардс, 1983]:

$$\mathbf{A} = \frac{\mathbf{R}_{\theta\varphi}(S)}{4\pi\rho c_s^3 R}, \quad (1.9)$$

где  $c_s$  – скорость  $S$ -волн;  $\rho$  – плотность среды;  $\mathbf{R}_{\theta\varphi}$  – диаграмма направленности  $S$ -волн:  $R_{\theta\varphi n}(S) = \gamma_q m_{nq} - \gamma_n \gamma_p \gamma_q m_{pq}$ , ( $n, p, q = 1, 2, 3$ ),  $\boldsymbol{\gamma} = (\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3)$  – направляющий

вектор луча (предполагается суммирование по повторяющимся индексам). В случае двойного диполя без момента

$$\mathbf{R}_{\theta\varphi}(S) = \mathbf{n}(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{d}) + \mathbf{d}(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{n}) - \boldsymbol{\gamma}(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{d})(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{n}). \quad (1.10)$$

В тех же случаях, когда источник не является точечным и мгновенным, а представляет собой, например, движущуюся точку, или набор включающихся в разное время точечных источников, излучение в разных направлениях будет иметь различный временной ход. Восстановленная по записи на луче функция источника будет, соответственно, меняться от луча к лучу. Для этой ситуации недавно был введен полезный термин «кажущаяся временная функция источника» (см. например в [Serra et al., 2013]).

Именно «кажущаяся временная функция источника» отображена в уравнении (1.4) для случая точечного источника; в этом особом случае она совпадает для всех лучей. Случай неточечного источника детально не обсуждается, но его можем представить как сумму вкладов от точечных источников – «субочагов». Моменты возникновения импульсов от субочагов будут различаться; будут также различаться временные запаздывания импульсов от субочагов за счет их различного расположения в пространстве. И тогда в результате суммарные «кажущиеся временные функции источника» будут существенно различаться.

Анализ таких различий, например, иногда позволяет, используя эффект Доплера, восстановить направление вспарывания разрыва и оценить его размеры [Ben-Menahem, Singh, 2012]. С другой стороны, встает вопрос о законности осреднения параметров очага, полученных с использованием различающихся индивидуальных «кажущихся временных функций источника». Это вопрос рассмотрен в разделе 1.1.3.

Чтобы описать излучение волн от неточечного источника через параметры очага (разлома), *Кнопов и Джилберт* [Knopoff, Gilbert, 1959], принимали, что зависимость локального сброса напряжений на поверхности разлома от времени имеет ступенчатый характер; они использовали модель распространяющейся дислокации, в которой:

$$D(t) = D_{\infty} H(t - x/v_r), \quad (1.11)$$

где  $D_{\infty}$  означает итоговое смещение (половину подвижки по разлому в простейшем случае),  $H(t)$  – функция Хевисайда ( $H(t) = 0, t < 0, H(t) = 1, t \geq 0$ ).

В рамках этой модели  $P$ - и  $S$ -волны на большом расстоянии от источника будут представлять собой импульсы прямоугольной формы. Их длительность будет задаваться формулой

$$\tau_0 = (L/v_r) - (L/c) \cos \theta, \quad (1.12)$$

где  $v_r$  – скорость распространения разрыва,  $c$  – скорость ( $P$ -волн ( $c_p$ ) или  $S$ -волн ( $c_s$ )), а  $\theta$  – угол между направлениями распространения разрыва и лучом к станции. Если движущийся источник конечных размеров излучает  $S$ -импульс прямоугольной формы шириной  $\tau_0$  (1.12), а высота волнового импульса  $A_0$ , то спектр такого источника (1.11) задается формулой:

$$\Omega(\omega) = A_0 \tau_0 (\sin X) / X, \quad (1.13)$$

где  $X = \omega \tau_0 / 2 = \pi f \tau_0$ .

Таким образом, сама форма сейсмического импульса содержит полезную информацию о свойствах очага.

Однако, физически, ступенчатый характер зависимости изменения напряжений от времени неправдоподобен, что привело к появлению альтернативных очаговых моделей.

*Модель Хаскелла-Аки (или «модель омега-куб»  $\omega^3$ )* по ([Аки, 1966], Haskell, 1964, 1966]). Хаскелл [Haskell, 1964, 1966] заменил (1.11) на выражение

$$D(t) = D_{\infty} G(t - x/v_r), \quad (1.14)$$

и принял  $G(t)$  в виде треугольной функции (ramp). Эта функция равна нулю при  $t < 0$  и линейно увеличивается со временем до значения 1 при  $t = T$ , которое называется временем нарастания или характерным временем. Следовательно, функция (1.14) соответствует процессу, в котором подвижки указанного типа постепенно распространяются вдоль разлома со скоростью  $v_r$ , складываясь в результате в однородную подвижку по всему разлому.

Спектр для такой модели (1.14) задается формулой:

$$\Omega(\omega) = \int e^{-i\omega t} D(t) dt. \quad (1.15)$$

Отметим, что при разработке этой модели, Хаскелл [1964] задавался целью уточнить модель с единичной ступенчатой функцией Хевисайда (1.11), которая не давала адекватного описания именно для камчатского землетрясения (4 ноября 1952 г. с  $M_w = 9.0$ ). В работе [Ben-Menahem, Toksöz, 1963], по записям этого землетрясения сейсмографами Беньофа (Benioff linear strain seismograph) в Пасадене были рассчитаны амплитудные и фазовые спектры Фурье, по которым затем восстановлен механизм источника в рамках модели движущегося точечного источника. Более подробный обзор ранних дислокационных моделей приводится в [Savage, 1972], там, в частности, описана общепринятая до настоящего времени «модель Бруна», которую далее рассмотрим подробнее.

*Модель Бруна-Аки (или «модель омега-квадрат»  $\omega^2$ )* по ([Аки, 1967, 1968], [Brune, 1970, 1971]) предполагает, что на дислокационной поверхности задан скачок тангенциального напряжения, отчего блок по одну сторону разлома движется в одном направлении, а по другую – в противоположном. Принимается, что скачок прикладывается мгновенно по всей поверхности разлома, т.е. эффект распространения разлома для простоты не рассматривается. Принимается также, что поверхность разлома во время разрушения полностью отражает упругие волны, т.е. что сейсмические события на двух сторонах разлома изолированы друг от друга поверхностью разлома.

Скачок напряжений вызывает излучение чисто сдвиговых волн напряжения перпендикулярно поверхности разлома, так что начальная временная функция импульса имеет вид

$$\sigma_0(x, t) = \sigma \cdot H(t - x/c_s), \quad (1.16)$$

где  $H(t)$  – функция Хевисайда (из 1.11), а  $\sigma$  в правой части уравнения – эффективное напряжение.

В точке, близкой к разлому, смещение будет расти линейно по времени; при этом импульс напряжения удаляется от разлома.

Начальная скорость частицы задается в виде:

$$\dot{D}_0 = (\sigma / \mu) c_s. \quad (1.17)$$

Затем рост смещения замедляется и останавливается, когда на станции становятся ощутимыми конечные размеры разлома. Это время нарастания зависит от удаленности станции наблюдения от краев разлома. Брун [1970] ввел константу времени  $\tau$ , эквивалентную времени пробега этого сигнала:  $\tau \sim a/\beta$ , где  $a$  – эквивалентный радиус поверхности разлома:

$$D(t) = (\sigma / \mu) c_s t (1 - e^{-t/\tau}), \quad (1.18)$$

$$\dot{D}(t) = (\sigma / \mu) c_s e^{-t/\tau}. \quad (1.19)$$

В этом случае спектр смещений в очаге выражается как

$$\Omega(\omega) = (\sigma c_s / \mu) / \omega (\omega^2 + \tau^{-2})^{1/2}, \quad (1.20)$$

а спектр в дальней зоне

$$\langle \Omega(\omega) \rangle = \langle R_{\theta\varphi} \rangle (\sigma c_s / \mu) (a / R) F(\varepsilon) / (\omega^2 + \omega_0^2)^{1/2}, \quad (1.21)$$

где  $\langle R_{\theta\varphi} \rangle$  – среднеквадратичное значение сигнала, излучаемого источником в направлении  $(\theta, \varphi)$ , а  $a$  – радиус эквивалентной круговой дислокации,  $R$  – (гипоцентрально) расстояние,  $\varepsilon$  – доля сброшенных напряжений  $\sigma$ ,

$$\omega_0 = 2.21 c_s / a \text{ и}$$

$$F(\varepsilon) = \{(2 - 2\varepsilon)[1 - \cos(1.21\varepsilon\omega / \omega_0)] + \varepsilon^2\}^{1/2}. \quad (1.22)$$

В формулу (1.21) входит параметр характерной частоты  $\omega_0$  (подробно в разделе 1.1.3), который, таким образом, неявно принят одинаковым для всех лучей, поскольку определяется через базовый параметр «модели Бруна» – радиус  $a$  круговой дислокации. Поэтому все исследователи, которые анализировали наблюдения в рамках «модели Бруна», фактически проводили осреднение оценок параметров спектра по фокальной сфере.

Такая процедура является традиционной именно при работе со спектрами землетрясений небольших магнитуд, для которых построения функции направленности не дает улучшения оценок ([Wyss et al., 1971], [Douglas, Ryall, 1972], [Ishida, 1974] и др.).

Наиболее существенные наблюдаемые спектральные параметры, осредняемые по фокальной сфере (то есть, фактически, по станциям), – это уровень спектра смещений (при нулевой частоте)  $\Omega_0$  и корнер-частота  $f_0 = \omega_0 / 2\pi$ .

Основываясь на модели (1.21), Брун [1970], Хэнкс и Тэтчер [Hanks, Thatcher, 1972] и др. анализировали характеристики спектра, выраженные через физические параметры очага (параметры трещины–разлома).

Такой спектр смещений в дальней зоне, представляющий собой функцию, убывающую с частотой, в простейшем случае можно описать с помощью трех основных характеристик, а именно:

- спектральная амплитуда при нулевой частоте ( $\Omega_0$ ), связанная с сейсмическим моментом  $M_0$  (см. раздел 1.1.2);
- «корнер-частота» ( $f_0$ ), или угловая частота ( $\omega_0$ ), подробно обсуждаемая в разделе 1.1.3; и
- наклон при частотах  $f > f_0$ .

Такой наклон обычно описывается степенной функцией  $f^{-j}$ , или  $\omega^j$ , где  $\omega = 2\pi f$ . Хаскелл [Haskell, 1964, 1966] предположил, что  $j = 3$ . Аки [Aki, 1967, 1968], с учетом эмпирических данных, нашел, что  $j = 2$ . Следуя Аки [1967, 1968],  $j = 2$  и в «модели Бруна» [1970, 1971]. Наклон спектра не являлся объектом изучения в данной работе, при анализе данных исходили из  $j = 2$ .

Непосредственную информацию об очаговых спектрах дают поверхностные и объемные, в частности, поперечные волны. В идеальном случае форма импульса объемной волны просто воспроизводит временной ход источника; в реальном случае пропорциональность приблизительно имеет место для спектров. Также для оценки очагового спектра можно использовать амплитуды и кода-волн, что описано в работах К. Аки и Б. Чуэ [Aki, Chouet, 1975], Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурина [Rautian, Khalturin, 1978]; при этом достижимы существенно более аккуратные оценки очаговых спектров и их параметров, что было также продемонстрировано в работах ([Phillips, Aki, 1986], [Раутиан и др., 1981], [Bonilla et al., 1997], [Гусев и др., 2017] и др.).

**1.1.2. Сейсмический момент.** Концепция сейсмического момента основывается на эквивалентности между упругой дислокацией и двойной парой сил ([Кейлис-Борок, 1957], [Kostrov, 1974], [Steketee, 1958], [Burridge, Knopoff, 1964], [Maruyama, 1963], [Aki, 1966], [Haskell, 1964] и др.). Мощность очага типа двойного диполя может быть представлена моментом одной из составляющих его пар, т.е. задана, см. (1.3), в виде:

$$M_0 = \mu D_{cp} S, \quad (1.23)$$

где  $\mu$  – модуль сдвига, а  $D_{cp}$  – среднее значение величины  $\Delta u_i$  на площадке, общая площадь которой равна  $S$ . Значение  $M_0$  – это скаляр, отражающий конечный этап развития разрыва. Значения  $\Delta u_i$  меняются во времени в течение процесса разрыва в разных точках площадки. В рамках модели точечного источника, эволюция мгновенной мощности дислокации, растущей на площадке, может быть записана в виде функции времени типа сглаженной единичной ступеньки:  $M_0(t) = M_0 \cdot g(t)$ , где  $g(0) = 0$ ;  $g(+\infty) = 1$ . Форма наблюдаемой временной функции источника (сейсмограмма смещений, «кажущаяся временная функция источника») является пропорциональной (1.4).

Определение сейсмического момента  $M_0$  возможно с использованием в качестве исходных данных спектров объемных волн. Такая процедура описана, например, в [Hanks, Wyss, 1972] и других работах, определяющих  $M_0$  через амплитуду очагового спектра смещений на нулевой частоте ( $\Omega_0$ ), следуя [Кейлис-Борок, 1957]:

$$M_0(S) = \frac{\Omega_0(S)}{R_{\theta\phi}(S)} 4\pi\rho R c_s^3, \quad (1.24)$$

где  $M_0(S)$  – сейсмический момент, определенный по спектру  $S$ -волны,  $\Omega_0(S)$  – низкочастотный уровень спектра  $S$ -волны,  $R_{\theta\phi}(S)$  – диаграмма направленности для  $S$ -волны,  $\rho$  – плотность,  $R$  – учитывает геометрическое расхождение в слоистой или сферической модели Земли, а  $c_s$  – скорость  $S$ -волн.

Функция (1.4) выражается в единицах сейсмического момента [Н·м]. Поскольку форма этой функции сильно искажается при распространении

излучения в реальной среде, на практике оказывается удобным изучать очаговый амплитудный спектр,  $|\dot{M}_0(f)|$  (от временной функции  $\dot{M}_0(t)$ ) в виде

$$|\dot{M}_0(f)| = \frac{M_0}{1 + (f/f_0)^2}, \quad (1.25)$$

где  $f$  – частота (Гц),  $f_0$  – параметр «корнер-частота» (см. раздел 1.1.3), и  $M_0$  – скалярный сейсмический момент [Н·м]. Отметим, что величина  $f_0$  есть параметр, существенно зависящий от выбора модели; при этом для дислокационной модели частное значение  $f_0$  (или  $\omega_0$ ) будет зависеть от луча от точки источника к точке приема и от типа волны [Райс, 1982].

Так, например, в [Hanks, Wyss, 1972] при анализе трех землетрясений с магнитудами ( $M_L$ ) 6.4, 7.1 и 7.2, при определении не только  $\Omega_0$ , но и  $f_0$  учитываются диаграмма направленности (radiation pattern), геометрическое расхождение (geometrical spreading), «коровая» функция приемника (crust transfer function), множественные вступления (multiple arrivals) и эффект направленности (directivity function). Параметры, учитывающиеся в данной работе, описаны во второй главе.

Канамори ([Kanamori, 1977], [Hanks, Kanamori, 1979]) ввел моментную магнитуду  $M_w$ , которая стала первой из магнитудных шкал, жестко связанной с очаговым параметром,  $M_0$ , и определяется по формуле:

$$M_w = 2/3 (\lg M_0 [\text{Н}\cdot\text{м}] - 9.1). \quad (1.26)$$

Очаговый спектр ускорений (ОСУ) движения грунта вдали от очага пропорционален  $|\ddot{M}(f)|$ , и может быть записан в случае (1.25) как

$$A_0(f) \sim |\ddot{M}(f)| = \frac{(2\pi f)^2 M_0}{1 + (f/f_0)^2}. \quad (1.27)$$

**1.1.3. Понятие «корнер-частота».** Исторически сложилось, что для названия характерной частоты  $f_0$  спектра использовалось несколько понятий. В англоязычной сейсмологической литературе часто встречается «corner frequency» для  $f_0$  (например, [Havskov, Ottemoller, 2010]) и «angular cutoff frequency» («circular frequency») или «cutoff frequency» для  $\omega_0$  (например, [Brune, 1970]), реже

«peak frequency» [Hanks, Wyss, 1972]. При переводе на русский язык вариант перевода «угловая частота» (реже «граничная частота») стал использоваться и для  $\omega_0$  (например, в [Касахара, 1985] и [Яновская, 2008]), и для  $f_0$  (например, [Раутиан и др., 1981]). В отдельных русскоязычных работах встречаем более точные, но описательные и длинные: «частота, соответствующая точке перегиба спектра», «частота угловой точки спектра» (например, [Землетрясения в СССР..., 1987]). В связи с отсутствием закрепившегося перевода на русский язык понятия «corner frequency» для случая  $f_0$ , А.А. Гусев (например, в работе [Гусев, Гусева, 2014]), пользуясь транслитерацией, ввел в употребление для характерной частоты  $f_0$  очагового спектра понятие «корнер-частоты»; данная работа продолжает такую традицию.

В теории, очаговый спектр смещений (ОСС) полностью описывается уровнем плоского участка спектра и его точками излома – корнер-частотами. В «модели Бруна» плоский ( $\sim f^0$ ) участок спектра на низких частотах (НЧ) и область убывания по  $f^{-2}$  на высоких частотах (ВЧ) разделены изломом вблизи корнер-частоты  $f_0$ , которая в работе [Hanks, Wyss, 1972] выражается через:

$$f_0 = (c\nu/r), \quad (1.28)$$

где  $\nu$  – скорость упругих волн в окрестности источника,  $r$  – размерность (dimension) очага, и  $c$  – константа порядка единицы, которая зависит от выбранной модели очага. Далее под  $f_0$  следует понимать точку пересечения в двойном логарифмическом масштабе двух прямых, а именно низкочастотного уровня спектра и его асимптотически прямолинейного спада по  $f^{-2}$  на высоких частотах (в рамках «модели Бруна»).

Выше было показано, что, если оставаться в узких рамках исходной «модели Бруна», осреднение оценок корнер-частоты  $f_0$  по разным станциям, то есть по разным точкам фокальной сферы, является вполне законным. Но в общем случае произвольного пространственно-временного развития разрыва такой подход необходимо обосновать.

Практика сейсмологии в разных регионах обошла эту проблему. В сотнях региональных и локальных исследований, которые идут путем Бруна [1970] и последовавших за ним Хэнкса и Висса [1972], воспроизводится одна и та же схема анализа данных (см. напр. руководство [Havskov, Otemöller, 2010]), сводящаяся к следующему. По каждой одиночной станции идет анализ в соответствии с «моделью Бруна», причем возникают индивидуальные оценки низкочастотного уровня спектра  $\Omega_0$  и положения его излома  $f_0$ . Для диаграммы направленности  $S$ -волн  $\mathbf{R}_{\theta\phi}$  принимается среднеквадратичное значение, например для  $S$ -волны,  $\mathbf{R}_{\theta\phi} = 0.63$  [Boore, Boatwright, 1984]. Этот шаг почти неизбежен при плохо известных механизмах региональных очагов; однако, в случаях, когда механизмы были известны, их учет не снижал разброса результатов, например в ([Wyss et al., 1971], [Douglas, Ryall, 1972], [Ishida, 1974] и др.), что обсуждалось выше. Далее выполняется оценка  $M_0$ , и оценки  $\lg M_0$  по набору станций осредняются. Затем для индивидуальных спектров определяют точку излома  $f_0$  и полученные оценки  $\lg f_0$  также осредняются по станциям. И наконец, для данного очага определяют «сброшенное напряжение по Бруну», пропорциональное  $M_0 f_0^3$ .

Хотя не удалось найти явного обсуждения вопроса законности осреднения оценок  $f_0$  для разных лучей, принципиально данный вопрос решается положительно. Как отметил, например, Силвер [Silver, 1983], оценка  $f_0$  для луча пересчитывается в оценку второго временного момента импульса «кажущейся временной функции источника» для этого луча. Причем из последней работы видно, что при достаточном числе изученных точек фокальной сферы среднее от второго временного момента импульсов «кажущейся временной функции источника» стремится к хорошо определенному параметру – второму временному моменту пространственно-временной очаговой функции. Таким образом, в идеальном случае  $f_0$  прямо связана с истинной очаговой длительностью, даже если ограничительные предположения «модели Бруна» нарушаются.

Фундаментальным ограничением применения «модели Бруна» является неспособность объяснить наблюдаемые сейсмические спектры на полном

диапазоне частот ([Гусев, 1988], [Раутиан, 1988], [Аки, 1988], [Аки, Irikura, 1991], [Atkinson, Boore, 1998], [Gusev, 1983], [Gusev, 2013], [Joyner, Boore, 1988] и др.).

Еще в работе [Brune, 1970] отмечено, что упомянутый «основной» изгиб спектра – при  $f = f_0$  – может расщепляться на два, с двумя разнесенными corner-частотами, далее обозначаемыми  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$  (рис. 1.2), между которыми имеется участок ОСС с промежуточным трендом, близким к  $f^{-1 \dots -1.5}$ . Согласно [Gusev, 2013], по литературным данным разного качества,  $f_{c2} \sim f_{c1}^{0.5-0.7}$ . Частое формирование излома при  $f_{c2}$  известно ([Раутиан и др., 1981], [Gusev, 1983], [Gusev, 2013]; [Hanks, Thatcher, 1972]; [Papageorgiou, Aki, 1983], [Atkinson, Boore, 1990] и др.).

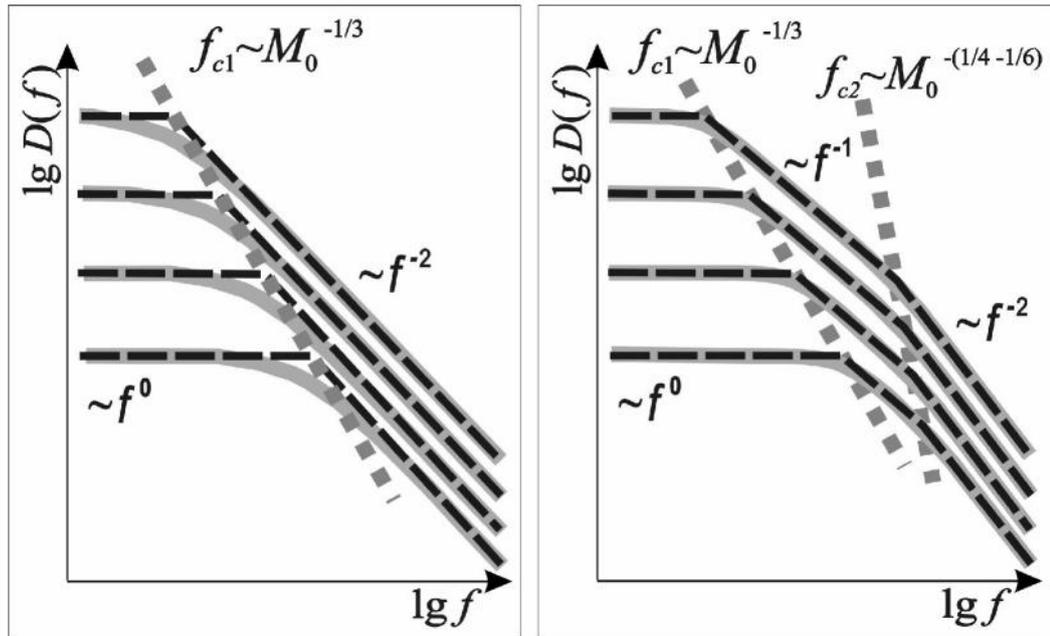


Рис. 1.2. Схема скейлинга очаговых спектров смещений (ОСС) в области corner-частот по «модели Бруна» (слева), и по представлениям, развитым А.А. Гусевым и К. Аки ([Gusev, 1983], [Papageorgiou, Aki, 1983, 1985] (справа). Рисунок воспроизведен из публикации журнала «Доклады Академии Наук. Науки о Земле» [Гусев, Гусева, 2014].

Например, в период 1984–1989 гг. в ежегодные каталоги землетрясений, составляемые под руководством Н.В. Кондорской [Землетрясения в СССР в 1984 году, 1987], был добавлен новый раздел «Очаговые параметры землетрясений...» (составители: Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, О.К. Кунакова, Н.В. Петрова, М.С.

Хайдаров), с оценками корнер-частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ , и  $f_0$ . Для интерпретации  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$  был предложен [Раутиан, 1988] способ разделения наблюдаемого очагового спектра на две компоненты: спектр ГО («гладкой компоненты очага») и спектр СО (субочага).

В работах западных коллег использование двух, а не одной корнер-частот является стандартным приемом при синтезе акселерограмм после работы [Atkinson, Boore, 1990]. При этом, в ряде случаев, в качестве дополнительного спектрального параметра может выступать  $f_{\max}$  (см. раздел 1.1.4). В частности, следуя работе [Hanks, McGuire, 1981] при расчете среднего ускорения (root-mean-square)  $a_{rms}$ :

$$a_{rms} = 0.85 \frac{(2\pi)^2}{106} \frac{\Delta\sigma}{\phi R} \sqrt{\frac{f_{\max}}{f_0}}. \quad (1.29)$$

С точки зрения теории механики очага землетрясения [Райс, 1982], характеристики спектра при высоких частотах (ВЧ) зависят от деталей процесса распространения разрушения, т.е. от способа, каким фронт разрушения распространяется во времени и по поверхности разлома, от характера временной зависимости скачков смещений в точке, находящейся внутри области разрушения (который различен, например, для модели трещины и дислокационной модели), от того, движется ли фронт разрушения непрерывно или перепрыгивает через барьерные области, где невозможно скольжение ([Das, 1976], [Das, Aki, 1977], [Das, Kostrov, 1986, 1988]), а также от деталей распространения назад по разлому завершающего процесса остановки.

В «модели Бруна» уровень ВЧ части спектра ускорений остается постоянным с ростом частоты. Реальные свойства спектров при  $M > 5.5$  иные, их спектр ускорений не сводится к постоянной (простой площадке).

Например, А.А. Гусев [Гусев, 1984] обнаружил, что в области частот 0.5–10 Гц у очаговых спектров при больших магнитудах имеется характерный «горб» («hump»), положение которого слабо зависит от магнитуды. Для описания этого явления предложены две, в большой мере противоречащие друг другу модели:

«барьерная» [Papageorgiou, Aki, 1983, 1985] и модель очага со множеством неровностей [Гусев, 1988].

По барьерной модели ([Das, Aki, 1977], [Papageorgiou, Aki, 1983, 1985]) очаг землетрясения состоит из большого количества субочагов, разделенных неразрушенными (или только частично разрушенными) «барьерами». Высокочастотное излучение такого очага формируется фазами резкого старта и остановки каждого субочага.

«Барьерная» модель не совсем адекватна в тектонофизическом смысле: не понятно, в какой момент будут разрушаться сами «барьеры» при однонаправленном тектоническом движении блоков коры. Гусев [Гусев, 1988] предложил альтернативную модель очага: модель со множеством неровностей. В этой модели типичным субочагом является разрушающаяся «неровность» (asperity). Шероховатые борта разлома контактируют друг с другом через систему пятен-«неровностей» малой площади с повышенной прочностью. Короткопериодное излучение очага формируется излучением отдельных «неровностей» – субочагов. Обе модели неплохо объясняют реальные спектры с нарушенным подобием, они дают очаговые спектры ускорений сходной формы, с «горбом» в области 0.5–10 Гц. Не исключено, что спектр реального очага отражает наличие обоих типов субисточников – и «неровностей», и «барьеров».

**1.1.4. Очаговый спектр ускорений и понятие « $f_{\max}$ ».** Для многих целей полезен очаговый спектр ускорений (ОСУ, уравнение (1.27)), получаемый из ОСС умножением на  $\omega^2$ . Ход ОСУ в «модели Бруна» таков: рост по  $f^2$  ниже  $f_c$  и площадка выше  $f_c$ . С учетом расщепления  $f_c$  на  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$  ОСУ растет как  $f^2$  на НЧ, имеет два излома при  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , и площадку ( $\sim f^0$ ) при  $f > f_{c2}$ . При  $f \gg f_c$  или при  $f \gg f_{c2}$ , в предположении справедливости (1.27),  $A_0(f)$  почти не зависит от  $f$ ; так появляется характерная площадка в высокочастотной части очагового спектра ускорений (рис. 1.3а).

Однако, в эмпирических спектрах всегда обнаруживается высокочастотный (ВЧ) срез ОСУ, положение которого может быть параметризовано через дополнительную характерную частоту,  $f_{\max}$ , см. поясняющую схему на рис. 1.3б.

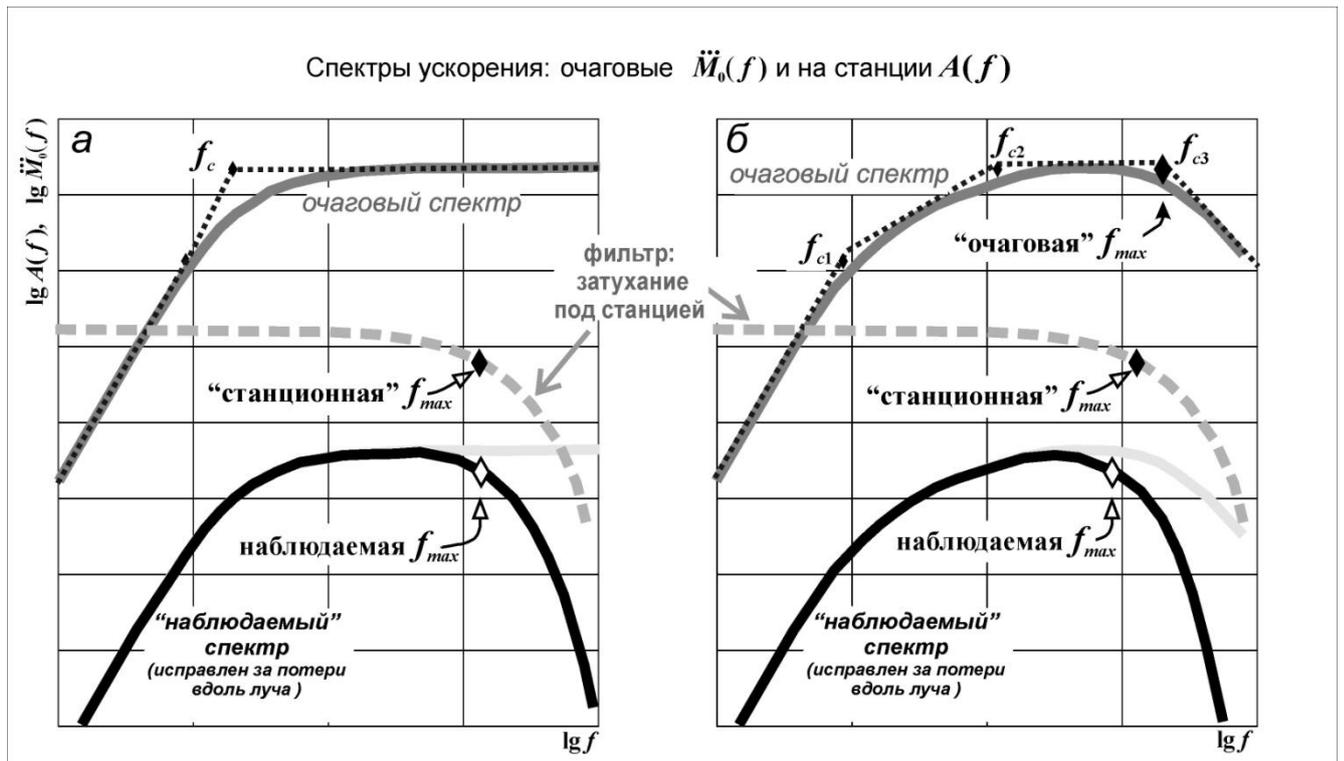


Рис. 1.3. Схема спектра ускорений в очаге и в приемнике (скорректированный за потери на основной части трассы): а – вариант с двумя совмещенными корнер-частотами  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , при этом  $f_{c3}$  располагается вне полосы наблюдений или не существует; б – вариант с тремя разнесенными корнер-частотами  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  – в этом случае ясно видна сложность формирования наблюдаемой  $f_{max}$  за счет комбинации вкладов очага, обозначенного  $f_{c3}$  и вклада среды в виде «стационарной  $f_{max}$ ». Рисунок воспроизведен из публикации журнала «Физика Земли» [Гусев, Гусева, 2016].

В рамках «модели Бруна» этот срез обычно объясняют ростом с частотой потерь на трассе луча. При известных потерях их можно учесть, так что восстановленный из наблюдений очаговый спектр должен оказаться плоским. Фактически после описанной коррекции ВЧ срез обычно сохраняется; граничная частота такого остаточного среза обозначена в [Hanks, 1982] как « $f_{max}$ ». В ([Gusev, 1983], [Papageorgiou, Aki, 1983, 1989]) формирование данного среза приписано очагу, см. обсуждение в [Gusev, 2013], а сам срез обозначен как « $f_{max}$  очаговой природы».

Однако вскоре было показано ([Hanks, 1982], [Anderson, Hough, 1984]), что вероятная причина появления такого среза – потери на поглощение в верхней части разреза, а сам ВЧ срез обозначен через «стационарную  $f_{max}$ ». Эти потери

характеризуют величиной  $\kappa_0$  ( $\kappa_0 = \int_l dt/Q$ , где  $l$  – короткий участок луча непосредственно под станцией).

Тем не менее, систематически наблюдаются случаи, когда  $f_{\max}$  обнаруживается на спектрах ускорений, которые исправлены за потери обоих видов: и на основной трассе луча, и непосредственно под станцией (рис. 1.3б). Такие факты указывают на частично очаговую природу  $f_{\max}$ .

В работах [Kinoshita, 1992] при определении параметра  $f_{\max}$  по записям скважинных приборов (на глубинах 2–3 км), расположенных в центральной части Японии, обнаружилось, что параметр « $f_{\max}$  очагового происхождения» наблюдаем вполне уверенно, однако лишь для части изученных гипоцентральных объемов.

Другим аргументом в пользу реальности « $f_{\max}$  очаговой природы» является слабый, но значимый, рост параметра  $f_{\max}$  с магнитудой, который отмечен в [Parageorgiou, Aki, 1983] для калифорнийских землетрясений, в ([Irikura, Yokoï, 1984], [Umeda et al., 1984]) – для японских землетрясений, и в [Гусев, Гусева, 2014] – для камчатских землетрясений.

В настоящее время наличие вклада очага в формирование  $f_{\max}$  теперь обычно признается в принципе ([Aki, Irikura, 1991], [Purvance, Anderson, 2003]), но вопрос изучен недостаточно.

Отметим, что встречается и употребление  $f_{\max}$  в более общем смысле, а именно как «самая высокая из наблюдаемых частот», которая как параметр является составляющей стохастической очаговой модели «омега-квадрат», предложенной Хэнксом и МакГвайром [Hanks, McGuire, 1981]. В таком виде под  $f_{\max}$  подразумевается или «станционная  $f_{\max}$ » (и тогда влиянием «очаговой  $f_{\max}$ » пренебрегают, как, например, и в [Sato et al., 1997]), или «станционная  $f_{\max}$ » рассматривается совместно с «очаговой  $f_{\max}$ ». Подобная практика может приводить к большему разбросу и(или) систематическим искажениям при оценке «каппа», средних ускорений ( $a_{\text{rms}}$  из (1.29)) и других параметров. В таком случае причиной является неучет наличия «очаговой  $f_{\max}$ ». При этом соответствующий вклад в спад спектра интерпретируется как эффект дополнительных потерь, что

приводит, например, к увеличению оценок «станционной  $f_{\max}$ » (или, практически, параметра «каппа»).

Сложный характер явления привел к возникновению неуклюжих терминов: (1) «станционная  $f_{\max}$ » или « $f_{\max}$ , управляемая площадкой (станцией)» и (2) « $f_{\max}$  очаговой природы» или « $f_{\max}$ , управляемая очагом»; обозначим эти параметры как (1)  $f_k$  и (2)  $f_{c3}$ . Последний параметр,  $f_{c3}$ , то есть «третья корнер-частота» является важным объектом настоящего исследования.

**1.1.5. Гипотеза подобия спектральных и иных параметров очага.** При анализе наблюдаемых очаговых спектров важным объектом исследования является изучение их скейлинга (или обобщенного подобия). Предположение о подобии физических процессов является одним из наиболее продуктивных допущений в науке, поскольку дает основание для экстраполяции данных, полученных на одном масштабном уровне, на задачи совершенно другого класса. И хотя во многих задачах наблюдаются отклонения от законов подобия, последние с успехом применяются на практике, обеспечивая в ряде случаев приемлемую точность оценок (например, [Родионов и др., 1971]).

Несмотря на множество публикаций, соотношения между такими параметрами разломных зон, как длина, ширина (размер поперек простираения), амплитуда смещения, активно обсуждаются. При описании структурных характеристик разломных зон широко применяются эмпирические масштабные соотношения, связывающие длину разлома  $L$ , ширину разломной зоны  $W$  и амплитуду смещения по разрыву  $D$  ([Шерман, 1977], [Hull, 1988] и др.). Для связи между этими параметрами чаще всего используют степенные соотношения типа:

$$W = const_1 \cdot D^a, \quad D = const_2 \cdot L^b, \quad W = const_3 \cdot L^c \quad (1.30).$$

Во многих публикациях показатели степени в соотношениях (1.30) чаще всего близки к единице, а коэффициенты изменяются в широких пределах. Близость показателей степени к единице означает выполнение соотношений подобия для процесса разломообразования: все линейные размеры связаны прямой пропорциональностью. Есть, однако, основания полагать, что

масштабирование и структурных, и механических параметров нарушений сплошности имеет более сложный характер [Кочарян, 2016].

Мерой измерения силы землетрясения является его магнитуда. При этом сама по себе магнитуда также является самым трудным параметром для установления теоретической связи с другими важными характеристиками очагового процесса, например, как смещение по разрыву  $D$ , высвобожденная энергия, сброшенное напряжение  $\sigma$ , размерность очага (например, длина разлома  $L$ , ширина разломной зоны  $W$ ), излученная энергия, и сейсмический момент  $M_0$  [Kanamori, Anderson, 1975].

Если все очаги являются *подобными*, то амплитуда, измеренная на любой единичной частоте, характеризует весь спектр. Тогда простым пересчетом (например, по соотношениям из [Aki, 1967]) возможно вычисление всех остальных параметров очага (например, сейсмический момент  $M_0$  и энергия,  $E$ ). В работе [Aki, 1967] приведены результаты первой попытки связать магнитуду землетрясения ( $M_S$ , определенную на периоде 20 с) с параметрами очага (в рамках моделей «омега-куб» и «омега-квадрат», см. раздел 1.1.1). В результате им построены зависимости амплитуд спектральной плотности  $|A(\omega)|$  от магнитуды  $M_S$ , предполагающие, что

$$|A(\omega)|(M_1) = |A(\omega)|(M_2) + const, \quad (1.31)$$

где  $M_1$  и  $M_2$  – два очага с разными магнитудами. Соотношение (1.31) отражает *гипотезу подобия очаговых спектров*.

Геллер [Geller, 1976] в качестве опорного параметра при изучении подобия использовал не традиционную магнитуду  $M_S$  (например, как в [Aki, 1967]), а шкалу сейсмического момента  $M_0$ . Согласно Геллеру, многие из предложенных моделей очагов предсказывают пропорциональность для следующих параметров:

$$A(\omega) \sim M_0(\omega_c / \omega)^3 \sim L_3(L^{-1} / \omega)^3. \quad (1.32)$$

С учетом ([Aki, 1967], [Chouet et al., 1978], [Geller, 1976], [Kanamori, Anderson, 1975]) получаем, что в случае выполнения гипотезы простого подобия

очаговых спектров, для случая постоянного значения сброшенного напряжения  $\Delta\sigma$ , можем предположить пропорциональность следующих параметров:

$$L \sim T \sim W \sim f_{c1} \sim f_{c2} \sim f_{c3} \sim M_0^{1/3}. \quad (1.33)$$

В случае непостоянного значения  $\Delta\sigma$ , например в [Atkinson, Boore, 1990]:

$$f_0 \sim (\sigma / M_0)^{1/3}, \quad (1.34)$$

где  $\sigma$  – «стресс-параметр» (stress parameter), близкий, но не идентичный  $\Delta\sigma$ . В настоящей работе сброшенные напряжения не являлись объектом изучения. При этом случай (1.33) с постоянным  $\Delta\sigma$  рассматривался как опорный. Побочная для данной работы тема различий между «стресс-параметром»  $\sigma$ , характеризующим положение  $f_0$  и теоретическим параметром «сброшенное напряжение»  $\Delta\sigma$ , детально не обсуждается.

К настоящему времени, несмотря на накопившийся наблюдательный материал, вопрос о применимости гипотезы подобия к сейсмологическим данным остается открытым, поскольку известны как случаи, согласующиеся с гипотезой подобия ([Aki, 1967], [Kanamori, Anderson, 1975], [Geller, 1976], [Choy, Boatwright, 1995], [Ide, Beroza, 2001], [Yamada et al., 2005] и др.), так и случаи, ей противоречащие ([Gusev, 1983], [Kanamori et al., 1993], [Abercrombie, 1995], [Mayeda et al., 2005], [Маловичко, Маловичко, 2010], [Гусев, Гусева, 2014], [Скоркина, Гусев, 2017]).

## 1.2. Обзор работ по изучению спектров землетрясений Камчатки

**1.2.1. Сведения о районе исследований и его сейсмичности.** Камчатка – один из тех регионов, где геодинамические процессы (конвергентное взаимодействие литосферных плит, субдукция) и связанная с ними сейсмичность достигает наивысшей интенсивности на нашей планете. Здесь, в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану и сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, происходит более трети землетрясений России.

История наблюдений и исследований землетрясений на Камчатке состоит из нескольких больших этапов: период макросейсмических наблюдений (1737–

1900 гг.), период инструментальных наблюдений камчатских землетрясений удаленными станциями России (СССР) и мира и отдельными станциями Камчатки (1900–1961 гг.). Следующий этап (с 1961 г.) знаменуется началом непрерывной регистрации землетрясений Камчатской региональной сетью сейсмических станций (с/ст), состоящей на тот момент из пяти станций с аналоговым типом регистрации. В 2005–2009 гг. сеть стационарных с/ст Камчатки полностью переведена на цифровую регистрацию, открыты новые станции, а сеть станций сильных движений оснащена цифровыми акселерографами. Число действующих с/ст (как пунктов регистрации) к 2011 г. – 68, на которых установлено 38 велосиметров с  $T_c = 1.2$  с, 19 велосиметров с  $T_c = 25–360$  с, и 30 акселерометров, оснащенных 24-х разрядными цифровыми регистраторами и акселерометрами Guralp CMG-5 с максимальным регистрируемым ускорением до  $(1 \div 2)g$ . Наибольшая плотность сейсмостанций на территории Камчатского края достигается в районе г. Петропавловск-Камчатский, Авачинского залива и Камчатского залива (рис. 1.3), а также на Авачинской и Ключевской группе вулканов. С 2011 года уверенная регистрация землетрясений, обеспеченная системой сейсмологических наблюдений Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН, начинается с  $M_L = 3.5$  ( $K_{s_{1,2}}^{\phi_{68}} = 8.5$ ) – для Камчатского края с прилегающими акваториями, и с  $M_L = 2.6$  ( $K_{s_{1,2}}^{\phi_{68}} = 7.0$ ) – для землетрясений Авачинского залива [Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке..., 2012]. Код камчатской сети цифровых приборов в базе Международной федерации цифровых сейсмических сетей (FDSN – The International Federation of Digital Seismograph Networks) – D0.

Для регистрации сильных движений используются акселерометры Guralp (Англия) CMG-5 с частотой дискретизации 100 Гц (частотный диапазон регистрации составляет 0–40 Гц) [Мишаткин и др., 2011]. Передаточные функции сейсмометрических каналов станций рассчитываются с использованием результатов импульсной калибровки и на основании паспортных данных производителей оборудования (<http://www.guralp.com/products>). Оперативный

контроль качества и передаточных функций сейсмометрических каналов со всех станций регулярно выполняется сотрудниками КФ ФИЦ ЕГС РАН.

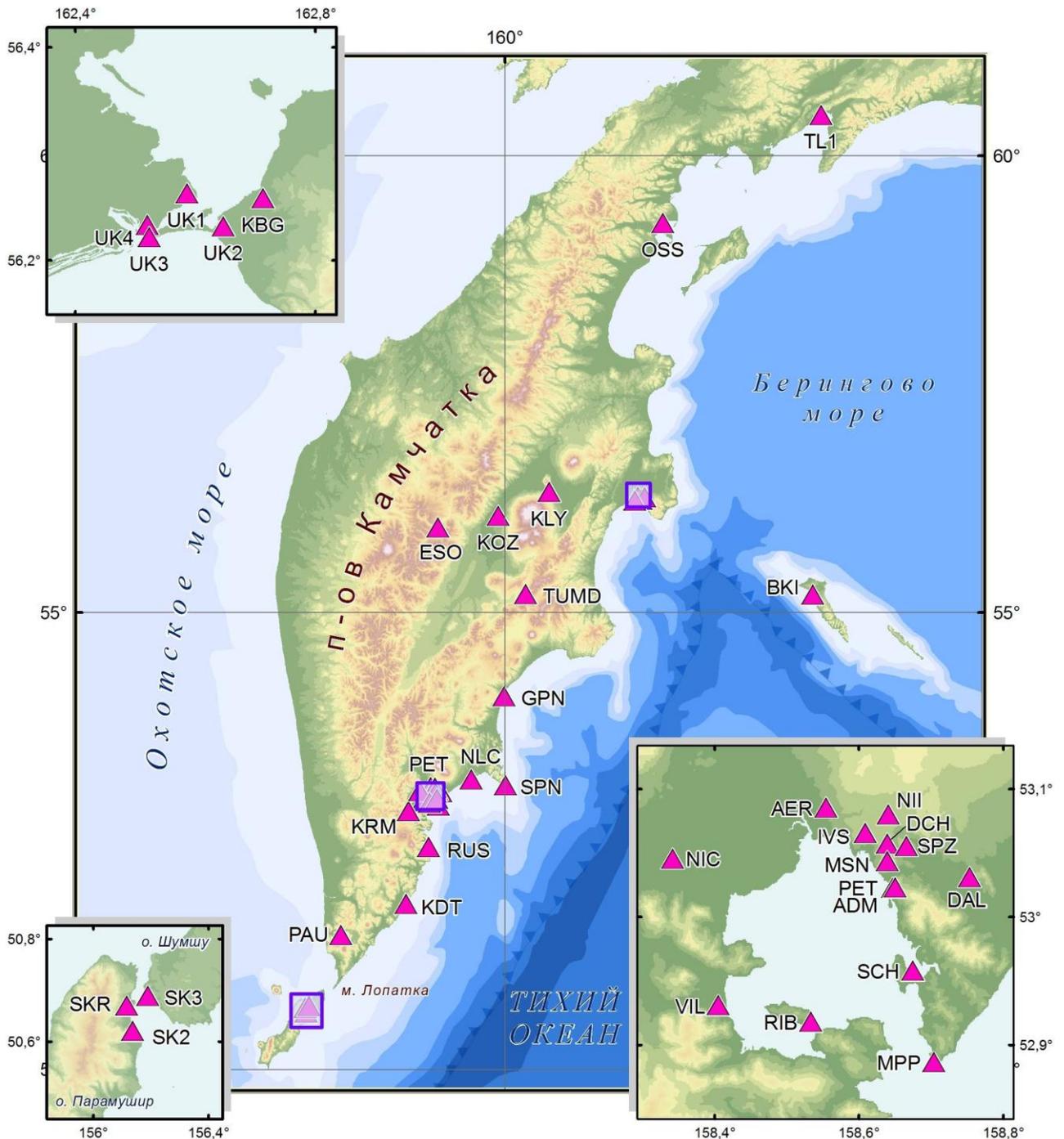


Рис. 1.3. Схема сейсмических станций Камчатки, оснащенных каналами регистрации ускорений (НН). На врезках показано размещение станций в районе г. Петропавловск-Камчатский, п. Усть-Камчатск и г. Северо-Курильск.

**Обзор изучения упругих свойств земной коры и верхней мантии для территории Камчатки.** Изучение глубинного строения региона Камчатки в сейсмологическом аспекте начато работами С.А. Федотова и И.П. Кузина, в основном обобщенными в монографии [Кузин, 1974].

В 1961–1966 гг. для района Камчатки была установлена одномерная слоистая модель из пяти слоев (размеры модели по горизонтали 500 км, по глубине – 200 км), применяемая для определения гипоцентров землетрясений. Ее основные параметры:

– земная кора (мощностью 35 км) принималась трехслойной с

«осадочным» (5 км,  $c_p = 4.0$  км/с,  $c_s = 2.2$  км/с),

«гранитным» (15 км,  $c_p = 5.8$  км/с,  $c_s = 3.2$  км/с) и

«базальтовым» (15 км,  $c_p = 6.7$  км/с,  $c_s = 3.7$  км/с) слоями;

– мантия принималась двухслойной с:

верхним (85 км,  $c_p = 7.8$  км/с,  $c_s = 4.3$  км/с) и

нижним (80 км,  $c_p = 8.1$  км/с,  $c_s = 4.5$  км/с) слоями [Кузин, 1974].

Более детально строение верхов мантии было охарактеризовано по данным о кажущихся скоростях ([Славина, Федотов, 1974], [Федотов и др., 1976]), главное дополнение к результатам И.П. Кузина – выявление зоны высоких скоростей ( $v_p = 8.1$  км/с) в районе Срединного хребта. Уже И.П. Кузин отмечал специфическую структуру района Командорских островов, с отношением скоростей  $v_p / v_s = 1.71$  против типичного значения 1.73 на Камчатке, и тонкой (~25 км) корой.

Ранние оценки скоростей и толщин коры были подтверждены работами по инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн [Shapiro et al., 2000]. Детальная структурная информация была получена методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), соответствующие результаты приведены в ([Глубинное сейсмическое зондирование..., 1978], [Балеста, 1972], [Балеста, Гонтовая, 1985]). Позднее проводились томографические реконструкции трехмерного поля скоростей в работах ([Гонтовая и др., 2003] и [Gorbatov et al.,

1999]). В целом, структура Камчатки соответствует сложившимся представлениям о структуре островной дуги в области коллизии океанической (субдуцирующей) и не вполне типичной континентальной литосферы.

**1.2.2. История изучения спектров камчатских землетрясений.** Одним из первых подходов к изучению спектров камчатских землетрясений является работа В.В. Штейнберга [1971], в которой, предположено, что сильно сглаженный амплитудно-частотный спектр колебаний может быть охарактеризован уровнем максимума по ординате  $\Phi$ , частотой максимума  $f_{\max}'$  и крутизной крыльев спектра  $\alpha$ , он получил зависимости  $\Phi(K_S)$ ,  $f_{\max}'(K_S)$  и  $\alpha(K_S)$ . Также в этой работе впервые было отмечено, что расчетные спектры скорости колебаний от камчатских землетрясений с  $M$  от  $\sim 5.5$  обеднены высокочастотными колебаниями, и при этом открыты в сторону низких частот [Штейнберг, Федотов, 1974].

В это же время С.А. Болдыревым [1974] были получены первые оценки поглощения продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Камчатки. Они вычислялись по записям частотно-избирательных сейсмических станций (ЧИСС) [Запольский, 1971], в пунктах «Тополово» и «Шипунский» (период регистрации 1964–1968 гг.). Станции ЧИСС представляют собой набор из семи октавных аналоговых полосовых фильтров, перекрывающих диапазон 0.2–30 Гц. В результате, впервые для Камчатки была установлена нелинейная зависимость коэффициентов поглощения от частоты колебаний в диапазоне 0.2–30 Гц.

Затем, изучением спектров продолжали заниматься в рамках проведения работ по детальному сейсмическому районированию Камчатки [Зобин и др., 1980, 1988] и отдельных площадок на ее территории ([Гусев и др., 1980], [Гусев, 1990] и др.). Была выполнена оценка спектральных характеристик сейсмического воздействия сильных землетрясений и его амплитуд, для 9-балльной зоны в районе г. Петропавловск-Камчатский [Зобин и др., 1980]. Для решения этой задачи был применен нормированный спектр максимально возможного землетрясения с максимальной скоростью смещений грунта 20 см/с на периоде  $1 \div 1.2$  с, предложенный А.А. Гусевым, с формой кривой спектральной плотности

ускорений: приблизительно плоская от 0.5 до 2.0 с, плавный спад до 0.1 максимума на промежутках от 0.5 до 0.1 с.

В.М. Зобиным изучались особенности спектров вулканотектонических землетрясений [Zobin, 1979, 1983], включая предвестниковые вариации спектров [Zobin, 1986].

Опыт исследований спектров на Камчатке был использован при составлении методических рекомендаций, составивших работы [Аптекман и др., 1985, 1989]. Была адаптирована классическая методика определения очаговых спектров по телесеismicким записям объемных  $P$ -волн, многие элементы этой методики применимы и для поперечных волн, и для региональных задач.

В 1989 г. был реализован, и опробован для некоторых записей сильных движений, пакет программ цифровой обработки сейсмических записей [Гусева и др., 1989], включающий в себя возможность счета спектра Фурье (несглаженного и сглаженного по логарифмической сетке). В рамках этой работы, в том числе, была определена типичная форма спектра (Фурье) ускорения и спектра реакции для записей на ст. «Шикотан», для мантийных толчков средней силы ( $I = 3-5$  баллов,  $M_{LH} = 5 \div 6$ ,  $r = 50-100$  км). Получены предварительные данные для корреляций «магнитуда»–«сейсмический момент», уточненные затем в работе [Гусев, Мельникова, 1990].

Систематическая обработка записей и их анализ (в терминах максимальных ускорений) начаты в работах ([Гусев и др., 1998], [Gusev et al., 1997], [Petukhin et al., 1999]). В рамках этих работ была произведена обработка нескольких десятков оцифрованных аналоговых записей сильных движений 1969–1993 гг. с  $M_{LH} = 4.0-7.8$  для эпицентральных расстояний от 30 до 250 км с глубиной не более 80 км. Получены несколько близких вариантов зависимости максимальных зарегистрированных ускорений от магнитуды,  $A_{max}(M)$ .

### 1.3. Постановка задачи исследования

С появлением сети цифровых сейсмических станций на Камчатке впервые возникла возможность систематически изучить свойства местных землетрясений, умеренных и слабых, на материале достаточного объема и качества. Поэтому был сформулирован предмет исследования – установление типичных для региона спектральных параметров землетрясений ( $f_{c1}, f_{c2}, f_{c3}$ ) в функции сейсмического момента. Далее необходимо провести анализ полученных оценок  $f_{c3}$  («очаговая  $f_{\max}$ »), поскольку этот параметр не определяется рутинно (общепринятый подход к анализу наблюдений – в рамках «модели Бруна» с  $f_0$ ). И одновременно с этим, апробировать методику массового определения значений  $M_0$  и  $M_w$  по уровню низкочастотной ветви очагового спектра смещений  $\Omega_0$ .

Полученные материалы также целесообразно использовать для изучения свойств очагов землетрясений, в частности, для установления характеристик скейлинга спектральных параметров (проверка гипотезы простого подобия к трендам для каждой из трех корнер-частот как функций сейсмического момента). В прикладном аспекте важным результатом является описание вариантов спектральных свойств разнообразных грунтово-геологических условия под сейсмическими станциями.

#### *Заключение к главе 1*

Резюмируя выводы основных теоретических и экспериментальных работ, отметим, что, несмотря на существующее разнообразие предложенных моделей очага землетрясений, интерпретация «кажущейся временной функции источника» и его спектра в широком диапазоне частот (0.2–30 Гц) в терминах параметров разлома остается нетривиальной задачей.

В развитие физико-математических моделей очага землетрясения большой вклад внесли работы Аки, Бруна, Даса (Das), Гусева, Кострова, Хаскела, Хэнкса (Hanks) и других ученых. Важное прикладное значение имеют наблюдения и интерпретации реальных спектров в рамках предложенных моделей, описанные в

работах Андерсон, Аткинсон, Бура (Boore), Висса (Wyss), Гусева, Ирикуры, Раутиан, Сато (Sato), Хэнкса и многих других исследователей. Тем не менее, преобладающая часть этих работ анализирует землетрясения сильных и умеренных магнитуд (с  $M_w > 4.5-5.0$ ).

Развитие сейсмической сети наблюдений, значительное снижение порога уверенной регистрации, накапливаемые качественные записи цифровых приборов позволяют продолжить работу в этом направлении на материале достаточного объема и качества, имеющегося в настоящее время и для территории Камчатки.

## **Глава 2. Методика восстановления очаговых спектров; исходные данные**

В этой главе описана примененная методика восстановления очаговых спектров поперечных волн, а также кода-волн; и описание наборов исходных данных, использованных при счете (раздел 2.4).

Сейсмические колебания в приемнике определяются тремя факторами: излучателем – очагом землетрясения, средой распространения, и локальными грунтово-геологическими условиями в месте установки сейсмической станции. Далее рассмотрено поэтапно формирование спектра группы поперечных волн в цепочке «очаг–среда–грунт». На каждом из этих этапов формируется определенный спектральный множитель. Набор этих множителей позволяет выразить спектр в приемнике через спектр источника (прямая задача), а обращение этого выражения позволяет оценить спектр источника через спектр зарегистрированного сигнала (обратная задача).

Методика восстановления и анализа очаговых спектров, реализованная в виде компьютерных программ в Matlab, алгоритм которых разработан А.А. Гусевым, во многом, следует традициям ([Аптекман и др., 1985, 1989], [Гусева и др., 1989], [Раутиан, 1976], [Раутиан и др., 1981], [Ризниченко и др., 1976], [Ризниченко, Сейдузова, 1976], [Atkinson, Silva, 1997], [Hanks, Wyss, 1972]).

Соискатель принимала активное участие в отладке, доводке и экспериментальном счете, провела массовый счет по этим программам. Соискателем выполнен подбор исходного цифрового сейсмограммного материала в виде «коллекций» 1–4 (раздел 2.4). Также соискателем проведены контроль принятой модели потерь (раздел 2.2), подготовка исходных данных и расчет для определения станционных поправок (раздел 2.2.2, п. II-2) и определена импедансная характеристика опорной станции РЕТ «Петропавловск» (раздел 2.2.2, п. II-1).

## 2.1. Сейсмический сигнал: случай однородной среды без потерь

В данной работе внутренняя структура очага землетрясения не затрагивается. Используется описание очага через эквивалентный точечный источник – двойной диполь, скалярный сейсмический момент которого растет по закону  $M_0(t)$ ; скорость роста – это  $\dot{M}_0(t)$  (1.4). Амплитудный (очаговый) спектр  $\dot{M}_0(t)$  обозначим  $\dot{M}_0(f)$ . Сейсмический момент как численный параметр очага – это  $M_0 = M_0(t)|_{t=\infty} = \dot{M}_0(f)|_{f=0}$  (1.7). С точностью до множителя, функции  $\dot{M}_0(t)$  и  $\dot{M}_0(f)$  совпадают, соответственно, с временным ходом  $D(t)$  и спектром  $D(f)$  сигнала смещений объемных волн в идеальном случае однородной неограниченной упругой среды без потерь. В этом случае, согласно (1.8) и (1.9)

$$D(t) = A_1 \dot{M}(t - r/c_s); \quad A_1 = \frac{R_{\theta\varphi}}{4\pi\rho c_s^3 r} \quad (2.1)$$

где  $R_{\theta\varphi}$  (1.10) – диаграмма направленности для смещения в  $S$ -волне (далее принимается среднее по фокальной сфере значение  $R_{\theta\varphi} = 0.63$  [Boore, Boatwright, 1984]),  $\rho$  и  $c_s$  – плотность и скорость  $S$ -волн,  $r$  – расстояние источник-приемник (гипоцентральное). И излучаемая временная функция источника, и соответствующие спектры, вообще говоря, зависят от положения луча к приемнику на фокальной сфере. В настоящей работе этой зависимостью пренебрегали, и, в сущности, изучали параметры, осредненные по фокальной сфере (пояснение см. в разделе 1.1.3).

Полезно также рассматривать функцию  $\dot{M}_0(f)$ , связанную со спектром  $V(f)$  сигнала скорости  $V(t)$ , а также «очаговый спектр ускорений» (ОСУ, см. (1.27)), связанный со спектром  $A(f)$  сигнала ускорения  $A(t)$ . При изучении наблюдаемых вычисленных спектров сигнала необходима процедура сглаживания (осреднение по ограниченной полосе частот), что, в том числе, может быть оправдано отсутствием в наблюдаемых спектрах выраженных систематических пиков или провалов. Чтобы использовать обращенную формулу (2.1) для

восстановления очаговых спектров по реальным записям, следует сначала привести спектры записей к описанным идеальным условиям.

## 2.2. Переход от стационарного спектра к очаговому спектру

В реальных условиях имеет место несколько дополнительных к (2.1) эффектов, которые будем описывать через дополнительные множители к правой части (2.1). Рассмотрим их.

### 2.2.1. Учет искажений сигнала от источника при распространении волны.

**I-1.** Эффект свободной поверхности, множитель  $C_{11} \approx 2.0$ . Его точное значение, в интервале 1.92–2.0 зависит от поляризации компоненты и от угла выхода сейсмического луча [Аки, Ричардс, 1983].

**I-2.** Проектирование вектора смещения в  $S$ -волне на направление компоненты приемника  $C_{12}$ . Работали со спектрами горизонтальных компонент, и принимали  $C_{12}^2 = 0.5$  [Аки, Ричардс, 1983].

**I-3.** Искривление лучей и геометрическое расхождение. Этот эффект можно записать как множитель  $C_{13} = G(r)/r$ , где  $G(r)$  – функция геометрического расхождения фронта волны с расстоянием  $r$ . Далее принято  $G(r) = 1$ ,  $C_{13} = 1/r$ , что уже предусмотрено в формуле (2.1). Дополнительное искривление лучей (**I-3**) в данной работе не учитывалось.

**II-1.** Влияние отношения импедансов (акустических жесткостей) среды вблизи источника («0») и импедансов среды вблизи приемника («1»)  $C_{21}(f) = (c_s^{(0)}\rho^{(0)} / c_s^{(1)}\rho^{(1)})^{0.5}$ .

Импеданс, которым обладает данная среда по отношению к данному движению, есть мера сопротивления среды движению частиц и равен  $-\rho c_s \cos j$  [Аки, Ричардс, 1983]. Однако, поскольку в данной работе используется приближение для вертикально падающей волны ( $j = 0^\circ$ ), то остается отношение  $-\rho c_s$ .

Отношение импедансов является частотно-зависимым параметром и дает существенный вклад в эффекты реальной среды. В данной работе вклад фактора

$C_{21}(f)$  учитывается с помощью «четверть-волнового» приближения ([Joynes et al., 1981], [Joynes, Fumal, 1984], [Boore, 2003]). Идея этого подхода – использование в качестве  $c_s^{(1)}\rho^{(1)}$  значения среднего импеданса в приповерхностном слое толщиной  $H(f)$ , где  $H(f)$  определяется из условия

$$\frac{1}{4f} = \int_0^{H(f)} c_s^{-1}(l) dl \quad (2.2)$$

где  $f$  – частота (Гц),  $c_s$  – скорость  $S$ -волн, а  $dl$  – элемент луча (м).

**II-2.** Частотно-зависимые условия регистрации вблизи приемника, которые могут формироваться, например, за счет вклада от верхней части разреза, локальной геологии, топографического эффекта, редко сводимые к простой схеме слоя на полупространстве. Этот фактор,  $C_{22}(f)$ , «спектральный отклик станции», детально обсуждается в пятой главе. В условиях Камчатки этот фактор можно оценить лишь эмпирически, принимая  $C_{22} = 1$  для некоторой «эталонной» станции с жестким скальным грунтом.

**II-3.** Поглощение в среде (неупругие потери). Для однородной по поглощению среды с добротностью «по поглощению»  $Q_i(f)$  его влияние на амплитудный спектр можно записать в виде спектрального множителя.

$$C_{23}(f) = \frac{D_e(f)}{D(f)} = \exp\left(-\frac{\pi f r}{c_s Q_i(f)}\right) = \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q_i(f)}\right) \quad (2.3)$$

где  $D(f)$  – спектр смещений в среде без потерь,  $D_e(f)$  – спектр смещений в среде с учетом потерь. Следуя традиции анализа амплитудных спектров умеренных и слабых землетрясений, фазовыми искажениями, связанными с распространением волны в поглощающей среде, в данной работе пренебрегаем.

**III-1.** Потери на рассеяние (на большие углы). Согласно традиции региональной сейсмологии (в отличие от оптики), волны, рассеянные на малые углы, рассматриваются суммарно с прямой волной и не входят в потери (поскольку их вклады неразделимы на практике), и такая сумма выступает как «прямая волна». Такой подход возник в условиях отсутствия на записях объемных волн ожидаемого одиночного короткого импульса (или серии

импульсов) с длительностью, определяемой длительностью очагового процесса; вместо этого, кроме случаев малых расстояний (первые км), наблюдается растянутый сигнал шумового облика.

Для описания потерь на рассеяние на большие углы, аналогично (2.3), вводится добротность по рассеянию  $Q_{sc}(f)$  – аналог множителя  $C_{23}(f)$  с заменой  $Q_i$  на  $Q_{sc}$ , обозначенный далее как  $C_{31}(f)$ . Поскольку вклады в потери от поглощения и от рассеяния трудно расщепить на практике, далее будет использоваться параметр суммарных потерь:  $Q^{-1}(f) = Q_i^{-1}(f) + Q_{sc}^{-1}(f)$  и соответствующий спектральный коэффициент для «прямой волны»

$$C_n(f) = C_{23}(f) C_{31}(f). \quad (2.4)$$

**III-2.** Эффекты многолучевого распространения и обмена на границах. В условиях Камчатки, где фазы типа Sn, Sg/Lg и др. практически не выделяются, эти эффекты обычно неотделимы от эффектов рассеяния, и можно считать, что потери энергии за счет данного фактора входят в  $C_n(f)$ .

Будем характеризовать суммарные потери при распространении в однородной среде параметром  $\kappa = t/Q = r/cQ$ . Для реальной среды удобно считать, что  $\kappa$  имеет две компоненты

$$\kappa = \kappa_0 + \kappa_v = \kappa_0 + \frac{r}{cQ(f, r)}, \quad (2.5)$$

где  $Q(f, r)$  характеризует потери на пути распространения волны, за исключением тонкого слоя вблизи станции, а  $\kappa_0$  описывает потери в этом слое. Наблюдения говорят, что можно принимать, что  $\kappa_0$  (в отличие от  $\kappa_v$ ) не зависит от частоты.

Принимаем, что функция добротности в (2.5) имеет вид

$$Q^{-1}(f, r) = Q_0^{-1} \left( \frac{f}{f_{bas}} \right)^{-\gamma} \left( 1 + \frac{q(r - r_{bas})}{r_{bas}} \right), \quad (2.6)$$

причем при  $f < f_{bas}$ ,  $Q^{-1}(f, r) = Q^{-1}(f_{bas}, r)$  [Havskov, Ottemöller, 2010]. Принято:  $f_{bas} = 1$  Гц,  $r_{bas} = 100$  км,  $Q_0 = 156$ ,  $\gamma = 0.56$ ,  $q = -0.08$  [Гусев, Гусева, 2016] и  $\kappa_0 = 0.03$  с (в диалоговом режиме) или  $\kappa_0 = 0$  с (в автоматическом режиме).

Последний множитель приблизительно описывает снижение средних потерь (на км) с расстоянием.

Таким образом, в принятой модели формирования спектра сигнала коэффициент  $A_1$  в (2.1) заменяется на спектральную функцию  $A_2(f) = C_r(f) A_1$ , где

$$C_r(f) = C_{11} C_{12} C_{13} C_{21}(f) C_{22}(f) C_n(f) \quad (2.7)$$

В практических расчетах было удобно умножать наблюдаемый спектр на коэффициент приведения  $C_r(f) = r / C_t(f)$ , в результате получали спектр для стандартного гипоцентрального расстояния  $r_0 = 1$  км. Выбор значения  $r_0$  имеет условный характер и не влияет на конечный результат, малая величина  $r_0$  нужна для того, чтобы далее можно было не учитывать потери.

Далее в работе учет фактора  $C_r(f)$  по описанной выше схеме называется **«первой схемой учета потерь»**. Также использовали более аккуратный подход к учету фактора  $C_r(f)$ , а именно – двухшаговую процедуру или **«вторую схему учета потерь»** [Гусев и др., 2017]. Она была разработана, чтобы частично избежать использования трудно проверяемых гипотез: например, о ходе потерь по закону (2.6) или о справедливости модели геометрического расхождении по  $1/r$ .

Во «второй схеме учета потерь» спектр записи, уровень которого оценен для набора частотных полос, пересчитывается в очаговый спектр в два этапа.

Сначала спектр  $S$ -волн в источнике пересчитывается в спектр  $S$ -волн на фиксированном расстоянии  $r_{np} = 50$  км; для чего используются заранее найденные для каждой полосы эмпирические функции затухания:

$$S_{ij(cb), 50} = (B_{S(cb)}(50) / B_{S(cb)}(r_{ij})) \cdot S_{ij(cb)}(r_{ij}), \quad (2.8)$$

где  $S_{ij(cb)}$  – уровень спектра в полосе с осевой частотой  $f_{cb}$ , записанный на станции номер  $j$  при землетрясении номер  $i$ ,  $r_{ij}$  – гипоцентрального расстояние станции номер  $j$  при землетрясении номер  $i$ ;  $B_{S(cb)}(r_{ij})$  – нормированная функция затухания спектра для полосы  $f_{cb}$ ; и  $S_{ij(cb), 50}$  – спектр, приведенный к расстоянию  $r_{np} = 50$  км.

Дальнейший пересчет от принятого  $r_{np} = 50$  км к  $r_0 = 1$  км выполняется согласно «первой схеме учета потерь».

Отметим, что  $r_{пр}$  должен находиться в пределах уверенного определения калибровочной кривой, что возможно только на расстояниях более 50 км из-за свойств пространственного распределения сейсмичности. Отсутствие записей для меньших гипоцентральных расстояний (см. раздел 2.4) – характерная особенность записей субдукционных землетрясений, получаемых камчатской сетью приборов (в связи с отсутствием в наличии донных приборов). Поэтому было принято  $r_{пр} = 50$  км.

Подробнее переход к 50 км описывается далее в разделе 2.2.2 (п. II-3).

*2.2.2. Принятые параметры и расчетные схемы для пересчета наблюдаемых спектров к условиям вблизи очага.* Для приведения спектра записи к условиям, описанным в разделе 2.1 следовало оценить вклады вышеописанные вклады от п. II-1, п. II-2, п. II-3, п. III-1 и п. III-2.

**II-1.** *Расчет поправки за разницу импедансных характеристик в окрестностях очага и станции.* В качестве опорной (эталонной) станции принимали станцию РЕТ («Петропавловск») с высокоимпедансным скальным грунтом; обоснование такого выбора см. ([Gusev, Guseva, 2016], [Pavlenko, 2013]).

Для реализации п. II-1 для условий станции РЕТ использовали разрез (Таблица 2.1), построенный с учетом ([Кузин, 1974], [Паспорт..., 1986], [Гусев и др., 2009], [Pavlenko, 2013]). Расчет по формуле 2.2 вели для вертикального (падающего) луча. График функции  $C_{21}(f)$  представлен на рис. 2.1.

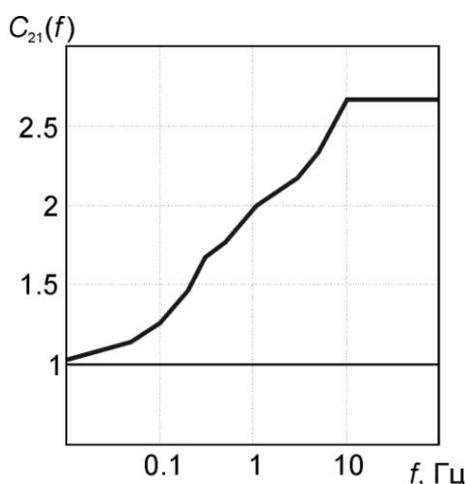


Рис. 2.1. Функция  $C_{21}(f)$ , рассчитанная методом «четверть-волнового приближения» по скоростному разрезу, представленному в таблице 2.1.

Таблица 2.1. Рабочий скоростной разрез для станции PET

$H_{\text{кровли}}$ , км	0	0.025	0.25	0.5	1.5	4	29
$c_S$ , км/с	0.8	1.4	1.7	2.0	2.8	3.2	3.7
$\rho$ , кг/см <sup>3</sup>	2.1	2.1	2.2	2.4	2.7	2.72	2.92

**II-2. Определение «спектрального отклика станций».** В качестве опорной станции при расчете поправок методом опорной станции во всех случаях использовали станцию «Петропавловск» (PET).

**В диалоговом режиме** работы с очаговыми спектрами были применены фиксированные эмпирические станционные поправки, найденные предварительно, по волновым формам группы землетрясений из «Коллекции № 1» (см. раздел 2.4).

Функции  $C_{22}(f)$  («спектральные поправки станций») определяли для каждой станции, например, «Русская» (RUS), как средние отношения спектров записи волн  $S$  и коды одного и того же землетрясения на RUS и PET. В случае  $S$ -волн спектры предварительно приводили к фиксированному  $r_0 = 1$  км с учетом модели потерь, см. (2.6). В случае коды в отношение входили станционные спектры участка записи коды одинаковой длительности и с одинаковым запаздыванием относительно времени в очаге  $t_0$ . В обоих случаях использовали среднеквадратичные амплитудные спектры двух горизонтальных компонент.

Значения отношений, кратко обозначаемые « $H/H_{ref}$ », осредняли по набору землетрясений. Параллельно, для сопоставления полученных отношений с независимыми данными, применили технологию оценки спектрального отклика станции по Накамура [Nakamura, 1989], через отношение спектров на горизонтальном и вертикальном каналах (« $H/V$ »). На рис. 2.2 иллюстрируется расчет осредненных отношений спектров  $S$ -волн и кода-волн для станций RUS и NLC. Среднеквадратичные значения уровня спектра рассчитывали по полосам шириной 0.5 Гц, для набора осевых частот 0.5, 1.0, 1.5, ... , 25 Гц.

На рис. 2.2 показано, что оценки «спектрального отклика станций» по  $S$ -волнам и коде приблизительно согласуются. Однако разброс оценок по коде

много ниже, чем по  $S$ -волнам ( $\sigma(\lg H/H_{ref})$  порядка 0.1 против 0.3). Более высокая точность оценок, получаемых по кода-волнам, отмечалась ранее и в других работах (например, в [Phillips, Aki, 1986], [Раутиан и др., 1981], [Bonilla et al., 1997]).

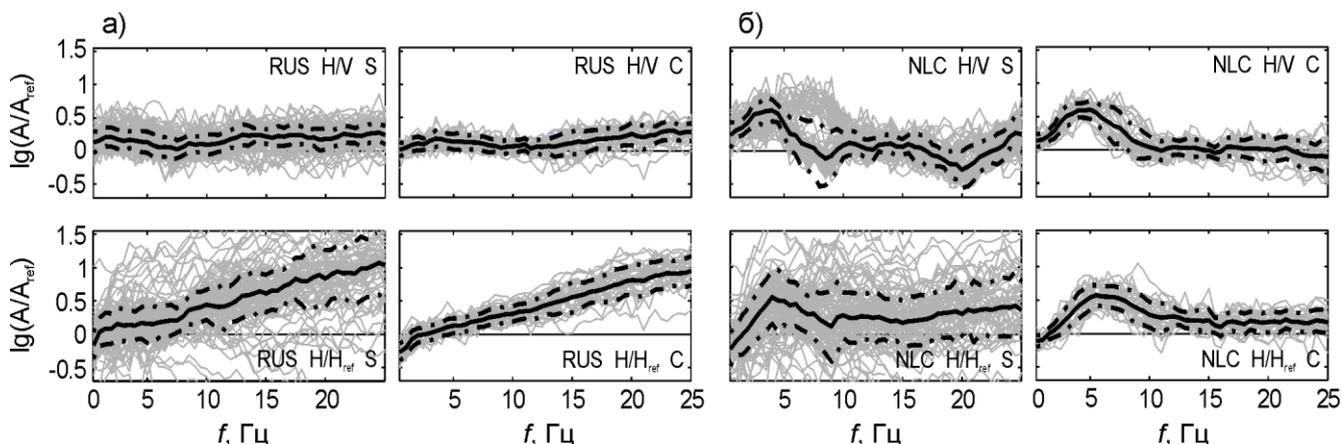


Рис. 2.2. Индивидуальные отношения спектров  $A/A_{ref}$  для станций RUS (а) и NLC (б): в каждом случае четыре графика – это индивидуальные (серые линии) и средние (сплошные линии) отношения спектров; штрих-пунктиром дана оценка границ интервала  $\pm 1\sigma$ . Приводятся отношение спектров горизонтальной и вертикальной компонент ( $H/V$ ), а также отношение горизонтальной компоненты станции (RUS или NLC) относительно такой же компоненты на РЕТ для  $S$ -волн (S) и кода-волн (C). Для случая (S) использовано 117 спектров; для (C) – 38.

Метод Накамура традиционно демонстрирует ограниченные возможности для оценки амплитуд спектральных аномалий, хотя факт аномалии иногда выявляется более четко. По  $H/V$  оказалось возможным локализовать следующие спектральные пики: для станции NLC (рис. 2.2б) при 4–6 Гц. Однако устойчивый рост спектральных поправок для RUS (рис. 2.2а), достигающий 10 раз на 20–25 Гц как для  $S$ -волн, так и для коды, не проявляется в отношениях  $H/V$ . По причине выявленного мощного резонанса вблизи 5 Гц для станции NLC от использования ее данных для выявления характерных частот очаговых спектров отказались. Более подробная интерпретация станционных аномалий приведена в пятой главе.

**В автоматическом режиме** работы с очаговыми спектрами были использованы частотно-зависимые эмпирические станционные поправки, которые находили по аналогичной методике, но по большему объему данных, сравнивая

приведенные к  $r_0 = 1$  км спектры одного и того же события на разных станциях, и осредняя разности спектров по множеству землетрясений (рис. 2.3).

Аномалии спектральных отношений (рис. 2.3) со знаком минус использовали как стационарные поправки. Оказались хорошо проявленными стационарные резонансы на с/ст IVS (при 1–2 Гц) и DAL (при 16 Гц). Точка при 40 Гц относительно менее надежна, так как она близка к частоте Найквиста. Любопытна отрицательная аномалия, подтвердившаяся на с/ст RUS и ярче проявленная на большем массиве данных для с/ст KRM при 0.3–0.6 Гц. Аномалия статистически значима (более удвоенного стандартного отклонения, которое варьирует в диапазоне 0.01–0.1 в зависимости от частоты и станции; так, при  $f = 0.4$  Гц для с/ст RUS и KRM стандартное отклонение полученных стационарных поправок составляет 0.03 и 0.02, соответственно).

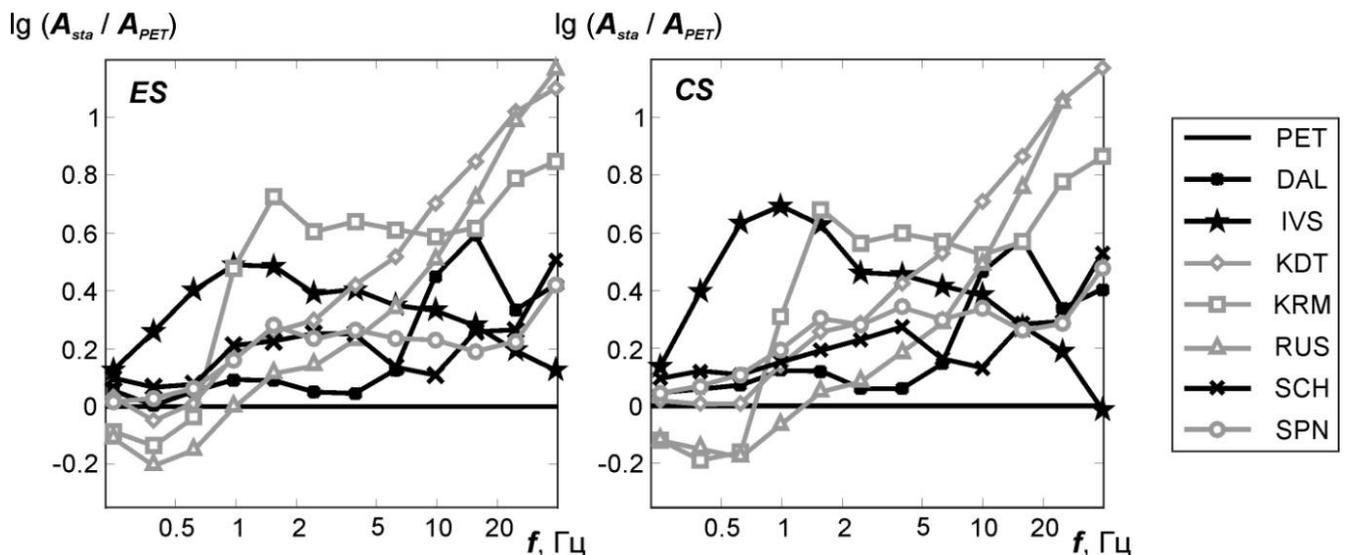


Рис. 2.3. Спектральные отклики станций, полученные для уровней спектров индивидуальных станций относительно станции PET по спектрам, рассчитанным многополосной фильтрацией (см. раздел 3.3). Черными кривыми обозначены стационарные поправки для станций Петропавловского куста (станции установлены на территории г. Петропавловск-Камчатский), серыми – для станций, удаленных от города на расстояние до 140 км (см. раздел 2.4).

**II-3. Учет затухания при распространении волны.** В диалоговом режиме работы с очаговыми спектрами для расчета множителя  $C_r(f)$  использовали

«первую схему учета потерь» [Гусев, Гусева, 2016; Скоркина, Гусев, 2017], а в автоматическом режиме – «вторую схему учета потерь» [Гусев и др., 2017].

Для приведения спектров к расстоянию 50 км на эмпирической основе («**вторая схема учета потерь**»), требуется заранее определить средние функции спада уровней амплитудного спектра  $S$ -волн ( $ES$ ) и пиковых амплитуд  $S$ -волн ( $AS$ ) с расстоянием. Следуя Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурину [Rautian, Khalturin, 1978], для построения эмпирических функций затухания использовали нормировку спектров  $S$ -волн ( $ES$ ) и пиковых амплитуд ( $AS$ ) к уровню спектра мощности кода-волн ( $CS$ ) на той же записи (точнее, используется (спектр мощности)<sup>0.5</sup>). Этот уровень,  $A_{c100}$ , снимается для запаздывания 100 с от времени в очаге.

Получив нормированные на  $A_{c100}$  уровни, например, спектров  $S$ -волн ( $ES$ ) для многих гипоцентральных расстояний, определили и функцию затухания осреднением и сглаживанием этих оценок (рис. 2.4, 2.5). Сглаживание было проведено бегущим медианным окном (рис. 2.4а, кривая 2). После этого была выполнена кусочно-линейная аппроксимация (рис. 2.4а, кривая 4), которую и использовали при нормировании амплитуд  $S$ -волн.

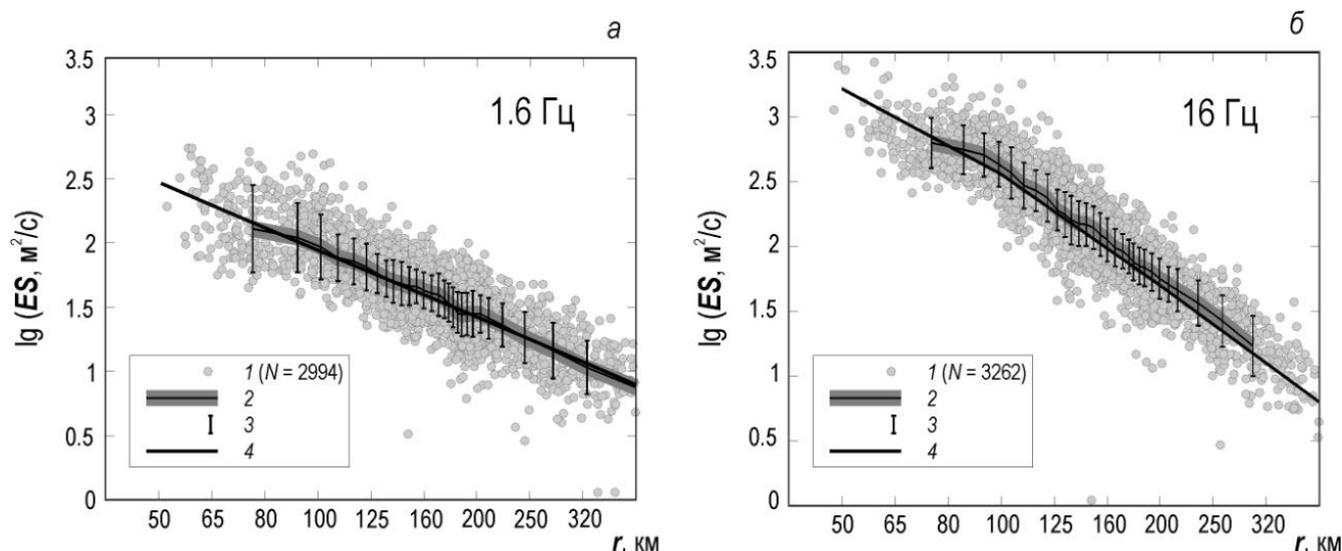


Рис. 2.4. Нормированные к уровню коды уровни  $S$ -волн ( $ES$ ) как функции гипоцентрального расстояния (1), ее сглаженный вариант (2) с оценкой разброса через интерквартильную широту (3), и результирующая калибровочная функция (4) для  $ES$  в полосах 1.6 Гц (а) и 16 Гц (б).

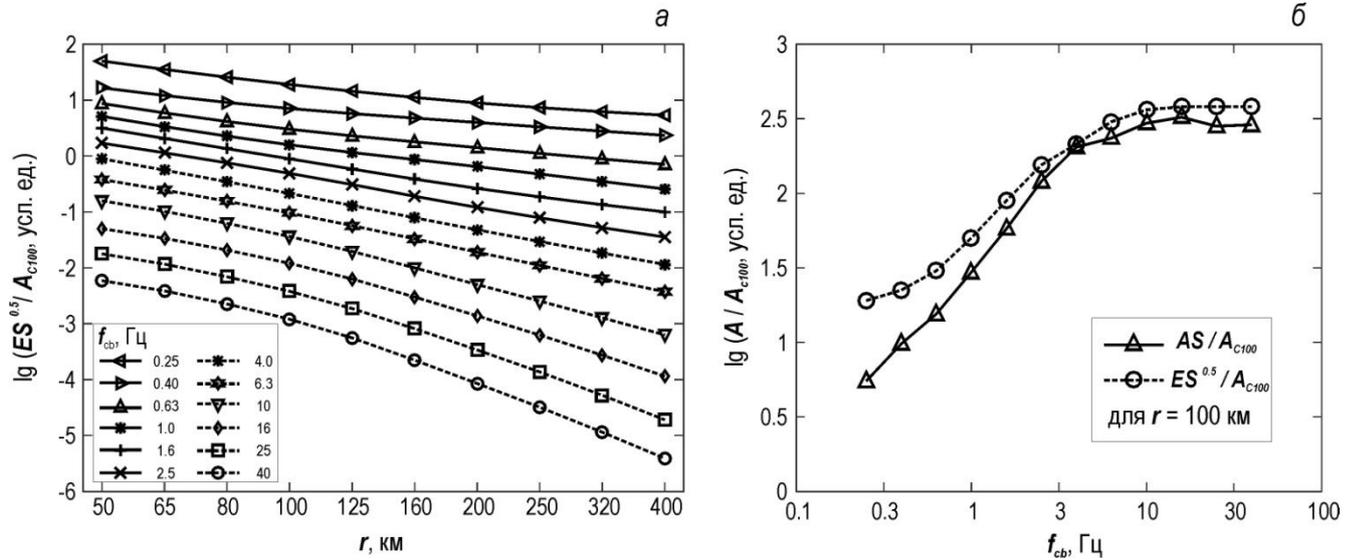


Рис. 2.5. Пример полученной функции затухания: *a* – функции затухания для  $S$ -волн, для 12 полос, для  $(ES)^{0.5}$  от гипоцентрального расстояния  $r$  (км),  $f_{cb}$  – центральная частота полосы фильтра, кривые произвольно сдвинуты по вертикали для графической ясности. На (*б*) представлено сопоставление уровней  $AS$  и  $ES$  как функций от частоты для конкретного расстояния ( $r = 100$  км), из которых формируется каждый «столбец» на (*a*). Нулевое значение ординаты на (*б*) соответствует случаю, когда уровень  $AS$  (или  $ES$ ) соответствует уровню коды на запаздывании в 100 с,  $A_{c100}$  ( $A_i = A_{c100}$ ).

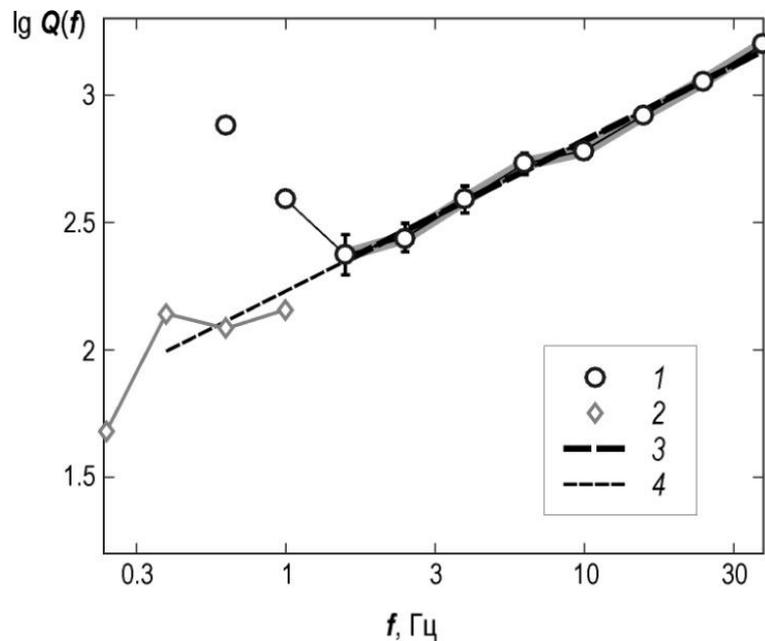


Рис. 2.6. Эмпирическая зависимость  $Q_S(f)$ , извлеченная из характера спада калибровочных кривых типа  $ES$  (рис. 2.5*a*) в диапазоне  $r = 100$ – $200$  км: 1 – затухание в модели объемных волн (с геометрическим расхождением по закону  $1/r$ ); 2 – затухание в модели поверхностных волн (с геометрическим расхождением по закону  $1/r^{0.5}$ ); 3 –  $Q_S = 179 f^{0.56}$  – степенная аппроксимация в области 1.6–40 Гц; 4 – экстраполяция аппроксимации  $Q_S = 179 f^{0.56}$  до 0.3 Гц.

В автоматическом режиме также предусмотрена возможность параллельного контроля параметров модели затухания, поскольку «на лету» выполняется оценка  $Q_S(f)$  для текущей выборки землетрясений. Опишем эту процедуру. С использованием функций затухания амплитуд (например, калибровочных кривых типа  $ES$ , приведенных на рис. 2.5а) выполняли оценку  $Q_S(f)$  на каждой частоте ( $f_{cb}$ ): в предположении модели объемных волн (с геометрическим расхождением по закону  $1/r$ ) и в предположении модели поверхностных волн (с геометрическим расхождением по закону  $1/r^2$ ). В диапазоне 1.6–40 Гц оценки оказались устойчивыми (рис. 2.6). Однако на частотах ниже 1 Гц модель геометрического расхождения  $1/r$  не всегда дает удовлетворительное соответствие (рис. 2.6). Вероятной причиной может являться наличие на низких частотах заметного вклада поверхностных волн, что отмечалось и ранее для района Камчатки при изучении модели затухания на сопоставимых расстояниях [Абубакиров, 2005] и [Abubakirov, Gusev, 1990]. Как отмечено в разделе 2.2.1 (п. III-2) при расчете абсолютных уровней спектров (например,  $AS$  или  $ES$ ) было принято, что  $Q_S$  – константа в интервале 0.25–1 Гц [Havskov, Ottemöller, 2010], и присвоено значение  $Q_S$ , полученное для  $f_{bas} = 1$  Гц.

*Пересчет от  $r_{пр} = 50$  км в окрестность опорной станции ( $r_0 = 1$  км).* В связи с отсутствием для исследуемого района записей землетрясений с гипоцентрными расстояниями менее 50 км, для дальнейшего пересчета (к  $r_0 = 1$  км) необходимо было использовать вместо эмпирических функций затухания (описанных выше) – расчетную модель затухания (или «первую схему учета потерь»).

*2.2.3. Выбор длины анализируемого участка записи.* При расчетах спектров также важен вопрос о выборе временного окна  $S$ -волн или кода-волн. Длина участка должна быть, с одной стороны, достаточной для того, чтобы учесть реакцию прибора на входной сигнал и «разрешить» в спектре максимальные периоды, соответствующие магнитуде данного землетрясения, а с другой – такой,

чтобы внутри анализируемого участка содержалась запись только полезного сигнала (в нашем случае  $S$ -волны или коды).

В предварительном исследовании [Гусев, Гусева, 2014] сравнивали оценки спектров при двух способах выбора конца окна: диалоговом, когда выбор делали визуально при завершении участка больших амплитуд группы  $S$ -волн, и автоматическом по определенной схеме. Результаты мало отличались.

Кроме того, как показано в работе [Petukhin, Gusev, 2003], в условиях Камчатки волновой пакет  $S$ -волн за счет эффектов рассеяния растягивается на период времени, пропорциональный времени пробега. Отметим, что это справедливо только для слабых и умеренных магнитуд, для которых и вели исследование; начиная с  $M_w = 6.5-7$ , в длительность волнового пакета начинает вносить свой вклад очаговая длительность.

В данной работе начало временного окна  **$S$ -волны** всегда принималось в момент вступления  $S$ -волны. В диалоговом режиме – размера окна определялся визуально. В автоматическом режиме интегрирование было проведено в пределах окна  $[1.0-1.8] \cdot t_s$ , где  $t_s$  – это время пробега  $S$ -волн.

Допустимая ширина окна для оценки мощности **коды**  $[t_1 t_2]$  – не менее 6 с. Значение  $t_1$  задавали, следуя Т.Г. Раутиан [Раутиан и др., 1981] как  $L_1 t_s$ , где  $L_1$  – частотно-зависимое значение: от  $L_1 = 2.3$  для 0.25 Гц до  $L_1 = 1.7$  для 40 Гц. Выбор  $t_2$  определяется уровнем шума.

Размер окна при определении уровня коды мог быть уменьшен при обнаружении возможного вклада от афтершоков, что особенно актуально, поскольку в исследуемый набор данных (см. раздел 2.4) входят афтершоки сильных землетрясений и рой 2013 года [Chebrov et al., 2016]. Для фильтрации влияния афтершоков (или следующего землетрясения из роя) на уровень коды был применен автоматический алгоритм. Идея алгоритма в использовании того факта, что разброс текущих квадратов амплитуд коды относительно среднего тренда этих амплитуд в пределах рабочего окна невелик, и при этом оценка этого разброса (стандартное отклонение логарифма амплитуды) достаточно стабильна. Отклонение наблюдаемого разброса вверх относительно типичных значений

является поэтому надежным сигналом о наложении на коду афтершоков или другого землетрясения. Поэтому, если фактический разброс в первоначально выделенном окне заметно превышает ожидаемое значение, окно урезается до 70% исходной длины. Эту процедуру применяли до получения удовлетворительного результата, либо, если длина окна становилась менее 6 секунд, запись отбраковывалась.

### **2.3. К вопросу о применении спектров Фурье в сейсмологии**

Исследование сейсмических сигналов в сейсмологии на основе спектров Фурье имеет два аспекта: исследование именно комплексных спектров, обычно в отношении детерминистических низкочастотных сигналов, и исследование высокочастотных сигналов, обычно только амплитудного спектра. Яркий пример первого рода – это использование оценок фазовой скорости поверхностных волн, для чего строятся фазовые спектры записей этих волн на станциях.

В отношении работы с амплитудными спектрами сложились несколько традиций. Некоторые западные ученые обычно используют несглаженные амплитудные спектры Фурье (например, в [Havskov, Ottemöller, 2010]).

Напротив, в СССР/России создалась традиция использования сглаженных амплитудных спектров Фурье ([Штейнберга, 1965], [Раутиан и др., 1981] и др.), которой придерживаются и некоторые западные ученые (например, [Atkinson, Silva, 1997]). Под этот подход не была подведена ясная теория. Но следует отметить, что в основополагающих для спектральной теории очагов статьях Хаскелла [1964, 1966] квадраты теоретических амплитудных спектров Фурье рассматриваются как спектральная плотность энергии, излученной очагом. Тогда имеет место быть прямая аналогия со стандартным в прикладной теории случайных процессов понятием спектральной плотности мощности, или спектра мощности стационарного случайного процесса [Дженкинс, Ватс, 1971].

Специфика многих сигналов, изучаемых в сейсмологии в том, что сигнал может являться нестационарным и иметь конечную длительность, поэтому оценку

мощности уверенно получить трудно, в то время как оценки энергии получить удастся. Исторически сложилось, что концепция спектральной плотности энергии не стала стандартной в сейсмологической практике.

Опыт получения оценок спектра мощности стационарного сигнала [Дженкинс, Ваттс, 1971] говорит о том, что существует возможность получить надежные оценки только с использованием сглаживания амплитудных спектров, и при этом используя интервалы времени достаточной длины. В данной работе типичная длина интервала времени составляет 5–15 с, что не достаточно для получения хорошей точности оценок по индивидуальному спектру. Исходя из аналогии со спектрами мощности, в данной работе используются следующие подходы:

(1) для получения оценок амплитудного спектра как функции частоты используется сглаживание окном 0.25 октавы на первом этапе и (фактически при многополосной фильтрации, см. раздел 3.3) 0.66 октавы на втором этапе работы.

(2) чтобы преодолеть ограниченную точность оценки индивидуального спектра, стремились использовать осреднение по спектрам на нескольких станциях. В таком случае, оценки точности результатов получали эмпирически, исходя из величины стандартного отклонения (или интерквартильной широты) среднесетевых оценок (соответственно, среднеквадратичных или медианных), определенных по трем и более станциям для одного и того же землетрясения. Кроме того, для внутреннего контроля провели сравнение оценок по двум типам волн –  $S$ -волн и кода-волн.

(3) кроме случая оценки уровня спектра смещений на низких частотах ( $\Omega_0$ , см. разделы 1.1.2 и 4.3), с оценками уровня не работали, а использовали вторичные оценки – оценки корнер-частот, при получении которых фактически использовали оценку тренда уровня среднесетевого спектра по нескольким частотным окнам.

## 2.4. Исходный набор данных

К 2011 г. на Камчатке была развернута современная система наблюдений, включающая в себя, в том числе, цифровые станции, укомплектованные не только широкополосными велосиметрами, но и акселерометрами CMG5T и CMG5TD, с частотой опроса 100 отсчетов/с. [Чебров В.Н. и др., 2013]; записи последних и являются исходными данными в настоящей работе.

Исследование проводилось в четыре этапа, которые характеризовались, в том числе, наращиванием коллекции исходных данных.

2.4.1. «Коллекция № 1». Для изучения очаговых спектров в диалоговом режиме (см. раздел 3.1) обрабатывали записи приборов, расположенных на скальных или плотных грунтах в районе Авачинского залива, станций: «Дальняя» (DAL), «Ходутка» (KDT), «Карымшина» (KRM), «Петропавловск» (PET), «Русская» (RUS) и «Шипунский» (SPN) за 2011–2014 гг. (рис. 2.7а, таблица 2.2).

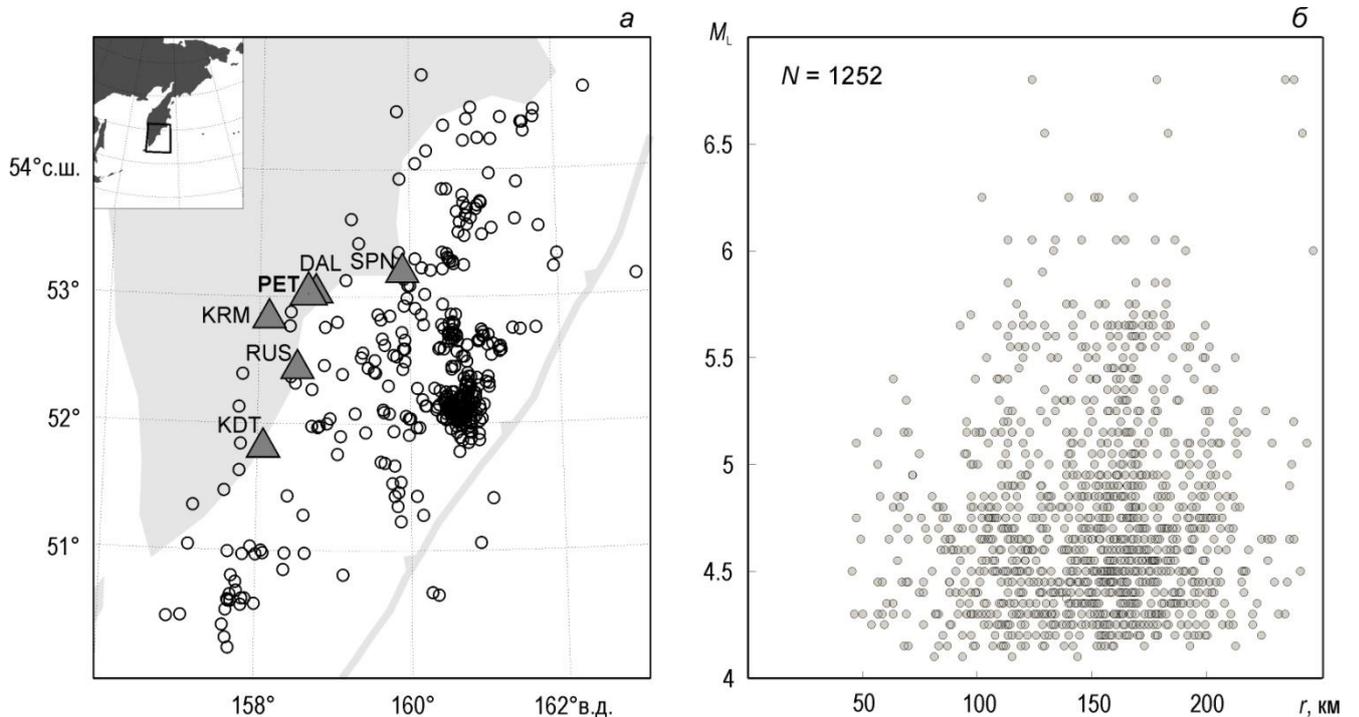


Рис. 2.7. «Коллекция № 1»: а – расположение выбранных станций и эпицентров землетрясений, б – распределение записей по магнитуде ( $M_L$ ) и гипоцентральному расстоянию ( $r$ , км).

Диапазон гипоцентральных расстояний  $r$  составляет 45–250 км, в основном более 75 км (рис. 2.7б), глубины до 170 км, в основном до 50 км, диапазон

магнитуд  $M_L$  – 4 ÷ 6. В обработке участвовали записи от 372 субдукционных землетрясений. Записи с высоким уровнем шума или наложением помех исключались. Отсутствие записей на расстояниях менее 50–70 км от станций (рис. 2.7б) – специфическое свойство получаемых на Камчатке записей субдукционных землетрясений.

2.4.2. «Коллекция № 2». Изучение связи между магнитудами  $M_w$  и  $M_L$  (раздел 4.4) было произведено по набору данных, который включает события с  $K_{s1,2}^{\phi 68} = 7.0–15.2$  за период 2010–2014 гг. в районе  $48.0^\circ–57.5^\circ$  с. ш.,  $153.5^\circ–165.5^\circ$  в. д., с глубинами очагов менее 200 км. Коллекция включает в себя 1111 землетрясений, записанных двумя-восемью станциями, что составило более 6328 записей.

При этом используются записи станций DAL («Дальний»), IVS («Институт»), KDT («Ходутка»), KRM («Карымшина»), PET («Петропавловск»), RUS («Русская»), SCH («Школа»), SPN («Шипунский») (рис. 2.8а, таблица 2.2), которые выбраны по признаку отсутствия заметного осадочного слоя (исключение – станция IVS, которую включили в работу, несмотря на наличие осадочного слоя под станцией).

2.4.3. «Коллекция № 3». Для изучения очаговых спектров в автоматическом режиме (см. раздел 3.3) использовались записи тех же станций (рис. 2.8а, таблица 2.2): DAL, IVS, KDT, KRM, PET, RUS, SCH, SPN.

В обработке участвовали землетрясения 2010–2014 гг. с магнитудами, в основном, из диапазона  $M_w = 3–6$  ( $K_{s1,2}^{\phi 68} = 7.0–14.5$ ), диапазоном гипоцентральных расстояний – 45–600 км (в основном 75–250 км) (рис. 2.8б) и глубинами до 170 км. Всего в автоматическом режиме, используя многополосную фильтрацию (см. раздел 3.3), обработано более 700 землетрясений, записанных двумя-восемью станциями, что составило более 3000 записей (рис. 2.8б).

Коллекция № 3 включает в себя записи наилучшего качества из коллекции № 2. Все записи были оценены визуально. Некоторые записи коллекции № 2 были отбракованы: те записи, перед началом которых не имеется, как минимум, двух

минут шума (например, присутствует запись более раннего землетрясения – типичная ситуация для случая роя землетрясений) и записи «кратных» землетрясений (с тремя и более четкими вступлениями групп объемных волн). На следующем этапе были также отбракованы те волновые формы, спектры которых либо имеют сложную форму (отсутствует достаточно четкая площадка в спектре смещений, имеются спектральные всплески, не специфичные для конкретной станции). Согласно описанным критериям из 6328 записей 1111 землетрясений было отобрано примерно две трети записей – 4326 записей восьми станций 1034 землетрясений, из которых 3327 записей от 729 землетрясений (рис. 2.8б) оказались пригодными для автоматической обработки (другими словами, оказалось возможным автоматическое снятие исследуемых параметров – корнер-частот ( $f_{c1}$  и/или  $f_{c2}$  и/или  $f_{c3}$ ) и/или уровня низкочастотной ветви спектров смещений  $\Omega_0$ ).

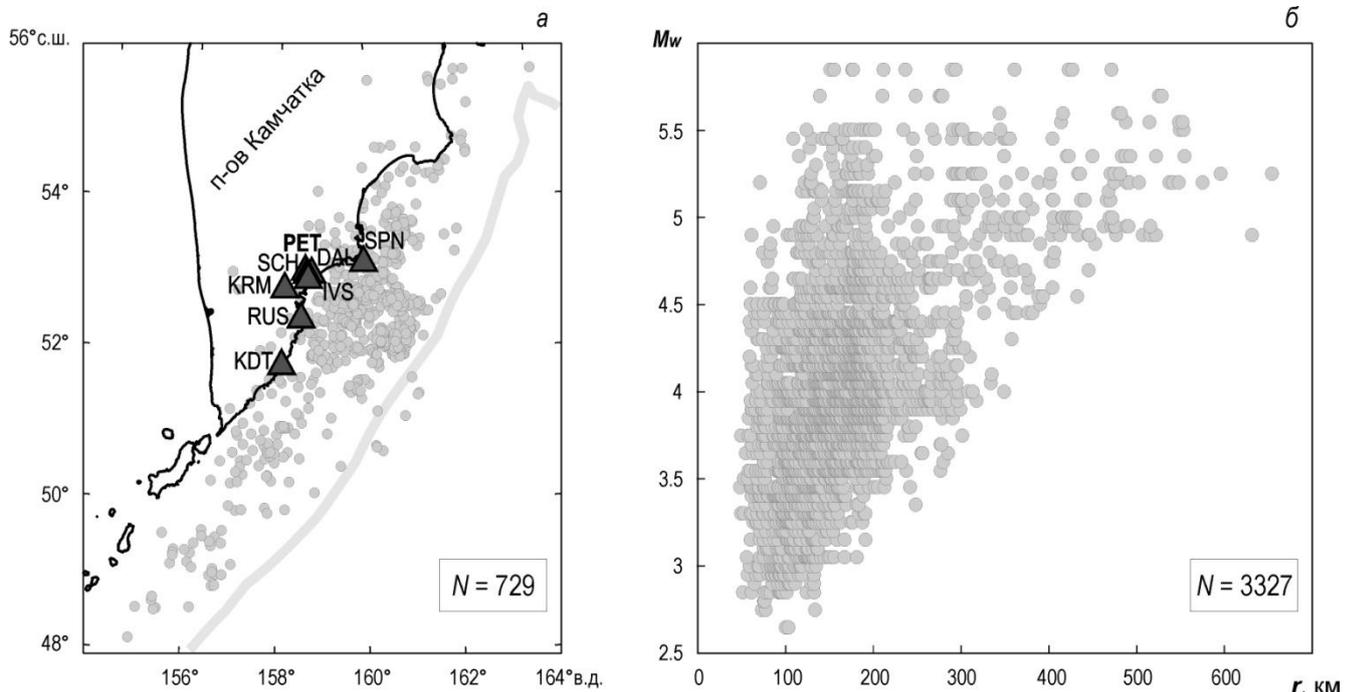


Рис. 2.8. «Коллекция № 3»: *a* – расположение станций и эпицентров очагов обработанных землетрясений, *б* – представление записей на плоскости  $r$ – $M_w$ , где  $r$  – гипоцентральный расстояние, а  $M_w$  определена как  $M_L - 0.40$  (см. раздел 4.4).

2.4.4. «Коллекция № 4». Для изучения «спектральных откликов станций» (или спектральных станционных аномалий, см. главу 5) использовались записи

23 акселерометров (рис. 2.9а, б, таблица 2.2) для 335 землетрясений, в основном, с  $M_L = 4 \div 5.5$ , с глубинами менее 400 км, за 2011–2016 гг., что составило более 7000 записей (рис. 2.9в, г).

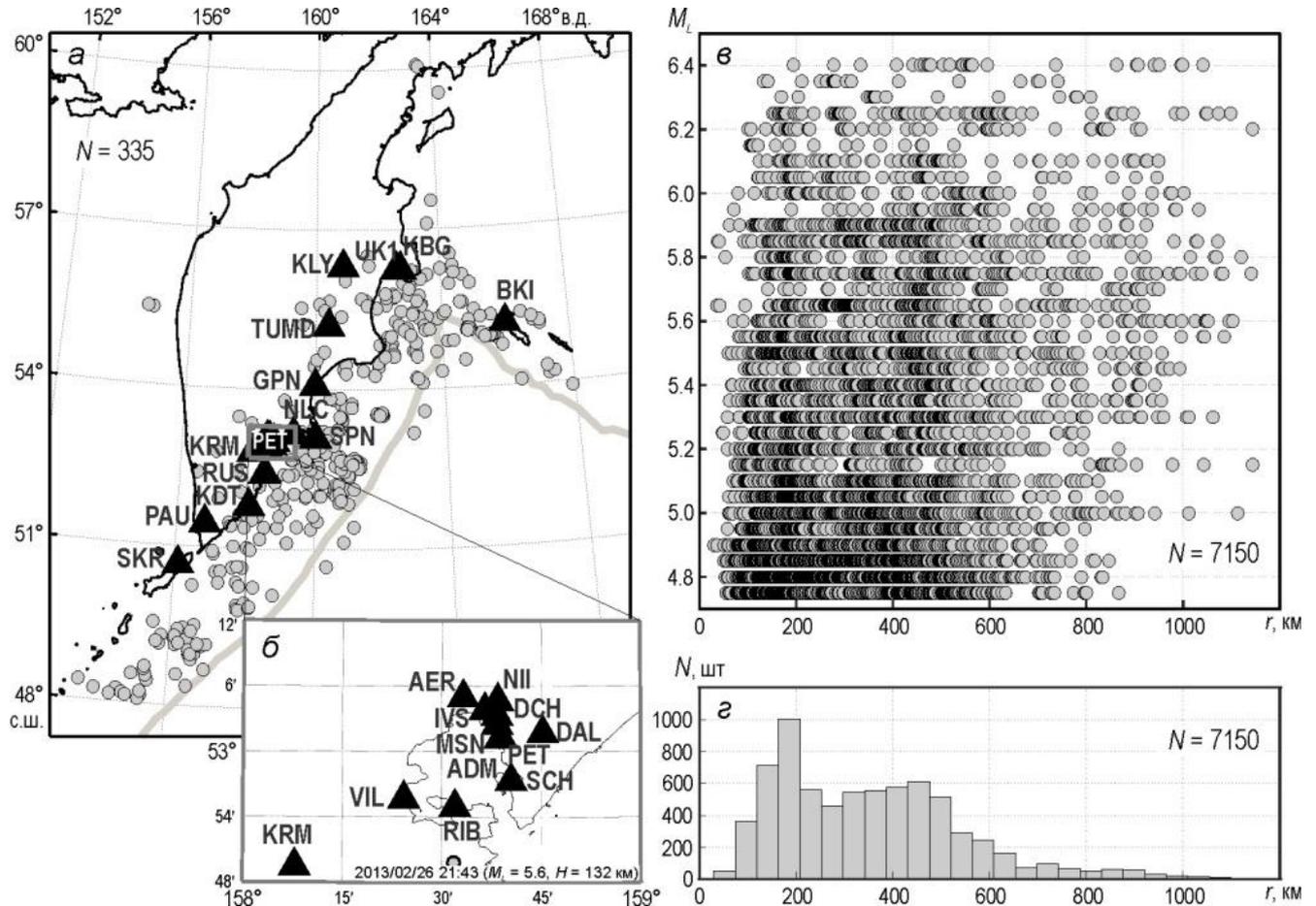


Рис. 2.9. «Коллекция № 4»: а – расположение сейсмических станций и эпицентров землетрясений, б – Петропавловский куст сейсмических станций, в – расположение записей на плоскости гипоцентрального расстояния ( $r$ , км) – магнитуда ( $M_L$ ), г – распределение количества записей по гипоцентральному расстоянию.

Таблица 2.2. Код и названия сейсмических станций, участвующих в работе:  $h$  – высота над уровнем моря, м;  $\Delta_{\text{PET}}$  – расстояние от станции «Петропавловск» (PET).

Код	Название станции	$h$ , м	$\Delta_{\text{PET}}$ , км
ADM	Администрация	5	0.2
AER	Аэрологическая станция	80	9.5
DAL	Дальний	57	7.0
DCH	Дачная	160	3.9
GPN	Жупаново	20	147

IVS	Институт	160	5.5
KBG	Крутоберегово	30	445
KDT	Ходутка	22	140
KLY	Ключи	35	393
KRM	Карымшина	100	41
MSN	Мишенная	381	2.4
НИ	НИГТЦ	190	6.4
NLC	Налычево	6	49
PAU	Паужетка	130	283
PET	Петропавловск	68	–
RIB	Рыбачий	100	14
RUS	Русская	125	66
SCH	Школа	70	7.4
SKR	Северо-Курильск	30	321
SPN	Шипунский	95	91
TUMD	Тумрок-источники	478	268
UK1	Администрация УК	5	440
VIL	Вилючинск	40	19

### *Заключение к главе 2*

1. Подробно описана во многом стандартная методика восстановления очаговых спектров по данным поперечных волн, а также кода-волн.

2. Определена импедансная характеристика для окрестности опорной станции «Петропавловск» (PET).

3. Определены станционные аномалии методом опорной станции для скальных станций (или с грунтами близкими к скальным грунтам), по спектрам которых определяли спектральные параметры.

4. Описаны две схемы учета потерь, использованных для пересчета спектров записей в очаговые спектры.

5. Приведено описание наборов исходных данных, использованных на разных этапах работы при счете спектров.

### Глава 3. Определение параметров очаговых спектров

Данная глава посвящена методике определения параметров очаговых спектров (три корнер-частоты  $\{f_{c1}, f_{c2}, f_{c3}\}$  и сейсмический момент  $M_0$ , см. главу 1) и анализу их свойств, для камчатских землетрясений. Как отмечалось ранее (см. главу 2), были применены два режима работы – диалоговый (на начальном этапе работы) и автоматический (на втором этапе). Оба режима работы выполнялись с помощью комплекса программ, реализованных в Matlab.

#### 3.1. Диалоговый режим определения трех корнер-частот

Целью первого этапа работ являлась по возможности аккуратная характеристика наблюдаемых спектров небольшого количества умеренных землетрясений (коллекция № 1, см. раздел 2.4.1). Спектры рассчитывали по нескольким станциям.

Для этого в двойном логарифмическом масштабе была выполнена кусочно-линейная аппроксимация очаговых спектров, состоящая из четырех сегментов. Эти сегменты в случае очагового спектра смещений могут быть описаны как: (1) плоский ( $\sim f^0$ ) участок спектра на низких частотах (НЧ) ниже  $f_{c1}$ ; (2) убывающий участок между корнер-частотами  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ ; (3) убывающий участок между корнер-частотами  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ ; (4) убывающий участок после  $f_{c3}$  на высоких частотах (ВЧ). При этом в диалоговом режиме определяются только параметры  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , а сегменты (1) и (4) достраиваются автоматически (рис. 3.1). Далее рассмотрим описанную процедуру подробнее.

*3.1.1. Расчет сглаженных спектров.* Визуализация и массовый счет спектров выполнялись с помощью программы, реализованной в Matlab (рис. 3.1). Она позволяет в потоковом режиме:

- просматривать исходные записи в варианте ускорений и смещений, пересчитанных из ускорений,
- уточнять вступления  $P$ - и  $S$ -волн (для альтернативного определения гипоцентрального расстояния),

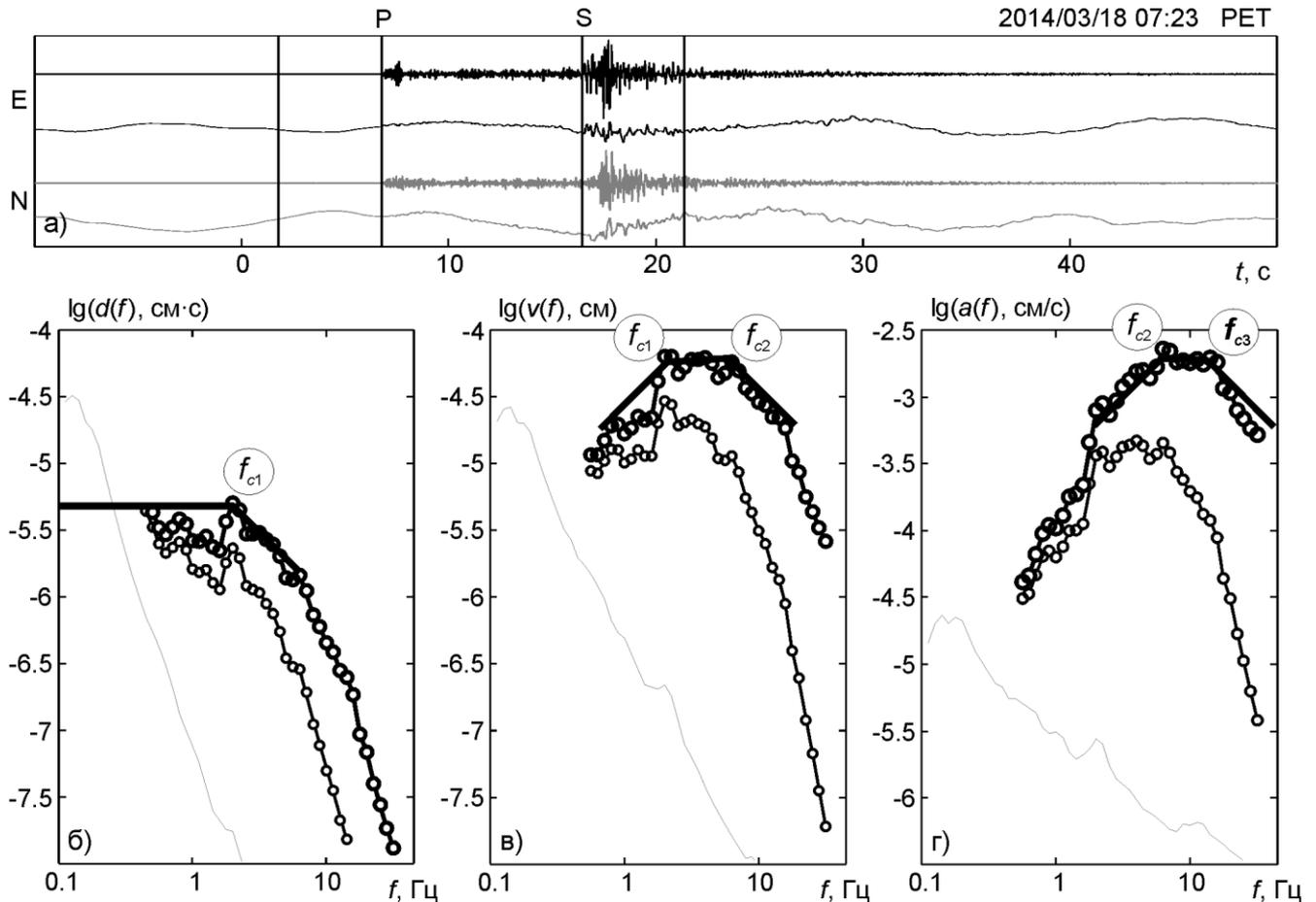


Рис. 3.1. Пример обработки записи  $S$ -волны, землетрясение 2014.03.18 в 07:23,  $M_L = 4.2$ ,  $r = 100$  км,  $H = 46$  км. Приведена копия диалогового окна: (а) сверху вниз  $A_0(t)$  и  $D_0(t)$  для  $E$ -компоненты, ниже – то же для  $N$ -компоненты, станция РЕТ. Участки цифровки группы  $S$  и шума выделены парами вертикальных линий. Внизу – графики спектров смещений (б), скорости (в) и ускорений (г). Кривые в (б), снизу вверх: спектр шума,  $rD_0(f)$ ,  $D(f)$ . Приведена также ломаная, приближающая  $D(f)$  и построенная в диалоговом режиме, ее точки излома фиксируют выбор corner-частот. В (в, г) аналогичные кривые для  $V(f) = 2\pi f D(f)$  и  $A(f) = (2\pi f)^2 D(f)$ .

- выбирать размер временного окна для счета спектра,
- просматривать сглаженные спектры Фурье (ДПФ) в вариантах смещений  $D(f)$ , скоростей  $V(f) = (2\pi f) D(f)$  и ускорений  $A(f) = (2\pi f)^2 D(f)$ ,
- визуально и автоматически контролировать качество записей и спектров (оценка для каждой записи частотно-зависимого отношения сигнал-шум для рабочих частот и его визуализация, при этом длина окна для оценки шума автоматически принималась равной выбранному временному окну для  $S$ -волны),

– снимать по возможности оценки корнер-частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  и сохранять эти оценки во внутреннюю базу данных.

В наблюдаемые спектры поправки  $C_r(f)$ , см. раздел 2.2.1, по «первой схеме учета потерь», см. раздел 2.2.2 (п. II-3), вносятся автоматически. Спектры  $S$ -волн, полученные дискретным преобразованием Фурье (ДПФ), приводились к  $r_0 = 1$  км и сглаживались по полосам шириной  $2/3$  октавы, причем сетка осевых частот полос принималась как 6 точек на октаву.

Следует коснуться нередких случаев, когда площадка в спектре  $A(f)$  не была точно горизонтальной (как на рис. 3.1 $\epsilon$ ). Вероятная причина подобных явлений – это использование единой модели затухания для всех трасс приемник-источник, что является допущением. Для уверенности в главных результатах работы, и, в первую очередь, в реальности присутствия третьей корнер-частоты в очаговом спектре и в реалистичности оценок  $f_{c3}$  главное – это отсутствие систематической недооценки потерь. В гипотетическом случае такой недооценки вместо приблизительно горизонтальных получались бы систематически наклонные (с уклоном вправо) площадки в спектрах  $A(f)$ . Данной тенденции не наблюдалось: отмечались не резко выраженные наклоны обоих знаков. Можно поэтому полагать, что основная часть полученных в работе оценок  $f_{c3}$  не несет существенных систематических искажений (см. также комментарий об оценке точности спектров Фурье в разделе 2.3).

*3.1.2. Получение и контроль оценок корнер-частот.* Далее в диалоговом режиме с очаговых спектров снимались, при возможности, оценки корнер-частот. Эта последовательность иллюстрируется на рис. 3.1. Описанная процедура развивает методику [Гусев, Гусева, 2014].

Суммарно, удалось снять значения корнер-частот для 1252 спектров  $S$ -волн от 372 землетрясений. Использовали только спектры, перекрывавшие не менее 3 октав при отношении сигнал-шум (С/Ш) более 2.5 (по амплитуде). В отношении  $f_{c3}$  обнаруживались случаи, когда спектр нельзя было восстановить до 20–25 Гц из-за неприемлемого отношения С/Ш на высоких частотах, либо когда излом спектра вниз выявлялся ненадежно. Оценку  $f_{c3}$  снимали лишь в таких случаях,

когда выше частоты излома спектр ускорений падает по  $f^{-1}$  или круче, и это имеет место в пределах полосы от полуоктавы или шире. В сомнительных случаях считали, что надежной информации относительно  $f_{c3}$  извлечь невозможно, и не использовали данный спектр для оценки  $f_{c3}$ ; было отбраковано 135 (11%) от исходного числа (1252) случаев.

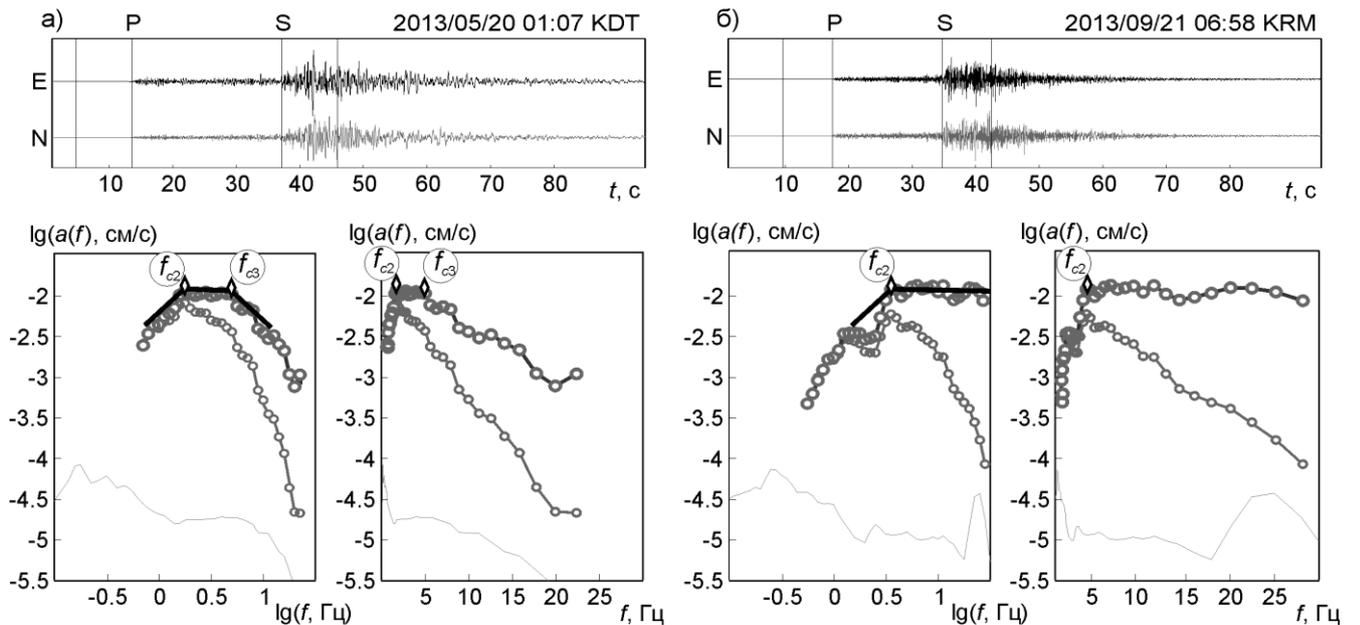


Рис. 3.2. Примеры спектров ускорений с четко выраженной  $f_{c3}$  (а) и с ненаблюдаемой  $f_{c3}$  (б). В каждом блоке приведены три графика, из которых верхний – записи ускорений, а на двух нижних – сглаженный спектр ускорений. Эти два графика отображают идентичные цифровые данные, но различаются устройством шкалы абсцисс: на левом графике – логарифмическая, на правом – натуральная. Обозначения – те же, что и на рис. 3.1. В блоке (а) отображена запись землетрясения 2013.05.20 в 01:07,  $M_L = 5.8$ ,  $r = 160$  км,  $H = 55$  км, на KDT. В блоке (б) – 2013.09.21 в 06:58,  $M_L = 5.6$ ,  $r = 149$  км,  $H = 46$  км, на KRM. Необходимо отметить неразличимость  $f_{c3}$  на левом графике в натуральном масштабе (стандартный подход к оцениванию параметра «каппа»), на некорректированном спектре.

Оставшиеся примеры (1117) относятся к одному из двух случаев: либо с уверенно наблюдаемой  $f_{c3}$  (таких 1028 или 92%, см. пример на рис. 3.2а и рис. 3.3а, б, в), либо с плоским спектром вплоть до 25 Гц (таких 89 или 8%, см. пример рис. 3.2б и рис. 3.3г). С содержательной точки зрения, в последнюю группу входят случаи, когда  $f_{c3}$  существует, но расположена выше 25 Гц и поэтому не наблюдаема, с одной стороны. С другой стороны, такие случаи могут

являться примером, когда истинный очаговый спектр смещений имеет асимптотику типа «омега-квадрат» («модель Бруна», см. раздел 1.1.1).

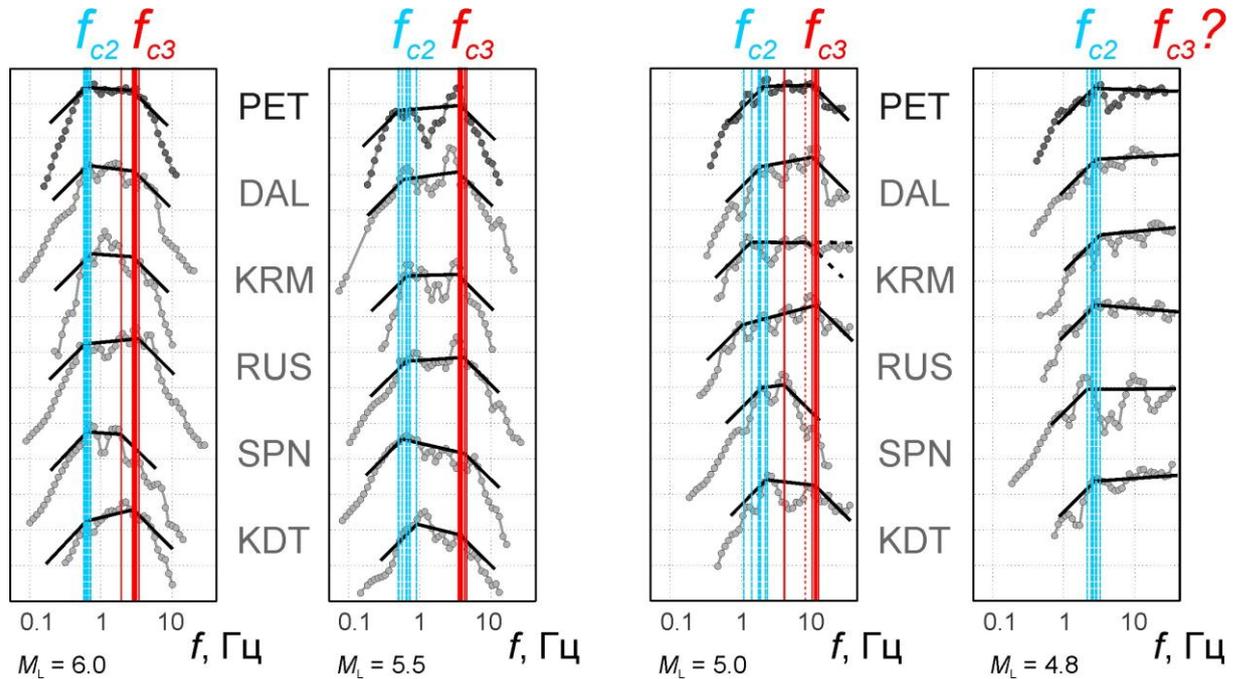


Рис. 3.3. Примеры спектров ускорений с четко выраженной  $f_{c3}$  (а, б, в) и с ненаблюдаемой  $f_{c3}$  (г). В каждом из четырех блоков, для четырех землетрясений с  $M_L = 6.0$ ,  $M_L = 5.5$ ,  $M_L = 5.0$  и  $M_L = 4.8$ , приведены по шесть графиков для шести станций (сверху вниз очаговые спектры ускорений, полученных по записям станций PET, DAL, KRM, RUS, SPN, KDT). Каждый из шести графиков произвольно сдвинут по оси ординат.

Снятие оценки  $f_{c1}$  нередко также вызывало затруднения: вместо ожидаемой четкой площадки спектра  $D(f)$  при снижении частоты виден его рост. Вероятная причина этой проблемы – наличие на низких частотах заметного вклада поверхностных волн, что отмечалось в том же регионе и ранее [Абубакиров, 2005] и [Abubakirov, Gusev, 1990]. В сомнительных случаях оценка  $f_{c1}$  не производилась. Доля подобных случаев – около 35%. Значение  $f_{c2}$  удавалось снять всегда. При этом нередки случаи, когда  $f_{c1} = f_{c2}$  или  $f_{c2} = f_{c3}$ .

Сняв значения характерных частот очаговых спектров, для каждой из 1252 пар землетрясение « $i$ » – станция « $j$ » сформировали (не всегда полный) комплект оценок  $\{f_{c1}, f_{c2}, f_{c3}\}$ , с суммарным числом оценок 839, 1252 и 1028, соответственно: от 183 до 248 комплектов на каждой станции.

В результате было обнаружено, что в очаговых спектрах присутствует несколько корнер-частот:  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , где спектральный тренд меняется: от  $f^0$  к  $f^{-1}$ , от  $f^{-1}$  к  $f^{-2}$ , и от  $f^{-2}$  к  $f^{-3}$ , соответственно. Частота  $f_{c3}$  (верхний срез очагового спектра ускорений) наблюдается для большей части изученных землетрясений, что является важным фактом, так как само существование  $f_{c3}$  (« $f_{\max}$  очаговой природы») не является общепринятым.

*3.1.3. Контроль внутренней согласованности оценок корнер-частот.* После получения оценок корнер-частот был проведен контроль их внутренней согласованности. На первом этапе сопоставляли оценки  $f_{c1}$ , снятые со спектров  $D(f)$  и  $V(f) = 2\pi f D(f)$  (рис. 3.4а) и обозначаемые  $f_{c1}^D$  и  $f_{c1}^V$ . Аналогично со спектров  $V(f)$  и  $A(f) = 2\pi f V(f)$  снимали оценки  $f_{c2}$  (рис. 3.4б) и обозначали их  $f_{c2}^V$  и  $f_{c2}^A$ . В идеальном случае оценки должны совпасть. Фактический разброс между оценками двух типов оказался невелик (в среднем, менее 0.05 десятичного логарифма или 12%), что поддерживает приемлемость принятой диалоговой методики снятия оценок корнер-частот. Далее использовали средние значения  $f_{c1} = (f_{c1}^D + f_{c1}^V)/2$  и  $f_{c2} = (f_{c2}^V + f_{c2}^A)/2$ .

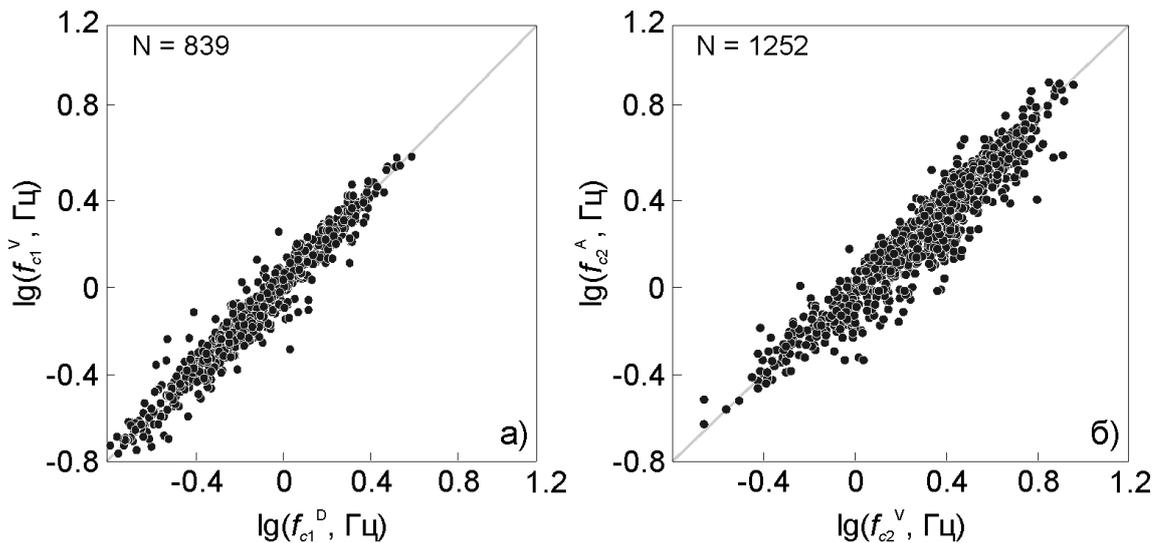


Рис. 3.4. Проверка согласия оценок  $f_{c1}$  и  $f_{c2}$ , снятых в разных диалоговых окнах. Справа:  $f_{c1}^D$  в сравнении с  $f_{c1}^V$ ; слева:  $f_{c2}^V$  в сравнении с  $f_{c2}^A$ . Средняя разность  $f_{c1}^V - f_{c1}^D$  и соответствующее стандартное отклонение составляют 0.04 и 0.06 (а); аналогичные значения для  $f_{c2}^A - f_{c2}^V$  составляют -0.07 и 0.09 (б).

Другого рода контроль провели на основе сравнения оценок по одному событию на нескольких станциях. Индивидуальные оценки  $f_{ck}$  ( $k = 1, 2, 3$ ) для каждой комбинации очаг « $i$ »– станция « $j$ » обозначим  $f_{ck}^{(ij)}$ , при этом  $j = 1, 2, \dots, n$ . При этом  $n \leq 6$ ; в основном  $n \geq 4$ . Среднесетевое (по всем  $j$ ) значение  $\lg f_{ck}^{(ij)}$  обозначим  $\lg f_{ck}^{(i)}$ . Рассчитали невязки  $\delta_k^{(ij)} = \lg f_{ck}^{(ij)} - \lg f_{ck}^{(i)}$ . На рис. 3.5 показаны гистограммы невязок  $\delta_k^{(ij)}$  для  $k = 1, 2$  и 3; видно, что соответствующие распределения не сильно отличаются от нормального закона. Для каждого  $i$  оценили дисперсию  $\lg f_{ck}^{(ij)}$  как

$$\sigma_k^{2(i)} = \frac{1}{n-1} \sum_{j=1, \dots, n} \delta_k^{2(ij)} \quad (3.1)$$

и результаты осредняли по всем  $i$ , получив среднюю дисперсию  $\sigma_k^2$ . Значения  $\sigma_k$  для невязок  $\delta_k^{(ij)}$  оценок  $\lg f_{c1}$ ,  $\lg f_{c2}$  и  $\lg f_{c3}$  составляют 0.17, 0.14 и 0.11, соответственно: такова точность одиночных оценок. Относительную точность средней по  $n$  станциям оценки  $f_{ck}$  можно получить как  $\varepsilon_k = \sigma(\ln f_{ck})/n^{0.5} = 2.3 \sigma_k/n^{0.5}$ , что составляет, при типичном  $n = 4$ , от 20% до 13%. Полученные оценки точности сочтены приемлемыми.

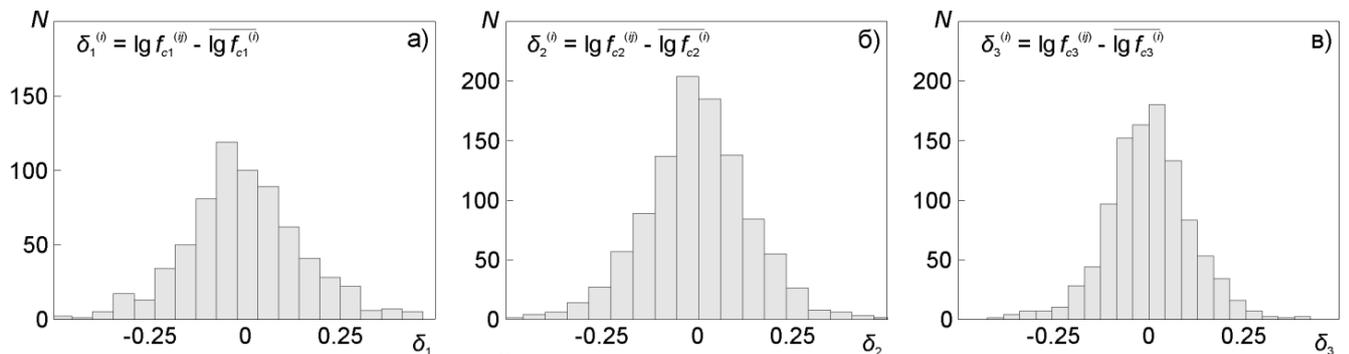


Рис. 3.5. Гистограммы невязок  $\delta_k^{(ij)}$  (станционная минус среднесетевая) для оценок первой,  $f_{c1}$  (а), второй,  $f_{c2}$  (б), и третьей,  $f_{c3}$  (в), корнер-частот.

### 3.2. Проверка реальности параметра $f_{c3}$ или « $f_{\max}$ очаговой природы»

Все же сохраняется вопрос, в какой мере полученные оценки  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  отражают именно свойства очага; не являются ли они фиктивным результатом, отражающим случайный шум (флуктуации) данных. Особенно важен данный

вопрос в отношении параметра  $f_{c3}$ , для которого сама его реальность долгие годы не являлась признанной в широких кругах сейсмологов (см. раздел 1.1.4).

*3.2.1. Изучение межстанционной корреляции оценок  $f_{c3}$ .* Для контроля использовали проверку наличия парной корреляции между оценками  $\lg f_{ck}^{(ij)}$  для одного и того же землетрясения ( $i$ ), полученными на разных станциях ( $j$ ). В идеале оценки должны совпасть, т.е. коэффициент корреляции равен единице. В реальном случае допускаем, что оценки связаны линейно, если коэффициент корреляции существенно выше нуля. В этом случае можно полагать, что оценки относятся к одному и тому же неизвестному параметру. Для шести станций возможно получить 15 комбинаций парных сочетаний. Для упрощения анализа изучали только комбинации типа «PET – одна из остальных пяти станций», а также суммарные оценки, для всех случаев типа «PET – любая из остальных пяти станций»). Результаты в графическом виде приводятся на рис. 3.6 и 3.7; результаты статистических расчетов отражены в таблице 3.1.

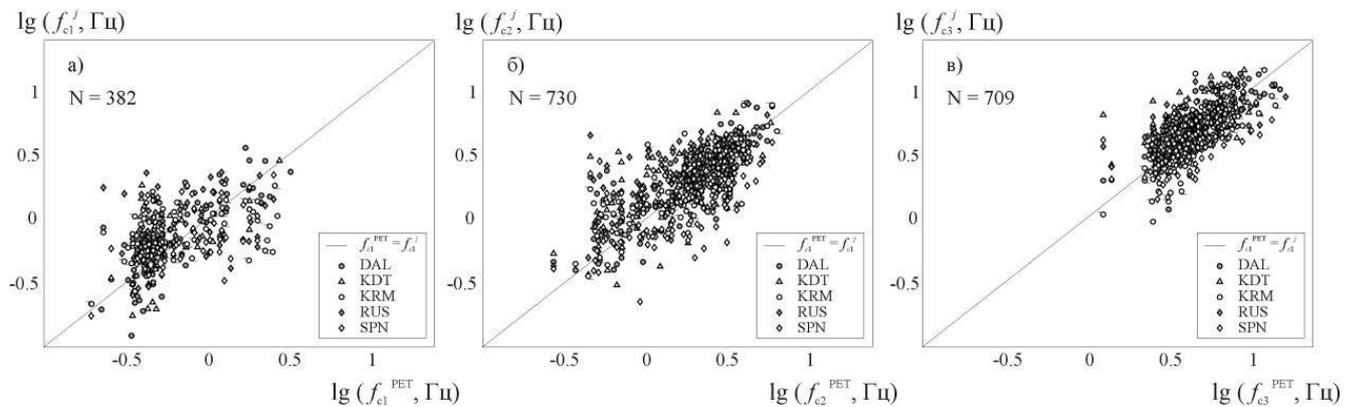


Рис. 3.6. Сопоставление индивидуальных оценок  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , полученных на станции PET с оценками  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ ,  $f_{c3}$  на других станциях, а именно, DAL, KDT, KRM, RUS и SPN. Прямые линии соответствуют случаю, когда значения по абсциссе и ординате равны (т.е. оценки на паре станций совпадают).

Описанный корреляционный анализ отображен на рис. 3.6, где приведены результаты суммарно по всем станциям ( $j = 1, 2, \dots, 5$ ):  $f_{c1}^{\text{PET}}$  и  $f_{c1}^j$  (рис. 3.6а),  $f_{c2}^{\text{PET}}$  и  $f_{c2}^j$  (рис. 3.6б),  $f_{c3}^{\text{PET}}$  и  $f_{c3}^j$  (рис. 3.6в).

Поскольку особый интерес представляет изучение межстанционной корреляции для наименее изученного и не вполне общепризнанного параметра –  $f_{c3}$ , для этого случая приводятся индивидуальные графики разброса для каждой из пяти пар станций (рис. 3.7).

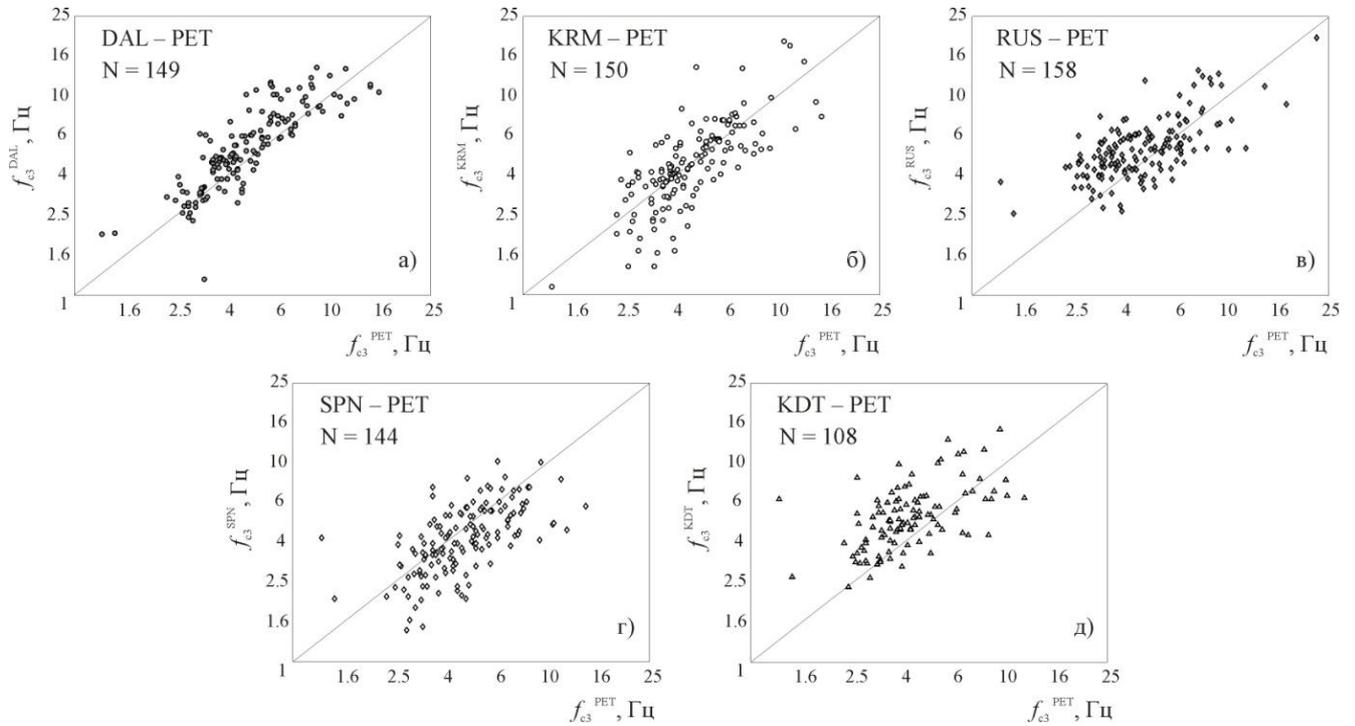


Рис. 3.7. Сопоставление индивидуальных оценок  $f_{c3}$ , полученных на станции PET (абсцисса) с аналогичными оценками  $f_{c3}$  на других скальных (или близких к скальным) станциях (DAL, KRM, RUS, SPN и KDT) (ордината). Рисунки расположены в порядке увеличения расстояния станции от PET (см. таблицы 2.2, 3.1). Обобщенный рисунок был представлен ранее (рис. 3.6в). Прямые линии соответствуют случаю, когда значения по абсциссе и ординате равны (т.е. оценки на паре станций совпадают). Наблюдаемые тренды показывают, что оценки третьей корнер-частоты коррелируют между парами станций, что является аргументом в пользу реальности параметра  $f_{c3}$  или « $f_{\max}$  очаговой природы».

Рассмотрим теперь результаты расчетов корреляции (табл. 3.1). При малом расстоянии между станциями корреляция выше, но при расстояниях более 50 км величина разброса (стандартное отклонение) стабилизируется. Во всех случаях отклонение коэффициента корреляции от нуля высоко значимо, что подтверждает наличие линейной связи.

Таблица 3.1. Сопоставление независимых оценок корнер-частот, рассчитанных по данным двух станций

Пара станций	$r_{12}$ , км	$N$	$\rho_k$ (XXX, PET)	$\rho_k^{95\%}$ (XXX, PET)	$\rho_k^{68\%}$ (XXX, PET)	$\delta_k$ (XXX-PET)	$\sigma_k$ (XXX-PET)
$f_{c1}$							
PET – DAL	7	90	0.81	0.72	0.77	0.03	0.18
PET – KRM	41	82	0.48	0.30	0.39	0.07	0.25
PET – RUS	66	88	0.36	0.16	0.26	0.09	0.27
PET – SPN	91	68	0.44	0.23	0.34	0.01	0.24
PET – KDT	140	54	0.47	0.23	0.36	0.08	0.23
<i>PET – любая</i>	-	382	<i>0.54</i>	<i>0.46</i>	<i>0.50</i>	<i>0.06</i>	<i>0.23</i>
$f_{c2}$							
PET – DAL	7	149	0.83	0.77	0.80	0.03	0.16
PET – KRM	41	158	0.76	0.69	0.73	0.01	0.18
PET – RUS	66	162	0.70	0.61	0.65	0.10	0.20
PET – SPN	91	144	0.67	0.57	0.62	-0.09	0.22
PET – KDT	140	117	0.65	0.53	0.60	0.08	0.23
<i>PET – любая</i>	-	730	<i>0.70</i>	<i>0.66</i>	<i>0.68</i>	<i>0.02</i>	<i>0.21</i>
$f_{c3}$							
PET – DAL	7	149	0.84	0.79	0.82	0.05	0.11
PET – KRM	41	150	0.75	0.67	0.71	0.00	0.16
PET – RUS	66	158	0.64	0.54	0.59	0.08	0.15
PET – SPN	91	144	0.62	0.50	0.56	-0.05	0.15
PET – KDT	140	108	0.63	0.50	0.57	0.11	0.16
<i>PET – любая</i>	-	709	<i>0.67</i>	<i>0.63</i>	<i>0.65</i>	<i>0.03</i>	<i>0.16</i>

Примечание: XXX – код одной из пяти станций, кроме PET;  $r_{12}$  – расстояние между станциями в паре,  $N$  – объем выборки;  $\rho_k^{(XXX, PET)} = \rho(\lg f_{ck}^{(i, XXX)}, \lg f_{ck}^{(i, PET)})$  – коэффициент корреляции между оценками  $\lg f_{ck}$ , полученным по данным станций XXX и PET;  $\rho_k^{95\%(XXX, PET)}$  – нижняя граница 95% доверительного интервала для  $\rho_k^{(XXX, PET)}$ ;  $\rho_k^{68\%(XXX, PET)}$  – нижняя граница 68% доверительного интервала для  $\rho_k^{(XXX, PET)}$ ;  $\delta_k^{(XXX, PET)} = \langle \lg f_{ck}^{(i, XXX)} - \lg f_{ck}^{(i, PET)} \rangle$  ( $\langle \cdot \rangle$  означает среднее);  $\sigma_k^{(XXX-PET)} = \sigma(\lg f_{ck}^{(i, XXX)} - \lg f_{ck}^{(i, PET)})$  – стандартное отклонение.

В таблице 3.1 для тех же пар станций приведены, для иллюстрации, средние разности ( $\delta_k^{(XXX-PET)}$ ) и соответствующие стандартные отклонения ( $\sigma_k^{(XXX-PET)}$ ). Разности (то есть систематические расхождения оценок  $\lg f_{ck}$  между станциями) оказались невелики, а стандартные отклонения  $\sigma_k$ , как и следует ожидать,

примерно в 1.5 раза выше, чем приведенные ранее значения  $\sigma(\rho_k^{(XXX, PET)})$ . (Пояснение: допустим, что дисперсия  $\sigma^2(\rho_k^{(XXX, PET)})$  значений  $\lg f_{ck}$  не меняется от станции к станции; тогда значение дисперсии для разности таких значений,  $\sigma_k^2$ , превышает  $\sigma^2(\rho_k^{(XXX, PET)})$  ровно вдвое, а значение  $\sigma_k$  вырастет *примерно* в 1.41 раза).

### 3.2.1. Метод отношений спектров двух землетрясений, по одной станции.

В качестве дополнительного аргумента в пользу реальности  $f_{c3}$  можно применить метод отношения спектров двух землетрясений с сопоставимыми гипоцентрными расстояниями, но при этом ощутимо различными значениями  $f_{c3}$  [Yokoi, Irikura, 1991]. При делении спектров сократятся частотно-зависимые множители  $C_{21}(f)$   $C_{22}(f)$ , и частично  $C_{п}(f)$  (см. раздел 2.1). Особенно важно, что в множителе  $C_{п}(f)$  сократится множитель, содержащий параметр «каппа», или «станционную  $f_{max}$ », которая связана с потерями непосредственно под станцией (поскольку осуществляется деление спектров, рассчитанных по записям одной и той же станции). Именно вклад данного параметра является важнейшим потенциальным искажающим фактором при оценке  $f_{c3}$ .

Чтобы рассмотреть данный подход детальнее, введем следующую модель очагового спектра. Примем, что функция формы очагового спектра  $m(f)$  ( $m(f) = \dot{M}_0(f) / M_0$ ) имеет вид

$$m(f) = K_1(f) \cdot K_2(f) \cdot K_3(f), \quad (3.2)$$

где каждый множитель  $K_k(f)$ ,  $k = 1, 2, 3$  описывает вклад каждой корнер-частоты и содержит соответствующий параметр  $f_{ck}$ . Функция  $K_k(f)$  имеет вид

$$K_k(f) = \left( 1 + \left( \frac{f}{f_{ck}} \right)^{2\delta_k/\beta} \right)^{\beta\varphi_k/2} \quad (3.3)$$

Чтобы получить спектр «модели Бруна» (см. раздел 1.1.1), в модификации Дж. Боутрайта [Boatwright, 1978], следует задать следующие параметры модели:  $K_3(f) = 1$ ;  $f_{c1} = f_{c2}$ ;  $\beta = 0.5$ ;  $\delta_i = 1$ ;  $\varphi_i = 1$ .

В проводимых далее расчетах полагали, что:  $\beta = 0.33$ ;  $\delta_k = \{1.25, 0.75, 1.0\}$ ;  $\varphi_k = \{1.0, 1.0, 1.4\}$ . Этот конкретный набор параметров был подобран эмпирически с учетом ряда теоретических соображений. Приведем необходимые пояснения.

Значение параметра  $\beta$  определяет остроту спектрального угла. Боутрайт обнаружил в 1978 г., что наблюдаемые спектральные углы намного острее, чем предсказывает «модель Бруна» с ее  $\beta = 1.0$ ; Боутрайт использовал  $\beta = 0.50$ . В исследуемых спектрах – очень четкие углы, что видно на многих рисунках главы 2 и 3 (например, рис. 3.1 и 3.3). Значение  $\beta = 0.33$  было подобрано с учетом этого факта.

Значения параметров  $\delta_1$  и  $\delta_2$  в любой модели с плоским спектром ускорений должны в сумме давать 2.0, что и выполняется в нашем случае. При этом параметр  $\delta_1$  задает наклон первого звена спектра – от  $f_{c1}$  к  $f_{c2}$ . Как некоторые последние публикации (см. главу 1), так и анализ наших данных показали, что  $\delta_1$  несколько превышает традиционное значение  $\delta_1 = 1.0$ : принятое значение  $\delta_1 = 1.25$  отражает эту информацию.

Значения параметров  $\varphi_k$  определяют асимптотический наклон правой ветви спектра-компоненты, и при  $k = 1$  и  $2$  принято  $\varphi_k = 1.0$  в соответствии с традицией. На частотах выше  $f_{c3}$  наши спектры не имеют четко фиксированной крутизны, показывая (с невысокой точностью) спад степени от 1 до 2 для спектра ускорений (и соответственно от 3 до 4 для спектра смещений). Как рабочее решение принято поэтому геометрическое среднее  $\varphi_3 = 2^{0.5}$ .

«Модель Бруна» соответствует случаю  $f_{c3} \rightarrow \infty$ ,  $K_3(f) = 1$ . В этом случае для высоких частот  $f \gg \max(f_{c2}^{(1)}, f_{c2}^{(2)})$  отношение очаговых спектров ускорений – постоянное выше корнер-частоты  $f_{c2}$ . Если же значения  $f_{c3}$  для сравниваемых землетрясений оказываются в пределах изучаемой полосы частот и не близки, ожидаемое отношение наблюдаемых спектров примет вид «сглаженной ступеньки»:

$$\frac{D^{(1)}(f)}{D^{(2)}(f)} = \frac{K_1^{(1)}(f) \cdot K_2^{(1)}(f) \cdot K_3^{(1)}(f)}{K_1^{(2)}(f) \cdot K_2^{(2)}(f) \cdot K_3^{(2)}(f)} \approx \frac{K_3^{(1)}(f)}{K_3^{(2)}(f)}. \quad (3.4)$$

В таком случае (когда значения  $f_{c3}$  для сравниваемых землетрясений оказываются в пределах изучаемой полосы частот и не близки), результат отношений в виде «сглаженной ступеньки» (3.4) является указанием на несогласие наблюдений с «моделью Бруна».

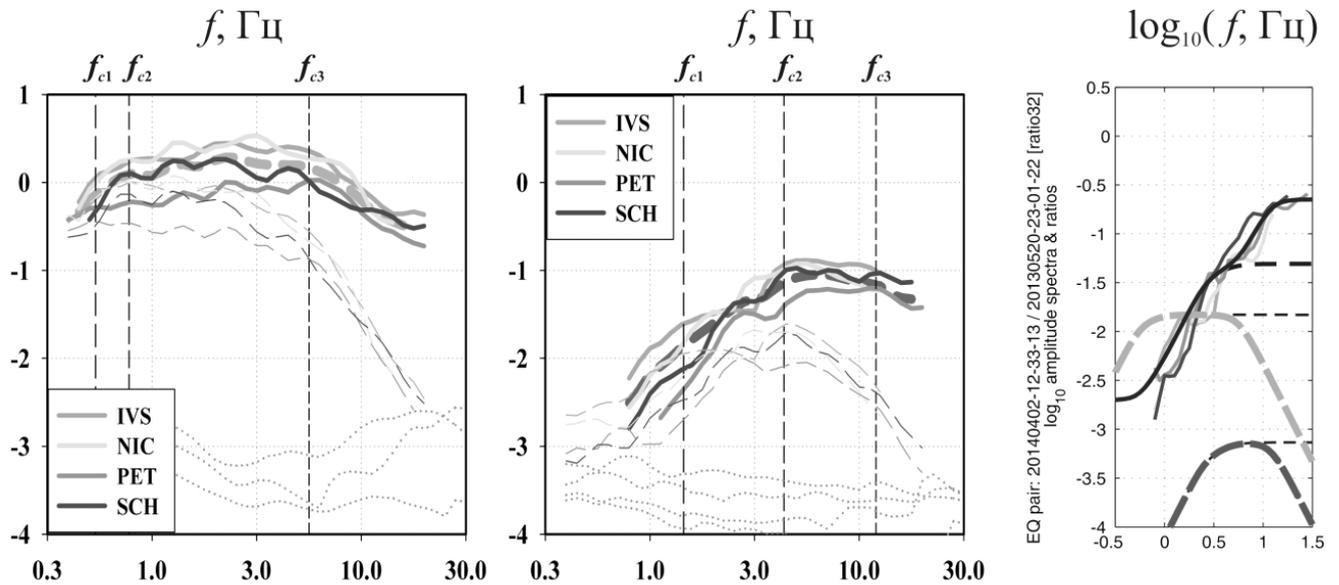


Рис. 3.8. Метод отношений спектров двух землетрясений (а, б), рассчитанных по записям на одной и той же станции (четыре отношения для четырех станций). В первом блоке для первого землетрясения (2013/05/20 в 23:01 с  $M_L = 5.9$ ,  $H = 43$  км,  $\Delta_{\text{PET}} = 167$  км) снизу вверх: уровень шума, исходные спектры, восстановленные (очаговые) спектры; пунктирные линии соответствуют выбору положения корнер-частот. Во втором блоке – то же самое для второго землетрясения (2014/04/02 в 12:33 с  $M_L = 4.3$ ,  $H = 47$  км,  $\Delta_{\text{PET}} = 141$  км). В третьем блоке снизу вверх: два модельных спектра (жирным пунктиром) с тремя корнер-частотами снятыми с наблюдаемых спектров и без  $f_{c3}$  (два тонких черных пунктира); теоретическое отношение для моделей без  $f_{c3}$  в рамках «модели Бруна» (жирный черный пунктир); теоретическое отношение для моделей с  $f_{c3}$  (черная сплошная линия типа «сглаженной ступеньки»); и четыре эмпирических отношения (сплошные линии), полученные на четырех разных станциях.

Для сопоставления теоретического и эмпирического отношений спектров выполнили следующую процедуру (рис. 3.8):

(1) выполнили оценку трех корнер-частот с наблюдаемых спектров для двух землетрясений;

(2) построили два модельных спектра в вариантах: с присутствующей  $f_{c3}$  и без нее («модель Бруна»);

(3) рассчитали два теоретических отношения (оба спектра с  $f_{c3}$  и оба спектра без  $f_{c3}$ );

(4) рассчитали эмпирические индивидуальные отношения спектров этой же пары землетрясений, полученные независимо для каждой из станций (PET, IVS, NIC, SCH);

(5) сопоставили пару теоретических отношений с полученными эмпирическими отношениями для четырех станций.

Оказалось (рис. 3.8), что теоретическое отношение, полученное для моделей с  $f_{c3}$  больше соответствует эмпирическим отношениям, чем теоретическое отношение, полученное для спектров «модели Бруна» (без  $f_{c3}$ ).

## 3.2. Автоматическое определение спектральных параметров

### 3.2.1. Методика получения очаговых спектров на втором этапе работы.

Для счета спектров  $S$ -волн автоматически выбирается участок записи с  $S$ -волной ( $[1.0 \ 1.8]t_s$ , где  $t_s$  – время пробега  $S$ -волны), участков шума (сопоставимой длины), оценивается уровень шума (частотно-зависимое отношение сигнал/шум).

Весь анализ выполнен параллельно для сигналов сейсмических волн на выходе полосовых фильтров, образующих гребенку фильтров с логарифмической сеткой осевых частот: 0.25, 0.40, 0.63, 1.0, 1.6, 2.5, 4.0, 6.3, 10, 16, 25 и 40 Гц (рис. 3.9). У каждого фильтра полоса пропускания составляет  $2/3$  октавы, или 0.2 ед. десятичного логарифма. Ширина полосы определяется по уровню  $-3$ дБ (или 70.7% по амплитуде) от максимума передаточной функции. Например, для фильтра с осевой частотой 1 Гц, частоты среза располагаются при 0.8 и 1.25 Гц. Использование полос шириной  $2/3$  октавы обеспечивает приемлемый компромисс между детальностью спектральных оценок и их статистической устойчивостью.

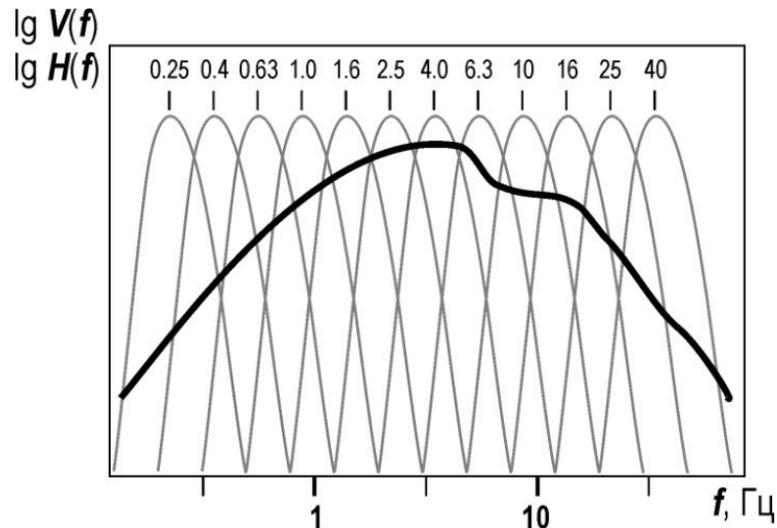


Рис. 3.9. Схема формирования полосовых сигналов из широкополосной записи для 12 частотных полос. Жирная линия – спектр сигнала  $S$ -волны, тонкие линии – передаточные функции фильтров.

После фильтрации в каждой полосе с записи снимали следующие параметры: среднеквадратичную амплитуду шума в окне 60 с до вступления  $P$ -волны; интеграл от квадрата скорости по окну  $S$ -волны (далее в работе этот тип данных называется «энергия»  $S$ -волн ( $\int V^2 dt$ ) и обозначается как « $ES$ »); и среднеквадратичную амплитуду коды в удобном для измерения окне, которую пересчитывали в приведенную амплитуду коды,  $A_{c100}$ , на запаздывании 100 с от времени в очаге, с использованием стандартных огибающих коды для каждой полосы [Чебров Д.В., Гусев, 2015], этот тип данных далее обозначается « $CS$ ».

Применяя равенство Парсеваля, полученный интеграл по времени от текущего квадрата скорости  $S$ -волн на выходе фильтра можно пересчитать в интеграл по полосе частот от квадрата амплитудного спектра сигнала. Таким образом, получается оценка амплитудного спектра сигнала в пределах рабочей полосы фильтра. Для законности такого пересчета необходимо использовать предположение о гладкости амплитудного спектра в пределах полосы фильтра. Это предположение принимается без доказательства, поскольку до сих пор не обнаружено указаний на формирование в очаговых спектрах землетрясений выраженных пиков или провалов. Оценки из зашумленных полос отбрасывали; в качестве порогового отношения сигнал/шум приняли 2.0.

Переход от наблюдаемого спектра к очаговому спектру на стандартном расстоянии  $r_0$  был выполнен по «второй схеме учета потерь» (см. раздел 2.2.2). Отметим, что полученная функция затухания  $C_r(f)$  (см. раздел 2.2.2), будучи безразмерной, не является «плавающей», а имеет четкую привязку по уровню за счет конкретной схемы нормировки (рис. 2.5б). Это позволяет использовать ее не только по прямому назначению – для пересчета спектров  $S$ -волн от произвольного расстояния к 50 км, но и для оценивания амплитудного спектра  $S$ -волн на 50 км по известному значению  $A_{c100}$ . Таким путем оценки  $A_{c100}$  индивидуального землетрясения могут быть использованы для оценки очагового спектра (типа  $CS$ , по коде  $S$ -волн), что также выполнено. Более традиционные оценки спектра по  $S$ -волнам обозначались  $ES$  (по «энергии»  $S$ -волн).

Определенным контролем корректности процедуры учета потерь по «второй схеме учета потерь» является получение, хотя бы для части очагов, спектров смещений с ожидаемой по «модели Бруна» площадкой на низких частотах, что систематически наблюдается (рис. 3.10).

Полученные на нескольких станциях оценки спектров осреднялись, используя медиану как оценку среднего. Такой прием гарантирует устойчивость оценок, даже при наличии изредка возникающих грубых ошибок (робастность), что важно для автоматического алгоритма.

Разность индивидуальных станционных и среднесетевых (медианных) оценок типа  $ES$  характеризуются стабильными и не высокими значениями интерквартильной широты на всех 12 рабочих частотах – порядка 0.1 ед. логарифма (рис. 3.11), с наибольшей стабильностью в диапазоне 1–10 Гц. Оценки по  $CS$  оказались еще более точными, и согласуются, в основном, в пределах 0.03–0.07 ед. логарифма (рис. 3.11), с наибольшей стабильностью в сопоставимом диапазоне частот 0.6–6 Гц. Таким образом, достигаемая, по типу данных  $CS$ , точность определения спектральной амплитуды очагового спектра смещений  $\Omega_0$  (см. раздел 1.1.2) составляет ~10–15%.

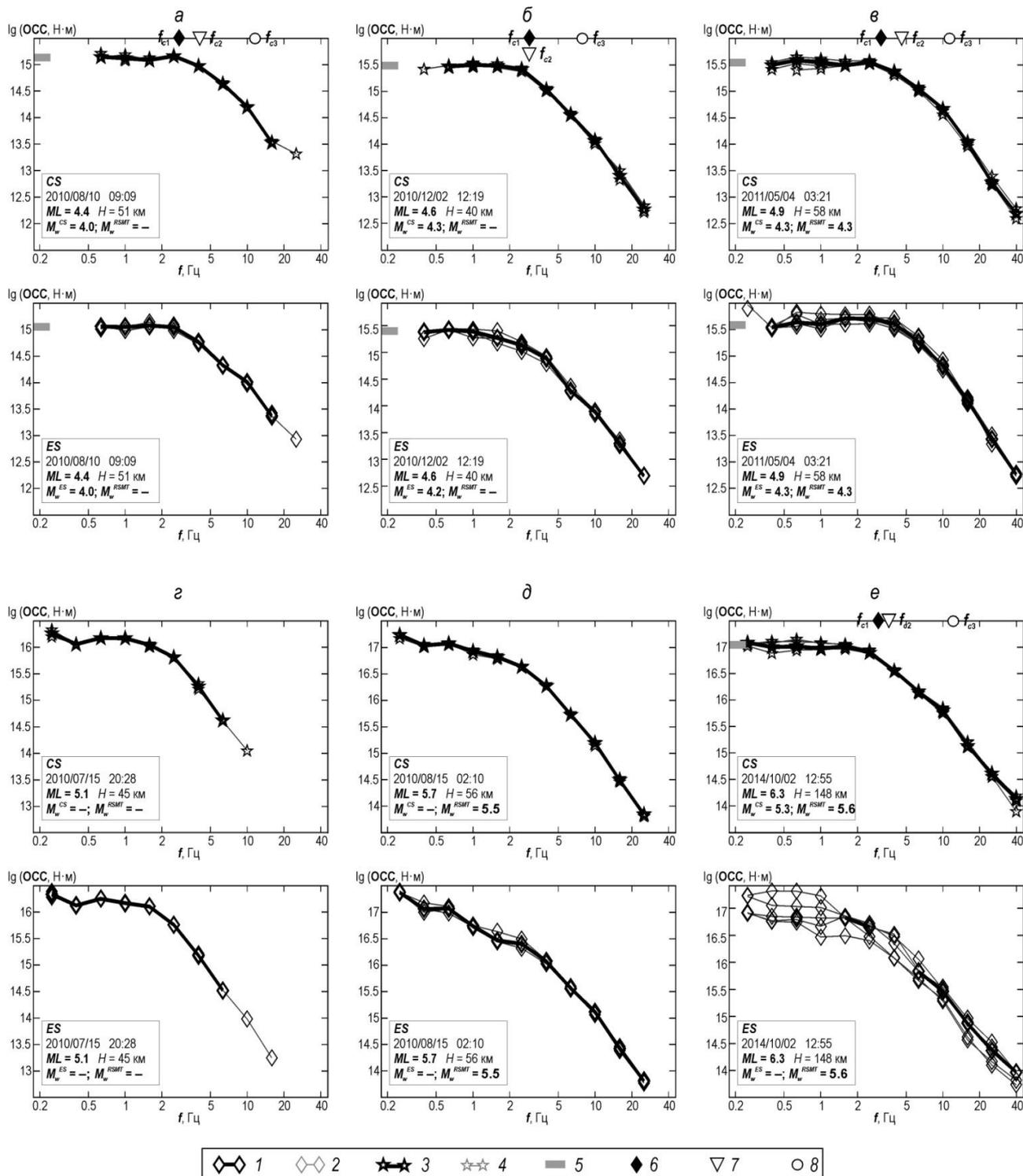


Рис. 3.10. Примеры очаговых спектров смещений в абсолютной шкале (пары спектров  $a$ – $e$ ): в каждой паре нижний спектра типа  $ES$  (1, 2), верхний спектр –  $CS$  (3, 4); 1, 3 – медиана по сети станций, с использованием не менее двух станций; 2, 4 – оценки очагового спектра по индивидуальным станциям; 5 – отметка значения  $\lg M_0$ , снятого автоматически. 6, 7, 8 – отметки corner-частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , снятые в автоматической процедуре.

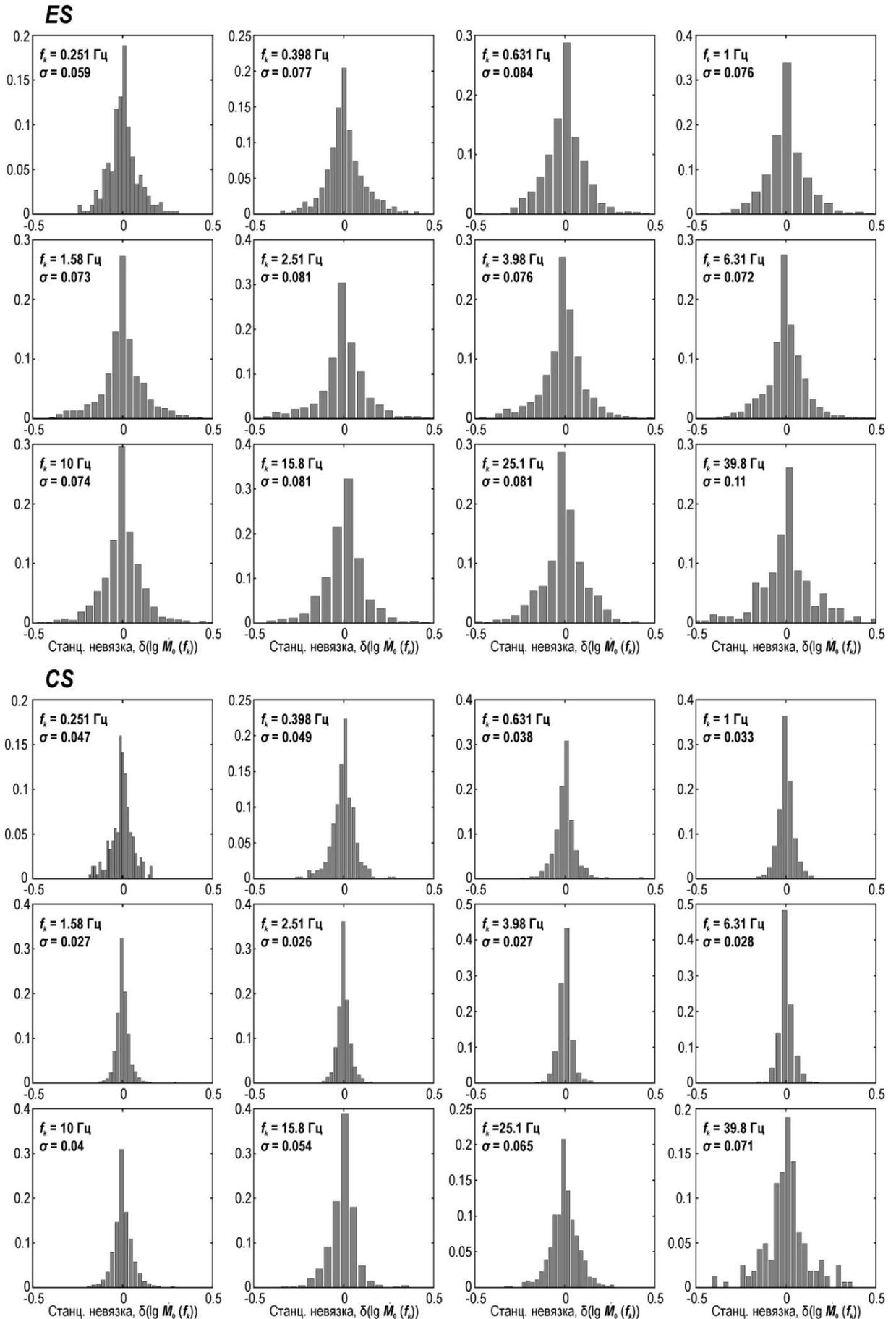


Рис. 3.11. Гистограммы внутрисетевого разброса разности индивидуальных и среднесетевых оценок  $\lg \dot{M}_0(f_k)^{ES}$  и  $\lg \dot{M}_0(f_k)^{CS}$  в каждой полосе частот.

Описанная процедура [Гусев и др., 2017], во многом является аналогом процедуры получения спектров по ЧИСС-записям [Запольский, 1971]. При этом сама опробованная методика изучения спектральных параметров землетрясений развивает подход Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурина [Rautian, Khalturin, 1978] которые в массовом порядке применили для исследования свойств очагов калибровку по коде.

В связи с осуществленным переходом от аналоговой регистрации к цифровой, в настоящей работе появилась возможность использовать интегралы от мгновенной мощности («энергий»)  $S$ -волн в наборе полос вместо пиковых амплитуд  $S$ -волн, что более корректно. Другое усовершенствование методики Т.Г. Раутиан и В.И. Халтурина – оценка очаговых спектров параллельно по  $S$ -волнам и коде.

Очаговые спектры по коде с использованием цифровых записей изучались в работе [Mayeda, Walter, 1996] и более поздних работах этой группы ([Mayeda, Malagnini, 2009], [Mayeda et al., 2005]), но эти авторы ограничились только оценками  $M_0$  и  $f_0$ .

3.2.2. *Получение оценок сейсмического момента  $M_0$ .* Уровень площадки очаговых спектров смещений может быть непосредственно пересчитан в оценку сейсмического момента очага  $M_0$  (см. раздел 1.1.2), согласно формуле (1.24):

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho r_0 c_s^3}{0.63 \times 2.0},$$

где  $\Omega_0$  – уровень низкочастотной площадки спектра полного вектора смещения  $S$ -волны (м·с), приведенного к условиям однородного упругого полупространства,  $\rho$  – плотность среды (г/м<sup>3</sup>),  $r_0 = 1000$  м,  $c_s$  – скорость  $S$ -волн (м/с), 0.63 – среднее по фокальной сфере диаграмма направленности для  $S$ -волн [Boore, Boatwright, 1984] и 2.0 – коэффициент, учитывающий эффект свободной поверхности. Следуя работе [Гусева и др., 1989], были приняты мантийные значения  $\rho = \rho_{оч} = 3300$  кг/м<sup>3</sup> и  $\nu_s = \nu_{s оч} = 4700$  м/с (пояснение см. в главе 4).

В силу математики задачи, с ростом частоты и связанным с этим фактом расширением ширины полосы фильтров в абсолютных цифрах, чисто статистическая устойчивость оценок сглаженных спектров должна бы автоматически возрастать, однако наблюдения говорят о другом. Для  $CS$  заметна тенденция к нарастанию  $\sigma$  с ростом частоты от 0.4 до 40 Гц, при наличии плато в диапазоне 1–10 Гц. Этот факт противоречит математическим прогнозам и поэтому, вероятно, имеет природное происхождение, хотя причины его пока неясны.

Точность средних оценок  $\lg \dot{M}_0(f_k)$  по сети может быть еще повышена при использовании большего набора станций. Но при этом станции должны быть достаточно удалены друг от друга – на расстояние более 40–50 км между ними. Простое увеличение числа станций недостаточно, так как при небольшом взаимном удалении станций их невязки становятся коррелированными. Это явление (выявленное в наших данных для пар станций PET–DAL, PET–SCH и PET–IVS), нивелирует выигрыш от простого наращивания числа станций.

Оценки  $M_0^{CS}$  и  $M_0^{ES}$  были пересчитаны в  $M_w^{CS}$  и  $M_w^{ES}$  по формуле (1.26). Подробнее в главе четыре.

*3.2.3. Автоматическое определение оценок трех корнер-частот.* Для определения  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  была применена оригинальная автоматическая процедура съема корнер-частот (рис. 3.12).

Прямое определение корнер-частоты выполнялось через частоту среза соответствующего спектра относительно выбранного опорного уровня. Для снятия  $f_{c1}$ , в качестве опорного уровня был выбран уровень площадки обычного очагового спектра (смещений), а частота излома снималась на заданном уровне (–3дБ по мощности, или 70.7% по амплитуде относительно опорного уровня).

Определение оценок  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  выполнялось по очаговому спектру ускорений. В качестве опорного был принят уровень его максимума в этом спектре, а  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  определены аналогичным  $f_{c1}$  образом, соответственно, как частоты среза со стороны низких и высоких частот.

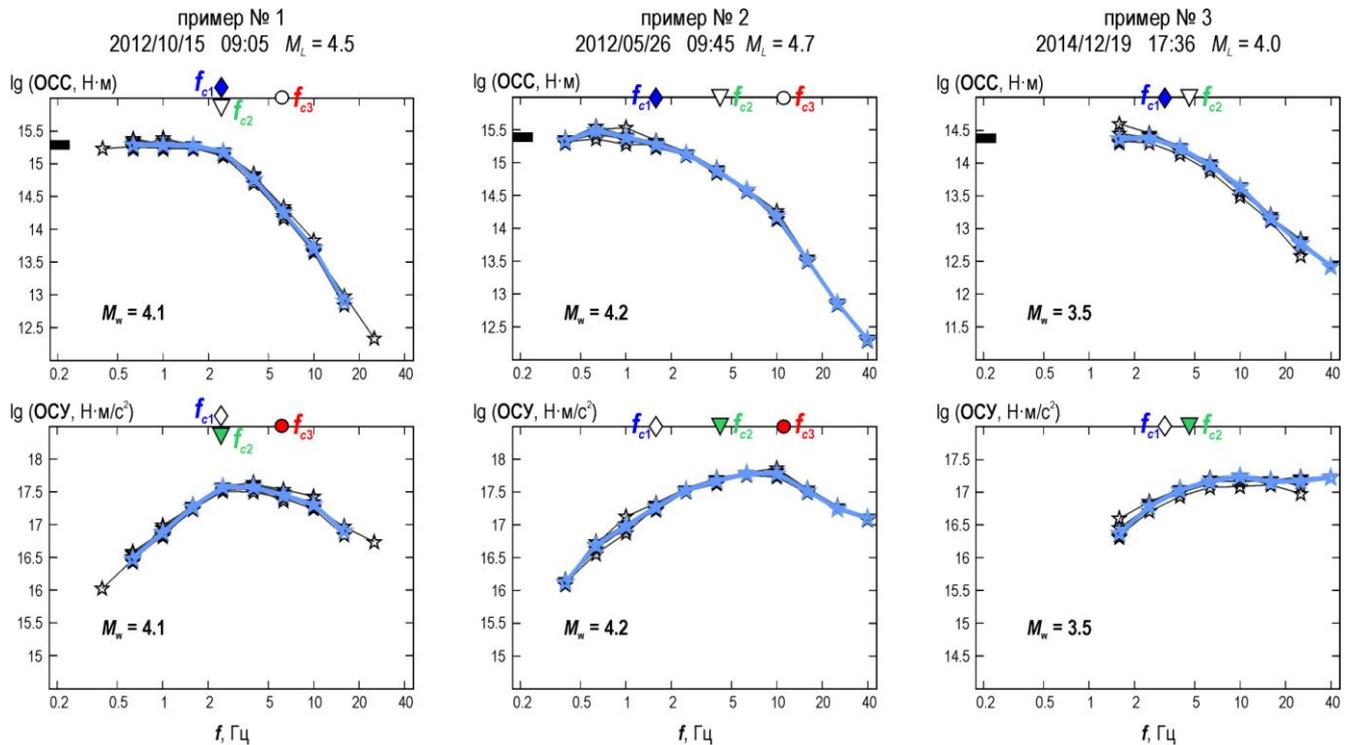


Рис. 3.12. Примеры пар очаговых спектров: очагового спектра смещений (верхний ряд: OCC или  $|\dot{M}_0(f)|$ ) и очагового спектра ускорений (нижний ряд: OCY или  $\ddot{M}(f)$ ). Графики аналогичны представленным на рис. 3.10. Символ корнер-частоты выделен заливкой там, где он определялся:  $f_{c1}$  – на OCC,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  – на OCY. Все спектры – типа CS (по коду). В примере № 1 – автоматически сняты значения  $M_0$  и всех трех корнер-частот, однако  $f_{c1} = f_{c2}$ . В примере № 2 – все три корнер-частоты различны. В № 3 на OCY  $f_{c3}$  не выявляется (спектр ускорений имеет стандартную площадку, как в «модели Бруна»).

В результате был сформирован (не всегда полный) комплект  $\{f_{c1}, f_{c2}, f_{c3}\}$ , с суммарным числом оценок 477, 467 и 397 (рис. 3.14), что составило 75%, 74% и 63% случаев, соответственно. Таким образом, в автоматическом режиме в большинстве случаев подтвердилось наличие  $f_{c3}$ , или « $f_{\max}$  очаговой природы».

### 3.3. Изучение скейлинговых свойств трех корнер-частот как функций от сейсмического момента

Характер изменения очаговых спектров и его параметров  $\{f_{c1}, f_{c2}, f_{c3}\}$  с изменением магнитуды  $M_w$  или сейсмического момента  $M_0$ , то есть скейлинг (общее подобие) очаговых спектров, представляет большой интерес (см. раздел 1.1.5). Для изучения скейлинга, используется описание очагового спектра через

небольшое число параметров ( $M_0$  и корнер-частоты,  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , или в общем случае,  $f_{ck}$ , где  $k = 1, 2, 3$ ). Обычный вид скейлинга – это степенная зависимость между параметрами вида  $f_{ck} \sim M_0^{\beta_k}$ , где  $\beta_k$  – оценка наклона для тренда  $f_{ck}(M_0)$ . Возможное проявление простого подобия имеет двоякий характер. Во-первых, в силу соображений размерности для совокупности очагов со свойством подобия следует ожидать согласно (1.33) зависимостей вида  $f_{ck} \sim M_0^{1/3}$ . Во-вторых, для такой совокупности согласно (1.33) следует ожидать пропорциональность  $f_{c1} \sim f_{c2} \sim f_{c3}$ .

*3.3.1. Анализ скейлинга по оценкам корнер-частот, полученных в диалоговом режиме.* На первом этапе работ оценку сейсмического момента  $M_0$  получали из значений моментной магнитуды  $M_w$ , оцененных по величине камчатской региональной магнитуды  $M_L$  как:

$$M_{w(L)} = M_L - 0.20 \quad (3.5)$$

Для обоснования такой формулы сравнили  $M_L$  изученных землетрясений «Коллекции №1» (см. раздел 2.4) и значение  $M_w$ , пересчитанное из определения  $M_0$  службой GСМТ (подробнее в главе четыре).

На рис. 3.13 приводится зависимость оценок  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  от  $M_{w(L)}$ .

Свойства скейлинга для  $f_{c1}$  хорошо освещены в литературе ([Аки, 1967] и др.). При  $M > 6$  он обычно близок к  $f_{c1} \sim M_0^{-1/3}$ , и такая зависимость указывает на кинематическое и динамическое подобие очаговых процессов при разных магнитудах. Вопрос о характере скейлинга при  $M < 6$  – дискуссионный (см. раздел 1.1.5).

В предположении линейной связи  $\lg f_{c1}$  с  $M_{w(L)}$  выполнили обычную линейную регрессию. Также использовали ортогональную регрессию, исходя из вероятного наличия неточностей в оценках  $M_L$ . При этом зафиксировали значение отношения стандартных отклонений для  $\lg f_{ck}$ , относительно  $M_L$ , равное двум (с некоторым запасом). Результаты ортогональной регрессии считали предпочтительными. Аналогичную обработку провели для  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ . Линейные связи действительно выявляются (рис. 3.13а, б, в и табл. 3.2). Оценки наклона  $b_k$  (табл. 3.2) переводятся в оценки  $\beta_k = -d \lg f_{ck} / d \lg M_0$  путем умножения на 2/3.

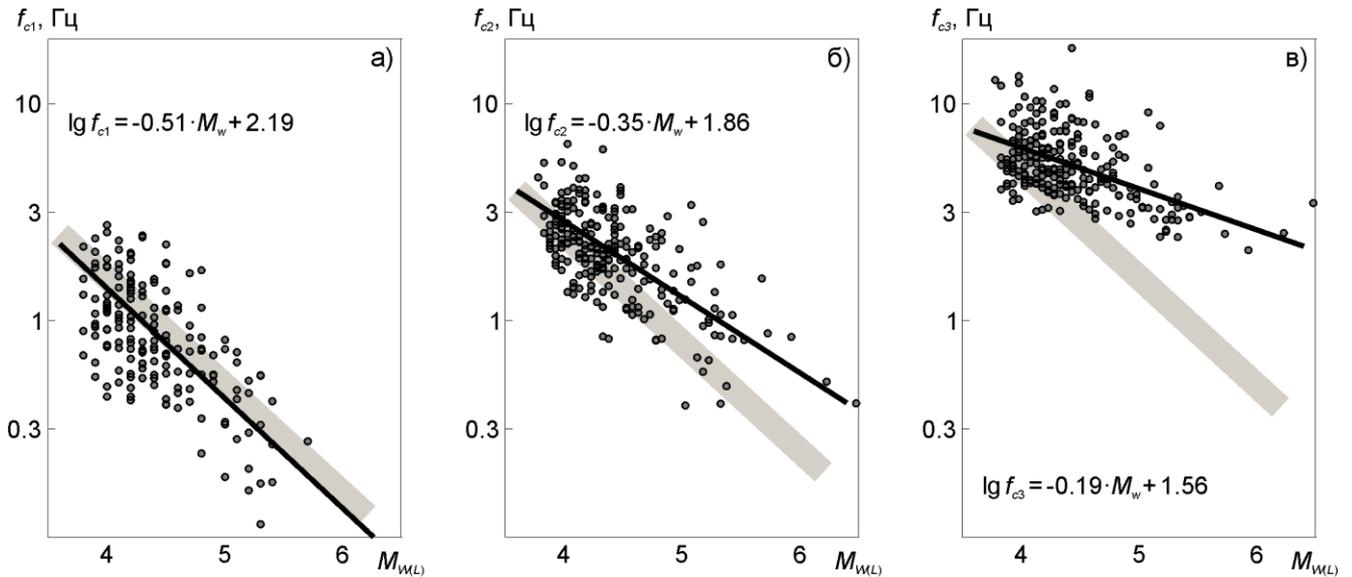


Рис. 3.13. Зависимости корнер-частот  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , определенных по спектрам  $S$ -волн, от магнитуды  $M_{w(L)}$  (черная линия), полученные ортогональной регрессией. Для сопоставления проведены (на произвольном уровне) прямые с наклоном  $-0.5$  (серые жирные линии), соответствующие связи  $f_{ck} \sim M_0^{-1/3}$  (случай простого подобия). Видно, что данные  $f_{c1}$  примерно следуют тренду, ожидаемому согласно гипотезе подобия, в то время как тренды для  $f_{c2}$ , и еще в большей степени для  $f_{c3}$ , этой гипотезе противоречат.

Таблица 3.2. Регрессионный анализ скейлинговых зависимостей вида  $\lg f_{ck} = a_k - b_k M_{w(L)}$  с помощью вариантов линейной регрессии

Параметр	$N$	Ортогональная регрессия*						Обычная регрессия					
		$a_k$	$sa_k$	$b_k$	$sb_k$	$\sigma_k$	$R$	$a_k$	$sa_k$	$b_k$	$sb_k$	$\sigma_k$	$R$
$\lg f_{c1}$	173	2.19	0.18	0.51	0.04	0.21	0.62	1.71	0.17	0.40	0.04	0.21	0.62
$\lg f_{c2}$	234	1.86	0.10	0.35	0.02	0.16	0.67	1.69	0.10	0.31	0.02	0.16	0.67
$\lg f_{c3}$	235	1.56	0.09	0.19	0.02	0.14	0.50	1.48	0.09	0.17	0.02	0.14	0.50

\*предпочтительный вариант.

Обозначения:  $sa_k$ ,  $sb_k$  – стандартные отклонения для оценок  $a_k$  и  $b_k$ ;  $\sigma_k$  – остаточная среднеквадратичная невязка;  $R$  – коэффициент детерминации;  $k = 1, 2, 3$ .

Из таблицы 3.2 видно, что наклон связи  $\lg f_{c1}(M_{w(L)})$ ,  $b_1 = 0.42$ , полученный по обычной регрессии, отличен от значения 0.5, ожидаемого согласно гипотезе простого подобия. Хотя данное различие – формально значимое, но его реальность сомнительна: с учетом предполагаемой неточности значений  $M_L$  значение  $b_1$  может достичь 0.51. Более аккуратную оценку получить

затруднительно, так как истинное соотношение точностей неизвестно. Можно полагать, что истинное  $b_1$  находится в интервале 0.42–0.51, так что  $\beta_1 = 0.28–0.34$ . Это – важный результат: указанный интервал захватывает значение  $\beta_1 = 1/3$ , ожидаемое в рамках гипотезы подобия, так что данные скорее согласуются с ее справедливостью.

В отличие от  $f_{c1}$ , поведение  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  является менее изученным и представляет большой интерес. Получены следующие оценки:  $\beta_2 = 0.23 \pm 0.01$ ;  $\beta_3 = 0.13 \pm 0.01$ . Значения  $\beta_2$ , и особенно явно –  $\beta_3$  существенно ниже  $1/3$ , что указывает на выраженное нарушение предположения о подобии. Это – важный результат работы.

В [Акі, 1988] приведена сводка оценок показателей  $\beta_2$  и  $\beta_3$  для других регионов. Там отмечено, что значение  $\beta_2$  обычно близко к 0.17, что сопоставимо с нашей оценкой 0.23. Для  $\beta_3$  оценки по литературе менее уверенные, но ранняя оценка  $\beta_3 = 0.12$  по [Faccioli, 1986] вполне близка к полученной  $\beta_3 = 0.13 \pm 0.01$ .

*3.3.2. Анализ скейлинга по оценкам корнер-частот, полученных в автоматическом режиме.* Первичный анализ полученных совокупностей параметров был выполнен регрессионным анализом значений параметров  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , отображенных в билогарифмическом масштабе; в качестве независимой переменной использовали полученные оценки сейсмического момента  $M_0$  (рис. 3.14).

Отметим, что спектры  $\lg \dot{M}_0(f)$ , полученные многополосной фильтрацией позволяют получить более объективные оценки  $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  за счет использования более точных спектров типа *CS* и за счет автоматизации съема оценок. Оказалось, что качественные выводы сохраняют силу. Наклоны средних трендов (рис. 3.14) сопоставимы с результатами, полученными в диалоговом режиме (рис. 3.13).

Для  $f_{c1}$  наклон обычной регрессии составляет  $\beta_1 = -0.26 \pm 0.01$  (рис. 3.14а) против прежней оценки  $\beta_1 = 0.28–0.34$ . В связи с неоднородностью полученных в автоматическом режиме оценок  $f_{c1}$ , можно предположить, что численные значения будут зависеть от выборки, а следовательно, невозможно сделать вывод ни о реальном отличии этой оценки от предыдущей оценки (см. раздел 3.3.1), ни о

существенном отклонении обоих значений от значения  $1/3$ , ожидаемого в случае подобия. Для  $f_{c2}$  наклон составляет  $\beta_2 = -0.18 \pm 0.02$  (рис. 3.14б) против прежней оценки  $\beta_2 = 0.23 \pm 0.01$ , что подтверждает влияние неоднородности данных. Однако оба значения явно противоречат гипотезе простого подобия.

Для  $f_{c3}$  наклон обычной регрессии составляет  $\beta_3 = -0.17 \pm 0.02$  (рис. 3.13в) против прежней оценки  $\beta_3 = 0.13 \pm 0.01$ . Различие сопоставимое с вышеописанным случаем для  $\beta_2$ .

С учетом значений реальной точности оценок наклона, сделанный ранее вывод о существенном отличии значений  $\beta_2$  и  $\beta_3$  от  $\beta_1$  подтверждается. Можно также уверенно утверждать, что оценки наклонов трендов для  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$  существенно отличаются от значения  $1/3$ , предсказываемого гипотезой подобия. Подтверждается также сделанный в разделе 3.3.1 принципиальный качественный вывод о массовом присутствии третьей корнер-частоты  $f_{c3}$ .

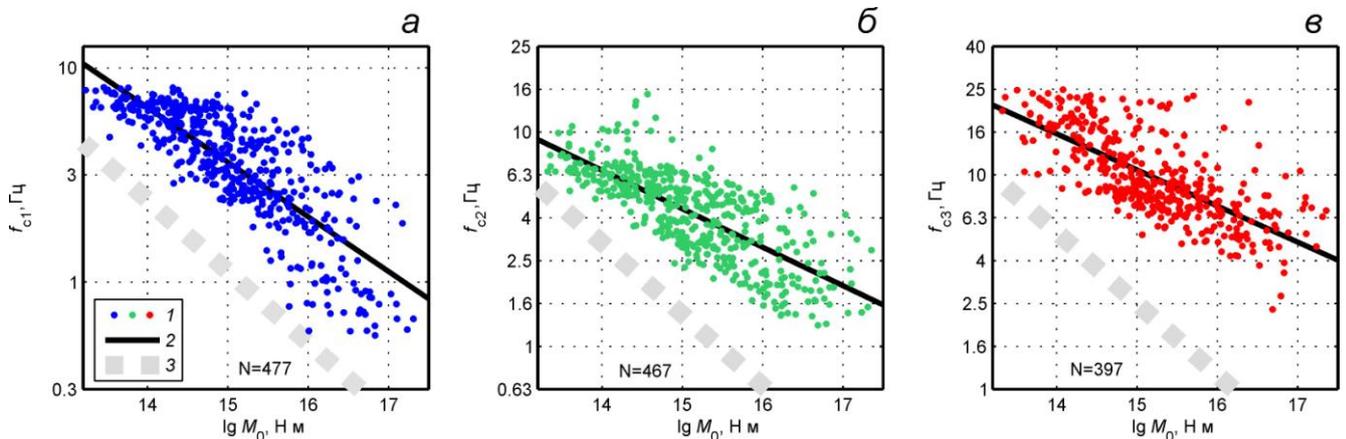


Рис. 3.14. Зависимости от сейсмического момента  $\lg M_0$  для характерных частот  $\lg f_{c1}$  (а),  $\lg f_{c2}$  (б), и  $\lg f_{c3}$  (в), определенных по спектрам  $S$ -волн (1). Осредняющие черные линии (2) получены ортогональной регрессией. Линии (3) – с наклоном  $-1/3$  (уровень произвольный) показывают ожидаемый вид тренда согласно гипотезе простого подобия. Видно, что данные по  $f_{c1}$  примерно следуют такому тренду, в то время как тренды для  $f_{c2}$ , и еще в большей степени для  $f_{c3}$ , противоречат гипотезе подобия.

Для более детального изучения совокупности полученных в автоматическом режиме данных была проведена группировка данных по уровню сброшенного напряжения, позволившая выделить две группы близкого объема на

основе параметра  $sf = 0.85 - \frac{1}{3}(\lg M_0 - 14)$  : группа «жестких» очагов с  $\lg f_{c1} > sf$  (повышенное сброшенное напряжение), и группа «вялых» очагов с  $\lg f_{c1} < sf$ , в терминологии [Шебалин, 1997]. При изучении распределения данных в плане в пределах зоны Заварицкого-Беньоффа (рис. 3.15), оказалось, что данные двух групп перемешаны без явно выраженных особенностей.

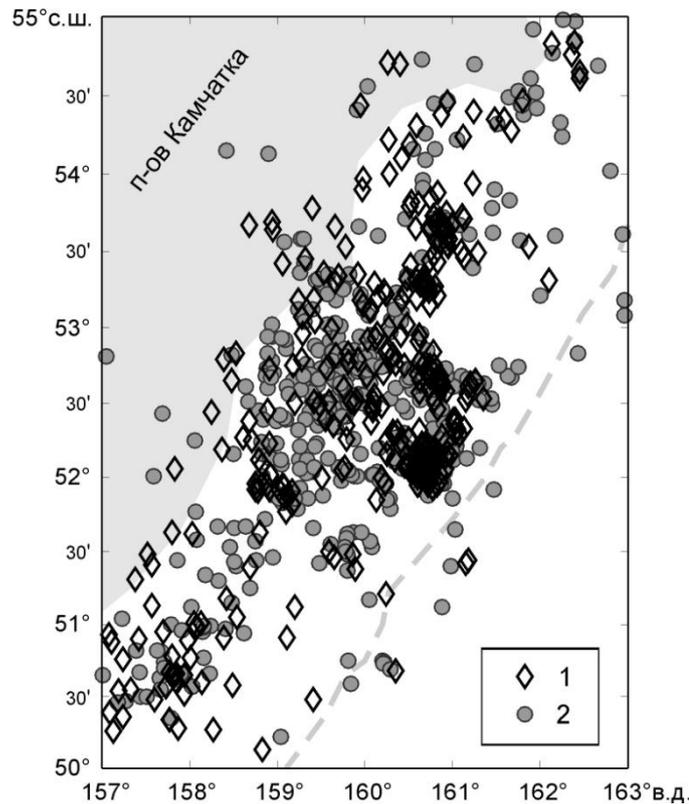


Рис. 3.15. Расположение в плане эпицентров очагов с разным уровнем сброшенного напряжения: более высоким (1 – «жесткие очаги»), и более низким (2 – «вялые очаги»).

*3.3.3. Возможная природа механизма нарушения скейлинга.* Для полноты изложения кратко перескажем изложенные в [Гусев, Гусева, 2016] и [Gusev, Guseva, 2016] предположения о возможной природе обнаруженных тенденций скейлинга. Значение  $f_{c2}$  соотносится с шириной фронта разрыва, формирующего площадку очага, в то время как значение  $f_{c1}$  соотносится с размером этой площадки. Отношение оценок  $\beta_2/\beta_1$  порядка 0.5 может указывать на то, что по мере роста очага ширина фронта нарастает по известному стохастическому механизму типа «случайное блуждание с дрейфом».

Значение  $f_{c3}$  сопоставляется с верхней границей волночислового спектра поля прочности и(или) сброшенного напряжения на разломе. Данная граница может формироваться за счет износа поверхности бортов разлома. Износ ведет к абразии мелких выступов и исчезновению мелких деталей профиля, что подавляет излучение высоких частот. Медленный рост  $f_{c3}$  с  $M_0$  может говорить о том, что более сильные землетрясения чаще возникают на более «зрелых» и более «изношенных» разломах.

### *Заключение к главе 3*

1. Описаны две методики получения набора оценок корнер-частот очаговых спектров  $\{f_{c1}, f_{c2}$  и  $f_{c3}\}$  – в диалоговом и автоматическом режиме.

2. Обоснована реальность очагового вклада в параметр  $f_{\max}$ : методом установления корреляции оценок  $f_{c3}$ , полученным по разным станциям; методом отношения спектров двух землетрясений, с различными  $f_{c3}$ , на одной станции (показано на примере четырех станций), а также наличием слабонаклонного тренда  $f_{c3}(M_0)$ .

3. Обнаружено, что тренды второй и третьей корнер-частот как функций сейсмического момента  $f_{c2}(M_0)$  и  $f_{c3}(M_0)$  показывают, для каждой из них, противоречие между наблюдаемым относительно медленным трендом и более крутым трендом вида  $f_c \sim M_0^{-1/3}$ , который следует ожидать, исходя из гипотезы простого подобия.

## Глава 4. Массовое определение моментных магнитуд

В этой главе описана процедура массового определения сейсмических моментов и моментных магнитуд  $M_w$  для камчатских землетрясений, выполнение контроля качества полученных оценок путем их сравнения между собой и с независимыми оценками, и установление корреляционной связи между  $M_w$  и  $M_L$ .

В настоящее время предпочтительной для методически выверенных каталогов землетрясений является шкала моментных магнитуд  $M_w$  ([Kanamori, 1977], [Hanks, Kanamori, 1979]), жестко связанная с сейсмическим моментом очага,  $M_0$ . В отличие от традиционных магнитуд, определяемых на основе амплитуд на выходе сейсмометрического канала, параметр  $M_w$  качественно иной и находится пересчетом из оценки физического параметра,  $M_0$ , измеряемого в ньютон-метрах. Для такого пересчета используется формула (1.26):

$$M_w = (2 / 3) \cdot (\lg M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}] - 9.1).$$

Развернутая к 2011 г. на Камчатке сеть цифровых приборов (см. разделы 1.2, 2.4) позволила получать варианты оценок  $M_w$  по данным региональной сети для умеренных и слабых камчатских землетрясений.

В этой связи возникают следующие группы задач: сопоставить результаты определения  $M_0$  и  $M_w$  в регионе по различным методикам и убедиться в согласованности получаемых оценок; и надежно определить среднюю связь  $M_w$  со стандартной региональной магнитудой  $M_L$ . С этой целью получили с помощью каждой из методик оценки  $M_0$  и  $M_w$ . Затем сопоставили результаты каждой из методик между собой. Для определения рекомендованной средней связи между  $M_w$  и  $M_L$ , выбрали конкретную оценку  $M_w$  для каждого землетрясения по предпочтительной, для данного диапазона  $M_w$ , методике, что подробнее и описывается далее.

### 4.1. Обзор ранее полученных оценок $M_w$ для камчатских землетрясений

Моментные магнитуды  $M_w$  для сильных камчатских землетрясений последних лет приведены в глобальном каталоге GCMT, получаемом по методике

([Dziewonski et al., 1981], [Ekström et al., 2012]), где для Камчатки нижний порог определения магнитуды составляет около  $M_w = 4.9$ . Также ряд независимых оценок  $M_w$  для самых сильных землетрясений прошлого скомпилирован и критически обобщен в [Гусев, Шумилина, 2004].

Однако умеренные и слабые землетрясения – большинство событий прошлых лет – сохраняют калибровку в опорной магнитудной шкале Каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов – шкале локальной магнитуды  $M_L$ . Эта шкала не имеет самостоятельного характера: значения  $M_L$  получаются из значений энергетического класса  $K_{S1,2}^{\Phi68}$  Федотова [1972] пересчетом по формуле [Гордеев и др., 2006]:  $M_L = 0.5 K_{S1,2}^{\Phi68} - 0.75$ . Шкала  $K_{S1,2}^{\Phi68}$  (и тем самым  $M_L$ ) опирается на пиковую горизонтальную амплитуду  $A_{peak}$  скорости  $S$ -волн в полосе частот  $0.7 \div 3$  Гц:  $K_{S1,2}^{\Phi68} = 2 \lg A_{peak} + f(r)$ , где  $r$  – гипоцентральное расстояние. Таким образом, определение магнитуды  $M_L$  через  $0.5 K_{S1,2}^{\Phi68}$  вполне согласуется с терминологической рекомендацией IASPEI [Bormann et al., 2013]. Отметим во избежание путаницы, что согласно [Федотов, 1972], в среднем,  $M = (K_{S1,2}^{\Phi68} - 4.6) / 1.5$ , где  $M$  следует понимать как  $M_{S\_BB}$  или, эквивалентно,  $M_{LH}$ .

Отметим, что «энергетический класс» ( $K_{S1,2}^{\Phi68}$  или иной) – это, в сущности, не логарифм энергии, а род магнитудной оценки. Энергию сигнала, а через нее – энергию, излученную из очага, можно оценить, непосредственно интегрируя квадрат амплитуды скорости по времени [Бунэ, 1955], выдвинувший идею энергетического класса. Но в доцифровую эпоху массовая обработка такого рода была невозможна. Фактически использованная альтернатива – разыскивать и затем применять корреляционную (но не физическую) связь между оценкой энергии и пиком амплитуды, что и делала Т.Г. Раутиан [1960] и ее последователи, например, [Федотов, 1972]. С учетом этой связи оценка логарифма энергии у Т.Г. Раутиан получилась в виде:  $K^{P60} = 1.8 \lg A_{peak} + f(r)$ . Поэтому в ситуации использования  $K^{P60}$  корректно связать  $K = K^{P60}$  и локальную магнитуду  $M_L$  соотношением вида:  $M_L = K / 1.8 + const$ . С.А. Федотов с той же целью для

землетрясений Камчатки использовал  $K = 2 \lg A_{peak} + f(r)$ , так что в случае  $K = K_{S1,2}^{\phi 68}$ , корректно определять  $M_L$  как  $K/2 + const$ .

Вне проблематики корреляций, сам по себе, квадрат амплитуды,  $|A(t)|^2$ , всегда связан с мгновенной мощностью сигнала –  $P(t)$ , интеграл от которой можно условно называть «энергией»  $S$ -волны:

$$E_S = \int_{t_{Sa}}^{t_{Sa}+T_S} P(t) dt = \int_{t_{Sa}}^{t_{Sa}+T_S} |A(t)|^2 dt, \quad (4.1)$$

где  $t_{Sa}$  – время прихода  $S$ -волны,  $T_S$  – длительность сигнала от  $S$ -волны [Дженкинс, Ватс, 1971]. В то же время измеряемая при определении  $M_L$  или  $K$  пиковая амплитуда связана с пиковой мгновенной мощностью, а не с энергией сигнала.

#### 4.2. Методы оценки сейсмического момента $M_0$ по сейсмическим данным

Для определения сейсмического момента  $M_0$  по сейсмическим данным существует два основных подхода:

(«1») оценить компоненты тензора момента путем решения обратной задачи, для чего провести инверсию широкополосных волновых форм с использованием синтетических сейсмограмм; и

(«2») использовать уровень площадки очагового спектра смещений  $\Omega_0$  (см. раздел 1.1.1, уравнение (1.7)). Введем обозначения «2А», «2Б» и «2В», которые обозначают одну из трех методик – вариантов подхода «2». Если речь будет идти сразу о нескольких методиках, будут использованы очевидные обозначения типа «2АБ» или «2БВ».

Однако известно [Dreger, 2002], что в зависимости от региона, плотности и конфигурации сети сейсмических наблюдений и качества записей волновых форм, порог определения моментных магнитуд  $M_w$  подходом «1» варьируется в диапазоне 3.5–4.0. И далее вниз по магнитуде, из-за недостаточного уровня отношения сигнал-шум на низких частотах, оценки  $M_w$ , полученные подходом «1» могут быть завышены.

Иначе обстоит ситуация с подходом «2», а именно: для слабых землетрясений корнер-частота  $f_{c1}$  смещается в сторону высоких частот, где отношение сигнал-шум еще остается приемлемым. Следовательно, появляется возможность, определить уровень  $\Omega_0$  на более высоких частотах. Таким образом, главным преимуществом этого подхода является возможность снизить порог по определению  $M_0$  в региональном каталоге.

Уточнение региональной модели затухания (см. раздел 2.2) и массовый счет очаговых спектров для камчатских землетрясений (см. раздел 3.1, 3.3), в том числе в варианте очаговых спектров смещений, впервые позволили применить подход «2».

В рамках этого (спектрального) подхода были опробованы три методики, которые отличаются способом расчета спектра и (или) временным окном для расчета спектра (рис. 4.1).

В первой из методик, код «2А», используется расчет спектра для группы  $S$ -волн, использующий дискретное преобразование Фурье (ДПФ) и «первую схему учета потерь»; снятие параметров выполнялось в диалоговом режиме (рис. 3.1, раздел 3.1), использовалась «Коллекция № 3» (раздел 2.4.3). Обозначим полученные оценки  $M_w$  как  $M_w^{SF}$ , где « $S$ » соответствует исходному типу данных ( $S$ -волны), а « $F$ » – методу расчета спектра (ДПФ, *Fourier*).

В методике «2Б» при расчете спектра используется многополосная фильтрация группы  $S$ -волн и «вторая схема учета потерь»; снятие параметров выполнялось в автоматическом режиме (раздел 3.3), по той же коллекции № 3. Такие оценки обозначим  $M_w^{SB}$ , где « $B$ » – полосовая фильтрация (*Band*).

Поясним, что различие между методиками «2А» и «2Б» в основном техническое: для идеальных условий теория (равенство Парсеваля) гарантирует идентичность спектров записей, полученных с помощью преобразования Фурье и с помощью анализа выходных сигналов гребенки частотных полосовых фильтров. Важное преимущество методики «2Б», в сравнении с методикой «2А» – возможность автоматизации.

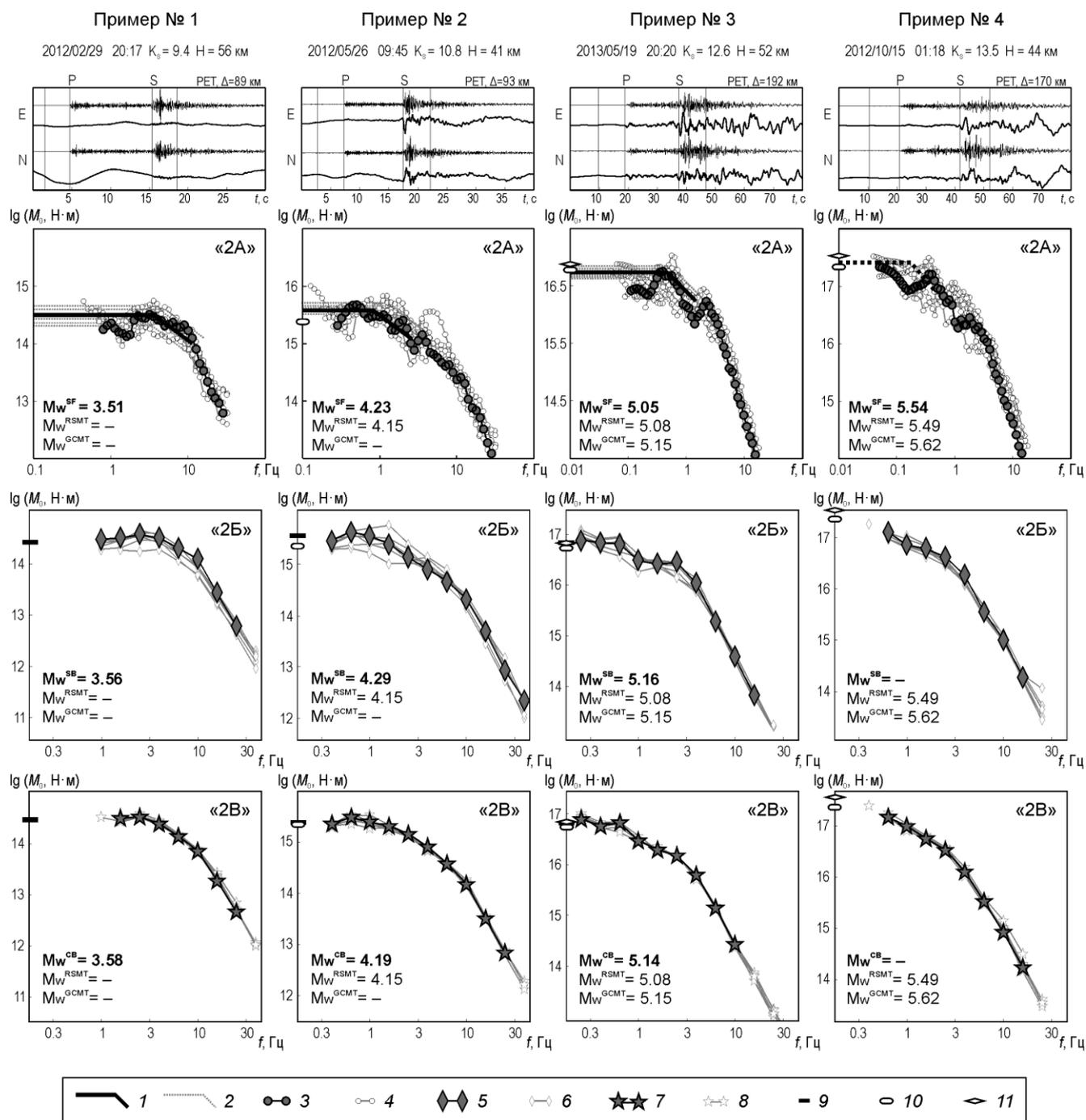


Рис. 4.1. Подход «2» к определению  $M_0$ . В столбцах приведены примеры для четырех землетрясений (параметры и магнитуда (класс) указаны в шапке). Сверху вниз: первый ряд – запись ускорений и смещений  $E$ - и  $N$ -компонент, второй ряд – очаговые  $S$ -спектры (по методике «2А»), третий ряд – очаговые  $S$ -спектры (по методике «2Б»), четвертый ряд – очаговые  $CS$ -спектры (по методике «2В»). В «2А»: 1 – ломаные, приближающие наблюдаемые спектры PET к модельным спектрам смещений; точка излома фиксирует выбор корнер-частоты  $f_{c1}$ ; 2 – ломаные типа 1 для других станций; 3 –  $S$ -спектры PET; 4 –  $S$ -спектры, полученные по другим станциям. В «2Б»: 5 – среднесетевой  $S$ -спектр; 6 – индивидуальные  $S$ -спектры, осреднением которых получен среднесетевой (5). В «2В»: 7 – среднесетевой  $CS$ -спектр; 8 – индивидуальные  $CS$ -спектры, осреднением которых получен среднесетевой (7). В «2Б» и «2В»: 9 – уровни, (автоматические) для среднесетевых спектров. В «2А», «2Б» и «2В»: 10 и 11 – уровни, которые соответствуют  $\lg M_0^{RSMT}$  и  $\lg M_0^{GCMT}$ , соответственно.

В методике «2В», которая в большой мере опирается на подход Т. Г. Раутиан и В. И. Халтурина [Rautian, Khalturin, 1978], исходным для оценки очагового спектра является спектр мощности кода-волн ( $CS$ ) на фиксированном запаздывании от времени в очаге. Причем спектр получен многополосной фильтрацией группы  $CS$ -волн (см. раздел 3.3). Для пересчета из наблюдаемого спектра в очаговый использовали, как и в «2Б», «вторую схему учета потерь», после пересчета  $CS$ -спектров в  $S$ -спектры. Такие оценки обозначим  $M_w^{CB}$ , где «С» – кода-волны (*Coda*).

### 4.3. Процедура получения оценки $M_0$ и их анализ

Сейсмический момент  $M_0$  (Н·м) оценивали по формуле (1.26):

$$M_0 = \frac{\Omega_0 4\pi\rho r_0 c_s^3}{0.63 \times 2.0},$$

где  $\Omega_0$  – уровень площадки спектра полного вектора смещения  $S$ -волны (м·с), приведенного к условиям однородного упругого полупространства;  $\rho$  – плотность среды (кг/м<sup>3</sup>);  $r_0$  – стандартное  $r$  (1000 м);  $c_s$  – скорость  $S$ -волн (м/с); 0.63 – среднее по фокальной сфере для полного вектора  $S$ -волны [Boore, Boatwright, 1984]; и 2.0 – коэффициент, учитывающий эффект свободной поверхности.

Использование средней диаграммы направленности обычно для спектрального метода; именно это упрощение позволяет для каждого землетрясения просто осреднять оценки по станциям (подробнее об осреднении оценок см. раздел 1.1.3). Значение  $\Omega_0$  определяется через сумму квадратов спектров-компонент.

В условиях низкой точности оценок глубин очагов и сложности структуры среды часто неясно, находится ли данный очаг выше или ниже границы Мохоровичича. Однако результаты для зоны Курил (восточнее о. Хоккайдо), полученные с использованием донных сейсмографов [Mayeda, Sasatani, 2006], позволяют предположить, что основная доля очагов располагается в мантии. В

этой ситуации принимаются с определенной долей условности мантийные значения  $\rho = \rho_{(оч)} = 3300 \text{ кг/м}^3$  и  $v_s = v_{s(оч)} = 4700 \text{ м/с}$ , следуя [Гусева и др., 1989].

В методике «2Б» результат – «энергия сигнала» – соответствует уравнению (4.1), если в нем понимать под  $A(t)$  сигнал на выходе полосового фильтра. «Энергия» используется в кавычках – как аналог «мощности» в спектре мощности; домножение полосового аналога (4.1) на  $\rho c_s^2$  дало бы истинную плотность потока энергии  $S$ -волны в полосе [ $\text{Вт/м}^2$ ] [Дженкинс, Ваттс, 1971].

Для оценки  $M_0$  в методике «2А» при возможности выделяется площадка найденного очагового спектра, что выполняется в диалоговом режиме отдельно по каждой станции; затем стационарные оценки  $\lg M_0$  и  $M_w$  осредняются. В автоматических методиках «2БВ» стационарные оценки очаговых спектров сначала осредняются по набору станций, а затем анализируется среднесетевой (медианный) очаговый спектр, по которому и определяются средние оценки  $\lg M_0$  и  $M_w$ .

Такие среднесетевые оценки удалось получить в 86%, 57% и 61% случаев методиками «2А» ( $M_w^{SF}$ ), «2Б» ( $M_w^{SB}$ ) и «2В» ( $M_w^{CB}$ ), соответственно, для 890, 589 и 636 землетрясений (рис. 4.2б, в, г). Таким образом, в среднем, только в двух из трех случаев автоматическая процедура («2БВ») считает надежной площадку в очаговом спектре смещений; и лишь в таких случаях определяется ее уровень.

Несколько вариантов определения оценки  $\Omega_0$  ( $M_0$ ) иллюстрируются на рис. 4.1, где имеются как случаи приблизительно плоского восстановленного спектра смещений (рис. 4.1, землетрясения № 1, № 2, № 3), приемлемого для получения оценки  $M_0$ ; так и альтернативный случай спадающего с частотой спектра (рис. 4.1, землетрясение № 4). В основной части таких случаев надежное определение  $M_0$  по  $S$ -волнам невозможно из-за недопустимо низкого отношения сигнал/шум на низких частотах.

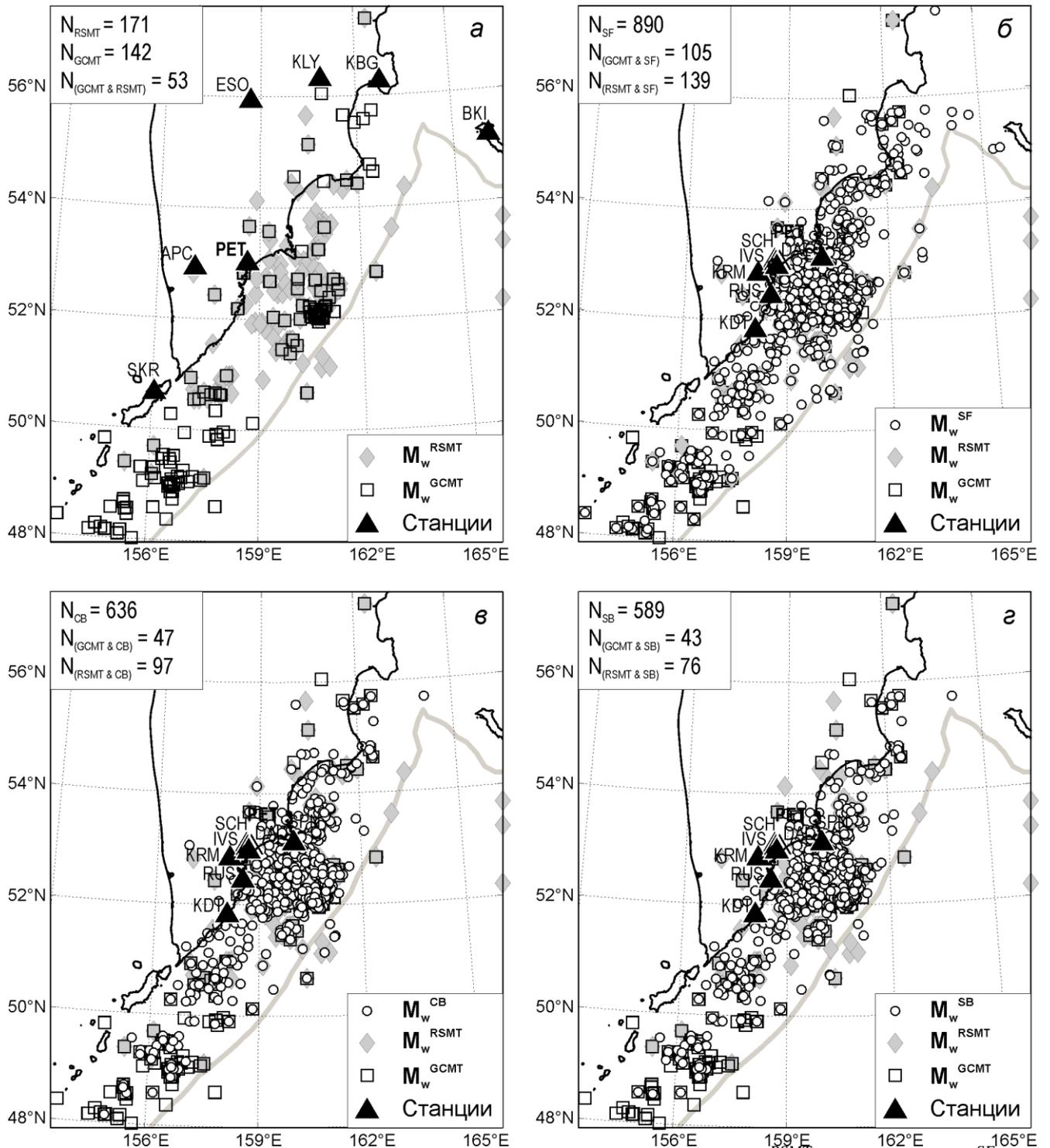


Рис. 4.2. Эпицентры землетрясений, для которых получена оценка  $M_w^{RSMT}$  (а), «2А» –  $M_w^{SF}$  (б), «2В» –  $M_w^{CB}$  (в) и «2Б» –  $M_w^{SB}$  (г). Отмечено положение использованных в работе сейсмических станций. Оценки  $M_w^{RSMT}$  получены И.Р. Абубакировым и В.М. Павловым путем инверсии тензора момента по региональным длиннопериодным записям, методика описана в ([Павлов, Абубакиров, 2012], [Павлов, 2013]).

#### 4.4. Проверка согласия полученных оценок $M_0$ и $M_w$

4.4.1. *Статистика разностей оценок.* Суммарные числовые характеристики результатов перечисленных методик сведены в Таблицах 4.1 и 4.2. В основной Таблице 4.2 приведены материалы парных сравнений (кроме клеток, выделенных полужирным); а именно, приведены тройки чисел  $\mu / \sigma / N$ , где обозначены  $\mu$  – среднее,  $\sigma$  – стандартное отклонение разностей  $M_1 - M_2$  двух среднесетевых оценок для двух методик, причем  $M_1$  – это магнитуда в шапке, а  $M_2$  – магнитуда в боковике таблицы;  $N$  – число использованных пар оценок.

Таблица 4.1. Сопоставление наборов данных для определения  $M_w$

	Способ определения $M_w$				
	$M_w^{GCMT}$	$M_w^{RSMT}$	$M_w^{CB}$	$M_w^{SB}$	$M_w^{SF}$
Изученный диапазон $M_w$	4.8–6.8	3.4–6.6	2.7–6.1	2.7–5.7	2.6–6.4
Число использованных станций	8–159	3–5	3–8	3–8	3–8
Число изученных землетрясений	142	171	636	589	425 <sup>[1]</sup>
Ориентировочный нижний порог полноты каталога $M_w$	4.9	3.9	3.2	3.2	2.9

<sup>[1]</sup>Для оценки межстанционного разброса  $M_w^{SF}$  используются оценки, полученные осреднением не менее чем по трем станциям, а именно – 425 оценок из полученных 890; т.е. 465 оценок  $M_w^{SF}$  получено осреднением по двум станциям.

Таблица 4.2. Перекрестные и внутренние характеристики точности методик определения  $M_w$ <sup>[1]</sup>

	$M_w^{RSMT}$	$M_w^{CB}$	$M_w^{SB}$	$M_w^{SF}$
$M_w^{GCMT}$	–0.09 / 0.08 / 53	–0.23 / 0.18 / 47	–0.23 / 0.21 / 43	–0.25 / 0.24 / 105
$M_w^{RSMT}$	—	–0.01 / 0.23 / 97	–0.02 / 0.22 / 76	–0.09 / 0.28 / 139
$M_w^{CB}$		<b>0 / 0.08 / 636</b>	–0.01 / 0.07 / 496	–0.08 / 0.15 / 592
$M_w^{SB}$			<b>0 / 0.18 / 589</b>	–0.09 / 0.12 / 542
$M_w^{SF}$				<b>0 / 0.09 / 425</b>

<sup>[1]</sup>Тройка чисел в клетке таблицы это (средняя разность,  $\mu$  / стандартное отклонение,  $\sigma$  / объем выборки,  $N$ );  $\sigma$  в выделенных полужирным клетках характеризует индивидуальную методику,  $\sigma$  в остальных клетках характеризует разброс разности между парой методик. Все разности рассчитаны по схеме: шапка минус боковик; другие детали см. в тексте.

В диагональных клетках таблицы 4.2 (выделенных полужирным) также приведены точности индивидуальных методик; а именно, приведены тройки чисел  $\mu' / \sigma' / N'$ , где  $\mu' \equiv 0$  – среднее,  $\sigma'$  – условная оценка стандартных отклонений стационарных оценок от  $M$ . В условиях неизвестного истинного значения  $M$  подобная оценка находилась по формуле  $\sigma' = (n/(n-1))^{0.5} \sigma_1$ , где  $n$  – число станций, а  $\sigma_1$  – среднеквадратичное значение внутрисетевой невязки. Иначе говоря,  $\sigma_1$  – это среднеквадратичная разность  $M_{st} - \bar{M}$ , где  $M_{st}$  – стационарная оценка  $M$ , а черта сверху обозначает осреднение по сети. Сопоставление оценок по разным методикам отображено на рис. 4.3.

*4.4.2. Изучение согласия полученных оценок  $M_w$  с независимыми оценками  $M_w$ , определенными другими методиками.* В Таблице 4.2 показано, что низкочастотные оценки, а именно  $M_w^{RSMT}$  (региональные) и  $M_w^{GCMT}$  (глобальные), хорошо согласуются между собой, что позволяет говорить об их вполне приемлемой точности. Так, для 53 пересечений  $M_w^{RSMT} - M_w^{GCMT}$ ,  $\mu = -0.09$ , а  $\sigma = 0.08$  (табл. 4.2, рис. 4.3а).

Для контроля оценок  $M_w^{CB}$ ,  $M_w^{SB}$  и  $M_w^{SF}$  были использованы сопоставления с  $M_w^{RSMT}$  ([Павлов, Абубакиров, 2012], [Павлов, 2013]) и  $M_w^{GCMT}$  ([Dziewonski et al., 1981], [Ekström et al., 2012]). Они рассматриваются в качестве эталонных по ряду причин. Во-первых, диапазон периодов, использованный в расчетах  $M_w^{RSMT}$  – от 20–30 с и выше, что лучше согласуется с определением  $M_0$  как предела очагового спектра при частоте, стремящейся к нулю. Во-вторых, теоретическая модель, использованная в расчетах  $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMT}$ , более адекватна в диапазоне «рабочих» частот (необходимых для определения  $M_0$ ), чем модель, использованная в подходе «2АБВ». Для оценок по спектрам  $S$ -волн и коды согласие с низкочастотными оценками несколько хуже, чем между такими оценками, но все же его сочли удовлетворительным.

Важный результат – снижение нижнего порога  $M_w$ , которого удается достигнуть каждой из региональных методик («1Б» и «2АБВ», см. табл. 4.1).

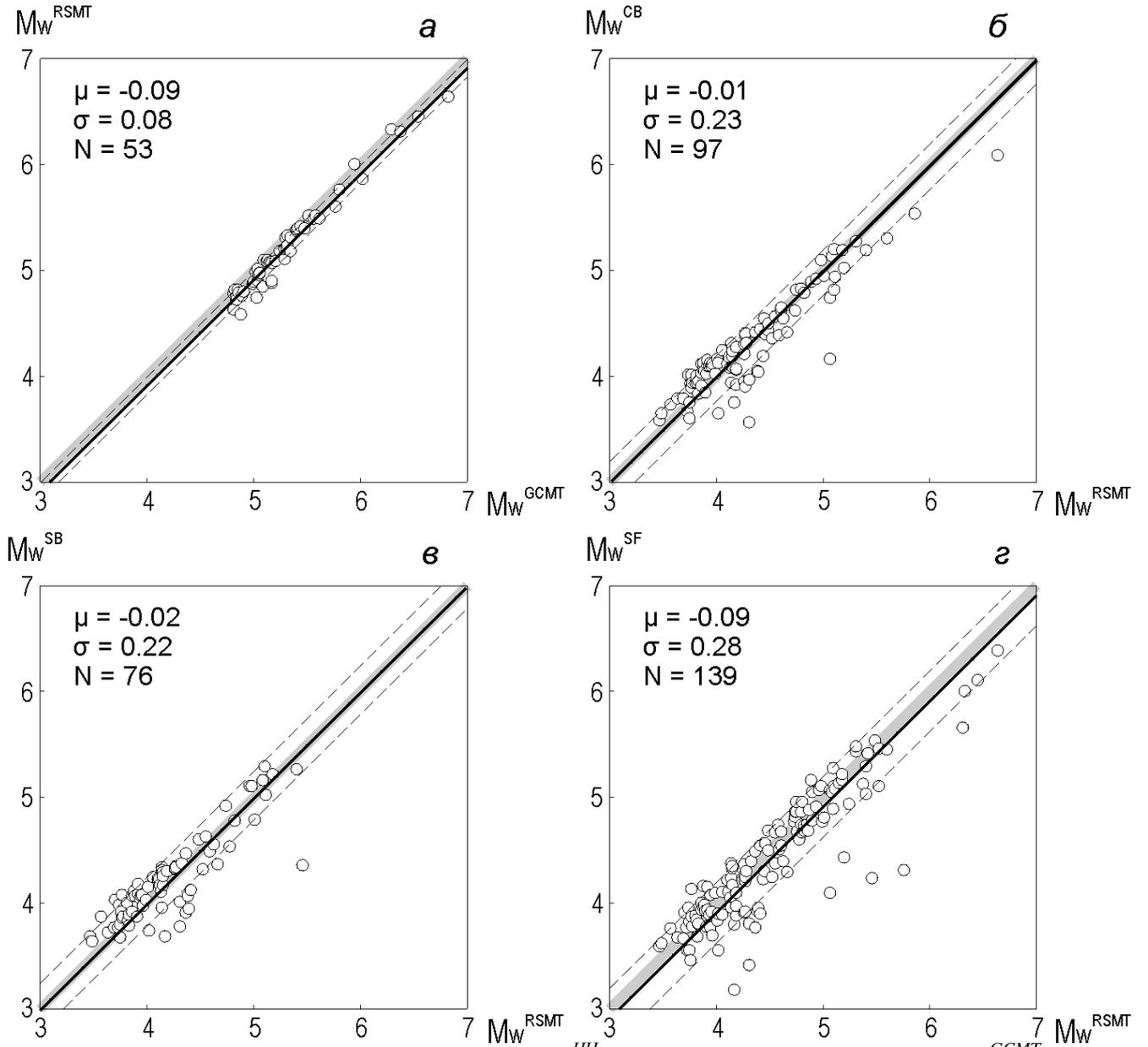


Рис. 4.3. Связи между магнитудами  $M_w^*$  и  $M_w^{HЧ}$ . По оси абсцисс отложены:  $M_w^{GCMT}$  на (а);  $M_w^{RSMT}$  на (б, в, г). Ординаты графиков – это  $M_w^{RSMT}$  (а);  $M_w^{CB}$  (б);  $M_w^{SB}$  (в);  $M_w^{SF}$  (г). Среднюю связь дает сплошная линия  $y = x + \text{const}$ , где  $\text{const} = \mu$ , штрих-пунктиром даны графики с  $\text{const} = \mu \pm \sigma$ , где  $\sigma$  – стандартное отклонение. Сплошные серые линии соответствуют связи типа 1:1 (когда  $M_w^* = M_w^{HЧ}$ ). В верхних левых углах приведены значения  $\mu$ ,  $\sigma$ ,  $N$ , полученные при аппроксимации данных линейной ортогональной регрессией с фиксацией наклона  $b = 1.0$ .

#### 4.5. Установление связи $M_0$ и $M_w$ , с одной стороны, и $M_L$ и $K_S$ , с другой

Большой практический интерес имеет сопоставление оценок  $M_w$  с локальной магнитудой  $M_L(K_{S1,2}^{\phi 68})$ .

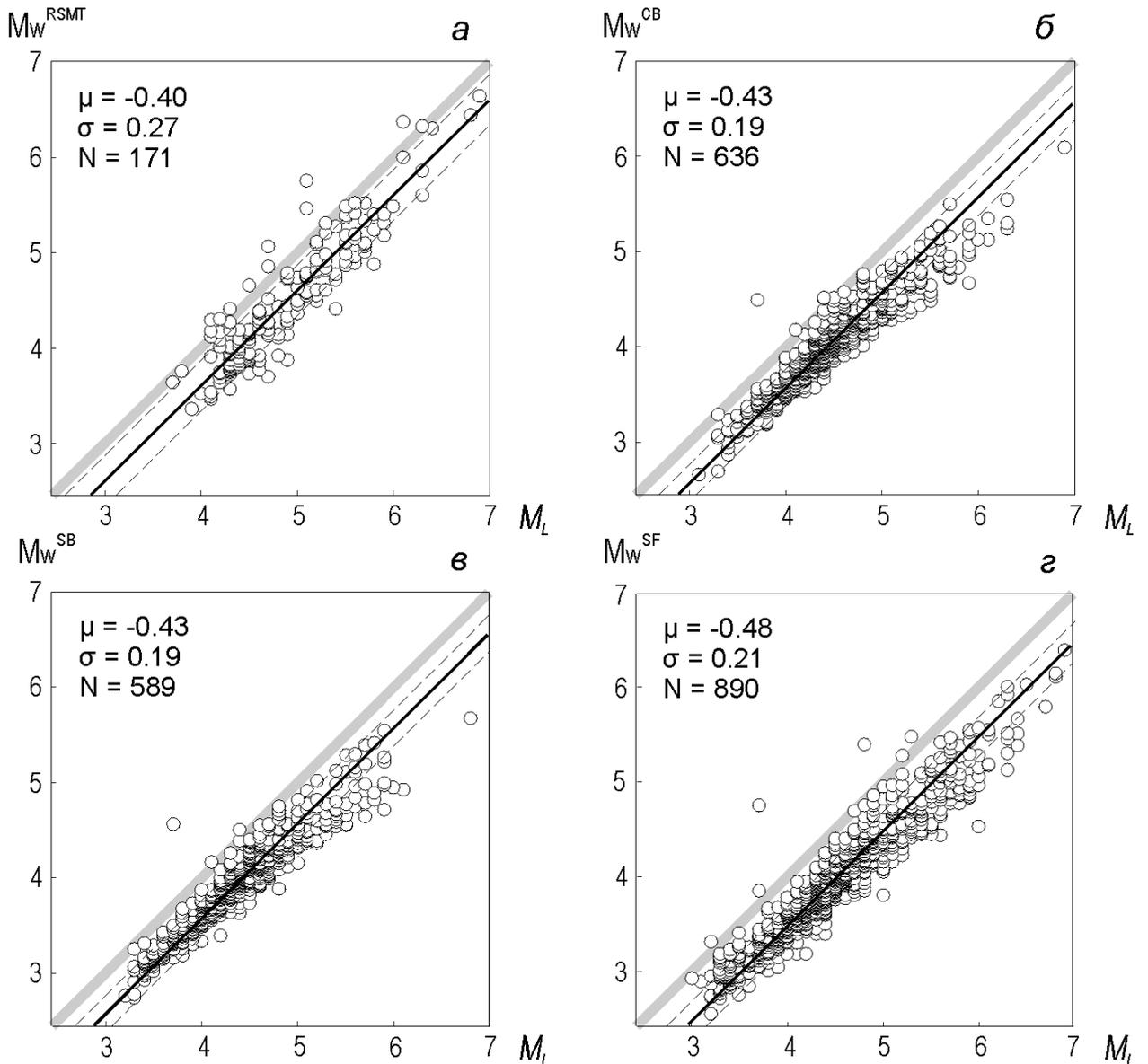


Рис. 4.4. Связи между магнитудами  $M_w$  и  $M_L$ . Везде абсцисса – это  $M_L$ , а по ординате –  $M_w^{RSMT}$  (a);  $M_w^{CB}$  (б);  $M_w^{SB}$  (в);  $M_w^{SF}$  (г). Среднюю связь дает сплошная линия  $y = x + const$ , где  $const = \mu$ , штрих-пунктиром даны графики  $\mu \pm \sigma$ , где  $\sigma$  – стандартное отклонение. Сплошные серые линии соответствуют типу связи 1:1 (когда  $M_w^* = M_L$ ). В верхних левых углах приведены значения  $\mu$ ,  $\sigma$ ,  $N$ , полученные при аппроксимации данных линейной ортогональной регрессией с фиксацией наклона  $b = 1.0$ .

Теория и многие эмпирические исследования позволяют ожидать, во-первых, отклонения данной связи от линейности, а, во-вторых, в случае линейности или слабой нелинейности, отклонения углового коэффициента полученной прямой связи от 1.0. Однако неожиданно оказалось, что оба эти предположения не выполняются. Во-первых, предположение о линейной связи  $M_L$

и  $M_w$ , в изученном диапазоне  $M_w = 3.0 \div 6.0$  ( $M_L = 3.4 \div 6.4$ ) является приемлемым. Во-вторых, наклон полученной прямой связи близок к 1.0; или, что то же самое, разность этих магнитуд близка к постоянной. Результаты представлены на рис. 4.4 и в Таблице 4.3. Рекомендованные связи (рис. 4.5), только для диапазона  $M_w = 3.0 \div 6.0$  или  $M_L = 3.4 \div 6.4$ , следующие:

$$M_w = M_L - 0.40 \quad (4.2a)$$

$$M_w = 0.5(K_{S1,2}^{\phi 68}) - 1.15. \quad (4.2б)$$

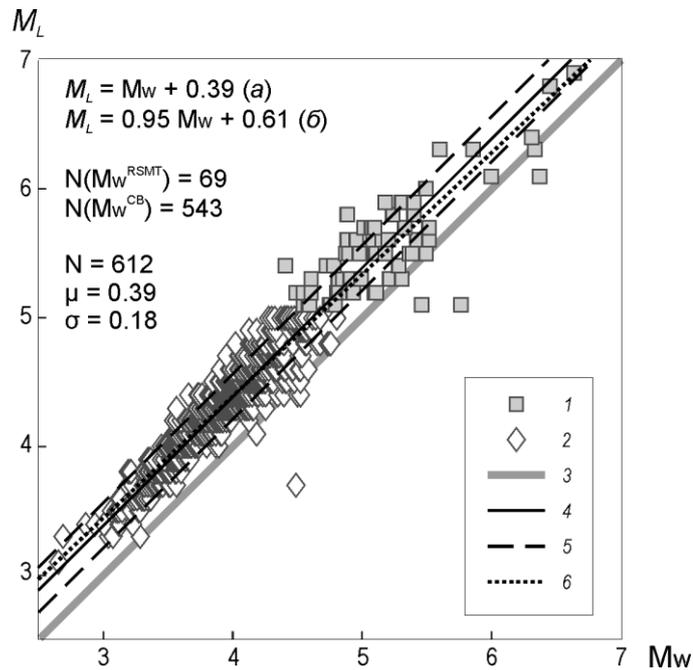


Рис. 4.5. Зависимость  $M_L$  от  $M_w$ , где  $M_w$  выбрана следующим образом: для  $M_L > 5$  – это  $M_w^{RSMТ}$  (1), для  $M_L \leq 5$  – это  $M_w^{CB}$  (2). Линия (3) проведена в предположении  $M_w = M_L$ . В предположении линейной связи с наклоном  $b = 1$  приводится средняя связь (4, уравнение (а)), и диапазон  $\pm\sigma$  для нее (5). Также приводится аппроксимация данных линейной ортогональной регрессией без фиксации наклона (6, уравнение (б)).

Оценки  $M_w$ , полученные по объемным  $S$ -волнам ( $M_w^S$ ) и кода-волнам ( $M_w^C$ ) на частотах  $\sim 0.3 \div 3.0$  Гц, в идеале должны совпадать с независимыми оценками, например, по данным поверхностных волн (например,  $M_w^{GCMT}$ ) или другими низкочастотным данным ( $M_w^{HЧ}$ ). Фактически наши оценки  $M_w$  несколько ниже. Подобные небольшие систематические расхождения наблюдались и в других регионах (табл. 4.4). В этой таблице приведены значения  $dM_w = M_w^{S(C)} - M_w^{HЧ}$ , где

$M_w^{S(C)}$  – оценка по локальным  $S$ - или кода-волнам,  $M_w^{HЧ}$  – оценка по длиннопериодным сигналам ( $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMT}$ ). Встречаются также случаи (например, [Edwards et al., 2010]), когда результаты работы формулируются авторами как отсутствие ощутимых расхождений между  $M_w^{S(C)}$  и  $M_w^{HЧ}$ , однако шаг расчета  $M_0$ , на котором вносится поправка за разницу в импедансах, пропускается; другими словами, используется модель однородного полупространства. Если бы импедансная поправка (см. раздел 2.2) была внесена, возникло бы ощутимое расхождение  $dM_w$  порядка  $-0.15$ .

Таблица 4.3. Связь оценок  $M_w$ , полученных разными способами, с  $M_L$

Способ определения $M_w$	$N$ пар	$\mu(M_w - M_L)$	$\sigma(M_w)^{[1]}$	$\sigma(M_w - M_L)^{[2]}$
$M_w^{GCMT}$	142	-0.33	–	0.25
$M_w^{RSMT}$	171	-0.40	–	0.27
$M_w^{CB}$	636	-0.43	0.08	0.19
$M_w^{SB}$	589	-0.43	0.18	0.19
$M_w^{SF}$	890	-0.48	0.09	0.21

<sup>[1]</sup> точность среднесетевой оценки  $M_w$ , оцененная по межстанционному разбросу оценок

<sup>[2]</sup> стандартное отклонение индивидуальных разностей  $M_w - M_L$

Таблица 4.4. Примеры расхождений региональных и глобальных оценок  $M_w$

$M_w^{(регион.)} - M_w^{GCMT}$	Регион	Источник
-0.12...-0.19	Греция	[Konstantinou, 2014]
-0.27	Центр. Азия	[Patton, 1998]
-0.1...-0.2	Франция	[Drouet et al., 2010]
-0.1...-0.2	Камчатка	раздел 4.5 (варианты см. в табл. 4.2)

Следует также отметить, что, хотя в принципе использование НЧ данных должно давать, в сравнении с оценками по  $S$ -волнам, более стабильные оценки  $M_0$  (и  $M_w$ ), специальное исследование [Gasperini et al., 2012] обнаружило иное. Оказалось, что между самими такими низкочастотными оценками, найденными разными службами, отмечаются систематические расхождения, достигающие 0.2 лог. ед. Расхождения описанного рода обычно обходят молчанием, либо

приписывают различиям между моделями среды, принятыми в расчетах по двум методикам, но имеются и другие возможности, обсуждаемые ниже. В целом, с учетом мирового опыта, можно считать, что систематические расхождения  $M_w^{S(C)}$  с  $M_w^{RSMIT}$  (а также  $M_w^{S(C)}$  с  $M_w^{GCMT}$ ) невелики и оценки по спектрам (подход «2АБВ») можно считать вполне приемлемыми в изученном диапазоне магнитуд.

В обсуждаемом случае, с учетом данных, приведенных в таблице 4.2, расхождение  $M_w^{RSMIT} - M_w^{GCMT} \approx -0.05 \dots -0.15$ , следует считать статистически значимым. При этом можно думать, что оценки  $M_w^{RSMIT}$  более соответствуют реальности в силу некоторых их преимуществ. А именно, точность оценок глубин, вероятно, лучше; также очаговые длительности, в случаях, когда они были не малы, подбирались в индивидуальном порядке. Оценки по  $S$ -волнам и коде достаточно близки к  $M_w^{RSMIT}$ , но могут в среднем содержать занижение порядка  $-0.1$  лог. ед. (например, см. расхождение между оценками  $M_w^{CB}$  и  $M_w^{SB}$  в табл. 4.2). Это расхождение может отражать какие-то методические погрешности спектрального подхода. Однако, в случае более сильных землетрясений ( $M_w = 5 \div 6$ ), небольшое занижение оценок по  $S$ -волнам относительно низкочастотных оценок может иметь и содержательный смысл.

Очаговый спектр в диапазоне частот  $0.5 \div 0.02$  Гц (периоды  $2 \div 50$  с) может быть не строго постоянным, а слегка нарастать при снижении частоты за счет вклада от медленного постсейсмического скольжения («крип», запаздывающее проскальзывание или «афтерслип»). Для части полученных спектров площадка на низких частотах не вполне плоская, а слабонаклонная (пример – землетрясение № 4 на рис. 4.1), с медленным спадом спектра при росте частоты. В таких случаях более низкочастотная оценка  $M_w$  (например, по поверхностным волнам) всегда будет выше среднечастотной (например, по спектру  $S$ -волн). Можно думать, что такие случаи реально возникают, поскольку как в нашем случае, так во всех процитированных выше примерах расхождения описываемого рода – все одного знака, отрицательные, а именно этого следует ожидать, если изложенное объяснение верно. Не исключено, что и небольшое среднее расхождение между  $M_w^{GCMT}$  и  $M_w^{RSMIT}$  имеет ту же природу.

Аналогичная тенденция известна и для оценок  $M_w^{GCMT}$ , а именно, при  $M_w \sim 9$  отмечается занижение оценок  $M_w^{GCMT}$ , что обнаруживается, когда имеется более низкочастотная оценка  $M_w$  по амплитудам собственных колебаний Земли с периодами 1000 ÷ 2000 с. Эта проблема возникает, когда самые длинные периоды, участвующие в инверсии, оказываются меньше очаговой длительности [Tsai et al., 2005]. Так, для очага землетрясения 2004 года вблизи побережья острова Суматры (Индонезия), конечная длительность временной функции очага была оценена в 300 ÷ 600 с, а инверсия выполнена в полосе 300 ÷ 500 с, что, в том числе, привело к получению оценки  $M_w^{GCMT} = 9.0$ , в то время как более низкочастотная оценка (по нормальным модам, или собственным колебаниям Земли) составила  $M_w = 9.3$  [Stein, Okal, 2005].

Опубликованный материал по связям  $M_w - M_L$  (таблица 3.6 в [Vormann et al., 2013]), включает варианты линейных (с разным наклоном) и нелинейных связей, причем для случая широкого диапазона магнитуд (2.5 ÷ 7.5) почти всегда наблюдается нелинейность (например, в [Hanks, Boore, 1984] и [Гусев, Мельникова, 1990]). Оказалось, однако, что в изученном в работе диапазоне магнитуд ( $M_w$ ) 3–6 вполне приемлемым является простейший вариант связи – линейный с наклоном единица. Нет сомнений, что при выходе за пределы этого диапазона в любую сторону обнаружится нелинейность (как и для других случаев с широким диапазоном магнитуд), поэтому весьма нежелательна экстраполяция предложенной линейной связи ни вверх, ни вниз по магнитудной шкале. Оценку связи  $M_w - K_{S1,2}^{\phi 68}$  (и тем самым косвенно  $M_w - M_L$ ) из [Гусев, Мельникова, 1990] следует считать устаревшей.

#### **Заключение к главе 4**

1. Апробирована методика массового определения сейсмического момента  $M_0$  (и моментных магнитуд  $M_w$ ) для камчатских землетрясений диапазона магнитуд ( $M_w$ ) 3–6 с использованием спектров  $S$ - и кода-волн. Снижен порог определения  $M_w$  с 5 ( $M_w^{GCMT}$ ) до 3 (результаты настоящей работы).

2. Уточнено стандартное соотношение  $M_w - M_L$  для умеренных камчатских землетрясений.

## Глава 5. Спектральные аномалии камчатских сейсмических станций

В данной главе анализируются спектральные характеристики камчатских сейсмических станций (с/ст), определенные эмпирическим методом межстанционного отношения спектров с использованием эталонной станции (« $H/H_{ref}$ »). Также проверили применимость в условиях Камчатки метода оценки спектральных характеристик с помощью отношения спектров по горизонтальной и вертикальной компоненте (метод Накамура, параметр « $H/V$ » или  $HVR$ ).

### 5.1. Постановка задачи

Исследование спектральных свойств грунтов – важный и непреходящий этап работ по изучению сейсмической опасности. Под спектральными свойствами грунта понимается специфическое для площадки строительства или сейсмической станции частотно-зависимое усиление колебаний различных частот. Это усиление имеет два аспекта: для спектров Фурье, и для спектров реакции, причем нередко считают, что численные значения двух видов усиления совпадают.

Оценки, полученные для спектров Фурье с использованием опорной станции, можно было бы точно, но громоздко называть «относительными амплитудно-частотными характеристиками грунтовой толщи». Однако в инженерно-сейсмологических исследованиях часто интересуются влиянием грунтовой толщи не на спектр Фурье, а на спектр реакции, то есть на пиковые амплитуды во временной области. Поэтому ниже используется не вполне четкая обобщающая формулировка «спектральные свойства грунта». Заметим, что поскольку грунтовая толща – нелинейная система, у нее нет «спектральных свойств» в точном смысле – есть отклик на конкретное воздействие (характеризующееся своей интенсивностью, длительностью и спектральным составом). Однако для случая малых амплитуд воздействия аппроксимация поведения грунта в рамках линейных представлений (через АЧХ) – обычная практика, полезная во многих случаях.

На Камчатке основные усилия по изучению свойств грунтов в аспекте сейсмоопасности были сосредоточены вокруг г. Петропавловск-Камчатский (см. раздел 1.2). Систематические исследования В.В. Штейнберга и С.А. Федотова [1974], а также работа [Ершов, 1974], позволили выделить здесь несколько типовых грунтовых комплексов со специфическими ожидаемыми спектрами сильных движений. Эта работа была продолжена в исследованиях по сейсмическому микрорайонированию [Медведев, 1977]. Оценка собственно спектральных свойств грунта с использованием эталонной станции (с/ст РЕТ) проводилась в последующие годы для отдельных площадок в рамках заказных работ, например в [Гусев и др., 1980] и [Гусев, 1990].

С появлением в 2005–2010 гг. на Камчатке сети цифровых сейсмических станций [Чебров В.Н. и др., 2013] возникла возможность систематически изучить спектральные свойства грунтов в точках размещения этих станций.

## **5.2. Обзор методик для изучения станционных аномалий**

Методики сейсмического микрорайонирования (СМР) традиционно опираются на расчет отношений спектров Фурье и спектров реакции, при этом на практике используются сглаженные спектры Фурье. Спектр реакции – это набор пиковых амплитуд для набора маятников с различными собственными частотами и одинаковой добротностью (затуханием). По существу такие маятники образуют гребенку полосовых фильтров с фиксированной относительной шириной полосы. В СССР был накоплен большой опыт работы [Раутиан и др., 1981] с аппаратурно реализованной гребенкой фильтров такого рода, известной как станция ЧИСС [Запольский, 1971]. В настоящей работе аналогичная методика реализована на цифровой основе (см. раздел 3.2).

Оба данных подхода в инженерной сейсмологии опираются на анализ акселерограммы землетрясения в целом, включая *P*- и *S*-волны. Однако хорошо известно, что вклад поперечных волн в энергию колебаний, в пиковые амплитуды, и особенно в важнейшие для инженерных приложений амплитуды

горизонтального движения, является основным или подавляющим. Поэтому в данной работе в качестве основного анализируемого сигнала использовали группу поперечных волн.

Хотя с точки зрения сейсмической опасности поперечные волны являются определяющими, для изучения свойств грунтов есть и другая возможность. В работах В. Филлипса и К. Аки [Phillips, Aki, 1986] и их последователей (см. напр. [Bonilla et al., 1997], [Hua et al., 1993] и др.), было показано, что эмпирические спектральные характеристики грунтов можно оценить с высокой внутренней точностью с использованием отношений спектров кода-волн. В качестве меры амплитуды в таких работах используется приведенный спектр коды. Это – набор фактических среднеквадратичных амплитуд коды в рабочих полосах, пересчитанный к фиксированному запаздыванию относительно времени в очаге. Аналогия свойств грунтов в отношении  $S$ -волн и коды – физически обоснованная, и опирается на то обстоятельство, что кода в основном состоит из рассеянных  $S$ -волн. На частотах ниже 2 Гц в коде имеется также вклад высокочастотных поверхностных волн; но аналогичный вклад имеет место и при формировании регистрируемой «группы  $S$ -волн». В целом, далее будут параллельно изучаться спектры Фурье, приведенные спектры коды и аналоги ЧИСС-спектров, которые мы будем называть «спектры пиковых амплитуд».

Известная альтернатива эмпирическому методу оценки спектральных свойств грунтов – это использование теоретических расчетов. Простейший традиционный подход – использование модели слоистой среды ([Ратникова, 1973], [Ратникова, Сакс, 1982], [Joyner, Fumal, 1984], [Штейнберг и др., 1993]), что всегда вносит элемент неуверенности из-за нередкого влияния трехмерной структуры и рельефа на фактические амплитуды. В настоящее время возможны расчеты и для двумерных и трехмерных моделей сред, и они дают иногда важнейшую информацию для понимания наблюдаемой картины сильных движений. Однако в условиях выполнения СМР в реальных условиях исходные данные для таких расчетов обычно отсутствуют. Так, например, в монографии

[Аптикаев, 2012] и инструкциях по СМР ([РСН-60], [РСН-65], [РСМ-85], [СП286]) эмпирический метод квалифицируется как наиболее надежный.

Расчетный метод становится важнейшим, если решается задача оценки поведения грунтов в условиях больших амплитуд падающей снизу волны. В этих условиях для нескальных грунтов необходим явный учет нелинейного поведения грунтовой толщи ([Hudson, 1972], [Bardet, Tobita, 2001], [Pavlenko, Irikura, 2006], [Павленко, 2009]). Обычная оценка эффекта грунтовой толщи в рамках линейного подхода может дать существенно искаженные результаты. Систематически отмечаются случаи, когда расчет в линейном приближении дает существенное завышение амплитуд на частотах выше 2–3 Гц.

Другими словами, если допускать поведение модели среды линейным, то при больших амплитудах возникает четкое снижение пиковых ускорений при ограниченном эффекте для пиковых скоростей. Это явление учтено в действующих строительных нормах США (детальное обсуждение см. в [Гусев, 2011*а, б*]). Но наблюдаются и иные разнообразные эффекты, включая в отдельных случаях даже нелинейное увеличение высокочастотных амплитуд.

Проблема названных искажений равно существенна для обоих вышеназванных подходов – и для эмпирической оценки спектральных свойств грунта при слабых землетрясениях, и для расчетного метода по моделям среды разной детальности, поскольку в обоих случаях предполагается линейное поведение среды (либо квазилинейное, когда включается вязкость).

Настоящее исследование касается свойств грунтовых толщ только в линейном приближении, то есть при малых амплитудах, и в ограниченном диапазоне магнитуд (в основном,  $M = 4-5$ , «Коллекция № 4», раздел 2.4).

### **5.3. Схема расчета спектральных стационарных аномалий**

Спектральные амплитудные аномалии изучали путем использования многополосного анализа сигнала (см. раздел 3.3). Весь анализ проводится параллельно для сигнала сейсмических волн, прошедшего через гребенку

полосовых фильтров с примерно логарифмической сеткой осевых частот. Используется набор из 24 частотных полос, каждая шириной  $1/3$  октавы (0.1 ед. десятичного логарифма; полосы располагаются с шагом 0.1 по логарифмической оси частот с осевыми частотами: 0.2, 0.25, 0.32, ..., 40 Гц (рис. 5.1).

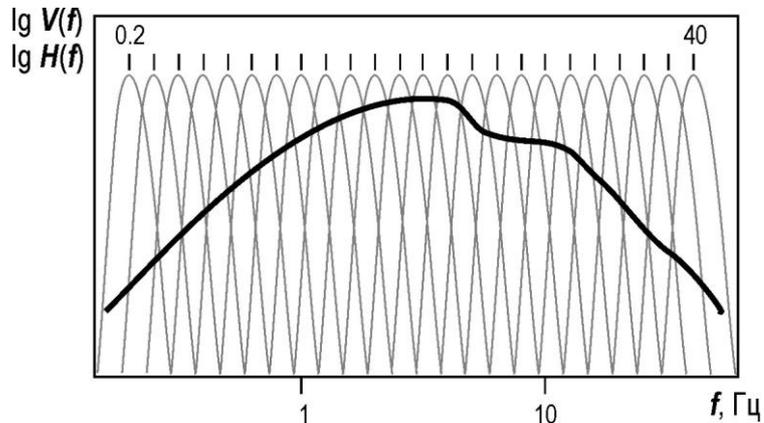


Рис. 5.1. Схема формирования полосовых сигналов из широкополосной записи для 24 частотных полос. Жирная линия – спектр сигнала поперечной волны, тонкие линии – передаточные функции фильтров.

После фильтрации для каждой полосы с записи снимаются амплитудные параметры: среднеквадратичная амплитуда шума в окне 60 с до вступления  $P$ -волны; интеграл от квадрата скорости по окну  $S$ -волны, далее кодируется как « $ES$ »; пиковая амплитуда  $S$ -волны, далее кодируется как « $AS$ »; и среднеквадратичная амплитуда коды в окне обмера коды, после приведения к запаздыванию 100 с, далее кодируется как « $CS$ ».

Значение  $ES$  используется для оценки квадрата амплитудного спектра в пределах рабочей полосы фильтра. В силу равенства Парсеваля этот интеграл по времени может быть пересчитан в интеграл по полосе от квадрата амплитудного спектра сигнала; так находили амплитудный спектр.

Выше отмечено, что можно ожидать физически обоснованной аналогии свойств грунтов в отношении  $S$ -волн ( $ES$ ,  $AS$ ) и коды ( $CS$ ). Оценки амплитудных аномалий по коде представляют большой интерес, так как их внутренняя точность высока, и для их получения при заданной точности нужен меньший период регистрации, что важно при практическом применении сейсмического

микрорайонирования (СМР). Поэтому важно знать, совпадают ли с приемлемой точностью спектральные аномалии, определенные с помощью поперечных волн и коды.

Обычно при изучении спектрального отклика грунтов в работах по СМР предполагается, что целевая и эталонная станции находятся вблизи друг от друга, а очаг-источник намного дальше. Это требование часто создает сложности на практике, особенно в условиях редкой сети станций, что как раз имеет место в исследуемом случае (рис. 2.9). Для компенсации различий в гипоцентральных расстояниях двух станций можно использовать функции затухания. С использованием найденных функций затухания спектры и амплитуды приводились к фиксированному расстоянию  $r_{пр} = 50$  км («вторая схема учета потерь»). Для пиковых амплитуд справедлива формула, аналогичная (2.8), с очевидной заменой  $S$  на  $A$ :

$$A_{ij(cb),50} = (B_{A(cb)}(50) / B_{A(cb)}(r_{ij})) \cdot A_{ij(cb)}(r_{ij}), \quad (5.1)$$

где  $A_{ij(cb)}$  – пиковая амплитуда  $S$ -волны в полосе с осевой частотой  $f_{cb}$ , записанная на станции номер  $j$  при землетрясении номер  $i$ ,  $r_{ij}$  – гипоцентрального расстояние станции номер  $j$  при землетрясении номер  $i$ ;  $B_{A(cb)}(r)$  – нормированная функция затухания пиковых амплитуд  $S$ -волны для полосы номер  $cb$ ; и  $A_{ij(cb),50}$  – спектр, приведенный к  $r_{пр} = 50$  км. Технически, далее использовали только приведенные спектры и амплитуды. При делении приведенного спектра станции номер  $j$  на такой же спектр эталонной станции, с принятым номером ноль, для того же события  $i$ , получаем

$$S_{ij(cb),50} / S_{i0(cb),50} = (B_{S(cb)}(r_{i0}) / B_{S(cb)}(r_{ij})) \cdot (S_{ij(cb)}(r_{ij}) / S_{i0(cb)}(r_{i0})), \quad (5.2)$$

где правый сомножитель – отношение фактических спектров записей, а левый сомножитель – поправка за различие гипоцентральных расстояний. Таким образом, опорное расстояние выпадает. Для пиковых амплитуд  $A_{ij(cb)}$  снова справедливы аналогичные обозначения и результаты. Для уровней коды, приведенных к 100 с, нормировка не нужна.

Для изучения свойств грунтов осредняли логарифмы отношений спектров:

$$\Delta \lg S_{j(cb)} = (1 / n_{j(cb)}) \sum_i \Delta \lg S_{ij(cb)}, \quad (5.3)$$

где  $\Delta \lg S_{ij(cb)} = \lg (S_{ij(cb),50} / S_{i0(cb),50})$ , и  $n_{j(cb)}$  – число наблюдений. Фактически вместо средних использовали медианы, менее чувствительные к иногда возникающим выбросам. Разброс значений  $\Delta \lg S_{ij(cb)}$  характеризовали значением (условного) стандартного отклонения  $\sigma(\Delta \lg S_{ij(cb)})$ , которое оценивали по робастному алгоритму через межквартильный размах. Аналогично рассчитывали параметры

$$\begin{aligned} \Delta \lg A_{j(cb)} &= (1 / n_{j(cb)}) \sum_i \lg (A_{ij(cb),50} / A_{i0(cb),50}), \\ \Delta \lg C_{j(cb)} &= (1 / n_{j(cb)}) \sum_i \lg (A_{c100, ij(cb)} / A_{c100, i0(cb)}) \end{aligned} \quad (5.4)$$

и соответствующие оценки разброса.

Изучение спектров Фурье (*ES*) и спектров коды (*CS*) вели для среднеквадратичных по горизонтальным компонентам станций. В случае пиковых амплитуд (*AS*) и при построении средних зависимостей, и при анализе данных использовали наибольшую по модулю из горизонтальных компонент.

В качестве эталонной станции была выбрана с/ст РЕТ («Петропавловск»), прибор сети D0, каналы HN (акселерограф, 100 отсчетов/с). Аргументы в пользу этого решения приведены в ([Gusev, Guseva, 2016], [Pavlenko, 2013]). Здание станции находится на склоне Петровской сопки на абсолютной отметке 68.15 м в стороне от района застройки. Скоростной разрез верхних слоев под с/ст получен по результатам сейсмокаротажа двух скважин, пройденных до глубины 15 м в скальных грунтах [Паспорт..., 1986].

#### 5.4. Полученные стационарные аномалии

Для определения спектральных характеристик использовались записи «Коллекции № 4» (23 акселерометра, более 7000 записей для более 300 землетрясений магнитудного диапазона ( $M_L$ ) 4.7–6.4, период регистрации – с 2011 по 2016 гг. (рис. 2.9).

*5.4.1. Обсуждение полученных стационарных аномалий.* На рис. 5.2 представлены полученные спектральные стационарные поправки для камчатской сети станций сильных движений. Кривые с рис. 5.2 могут произвести впечатление сглаженных, но это не так. Рабочие полосы фильтров практически не

перекрываются, и соседние точки практически независимы. Оказывается, что при выбранной детальности (0.1 лог. единицы) аномалии в типичных случаях меняются плавно.

Есть и отдельные примеры ступенчатого поведения (с/ст KRM, MSN) и выбросов, имеющих, по-видимому, резонансный характер (с/ст NLC, DAL); эти примеры иллюстрируют уровень детальности полученных спектральных характеристик.

Плавность кривых в большой мере связана с большим объемом данных, так что случайные ошибки подавлены. Оценки точности средних значений, в основном, уже, чем значок, соответствующий среднему значению в частотной полосе (рис. 5.2). Обсудим конкретные особенности аномалий.

(1) С/ст ADM, DAL, SCH, KDT и в определенной мере с/ст NLC и SPN в спектральной области оказались близки до 1–2 Гц к опорной с/ст PET, что позволяет предполагать различие только в верхней части разреза (0.5–1.5 км). Можно полагать, что на больших глубинах станции подстилаются меловой скальной толщей или ее аналогами.

(2) С/ст DCH, IVS, NII и AER, имеют однотипно повышенные амплитуды выше 1 Гц, все они расположены на вулканогенно-осадочной толще мощностью одного порядка – 100–300 м [Государственная..., 2000]. Различия в амплитудах аномалий связано, по-видимому, с различием в детальной литологии разных участков этой толщи.

(3) Положительная аномалия на с/ст MSN, вероятно, связана с топографическим эффектом, так как с/ст MSN расположена на вершине изометричной сопки с относительной высотой около 350 м. Повышающий эффект от низкой сейсмической жесткости здесь маловероятен, так как сопка сложена четвертичной экстрюзией андезито-дацитов [Государственная..., 2000].

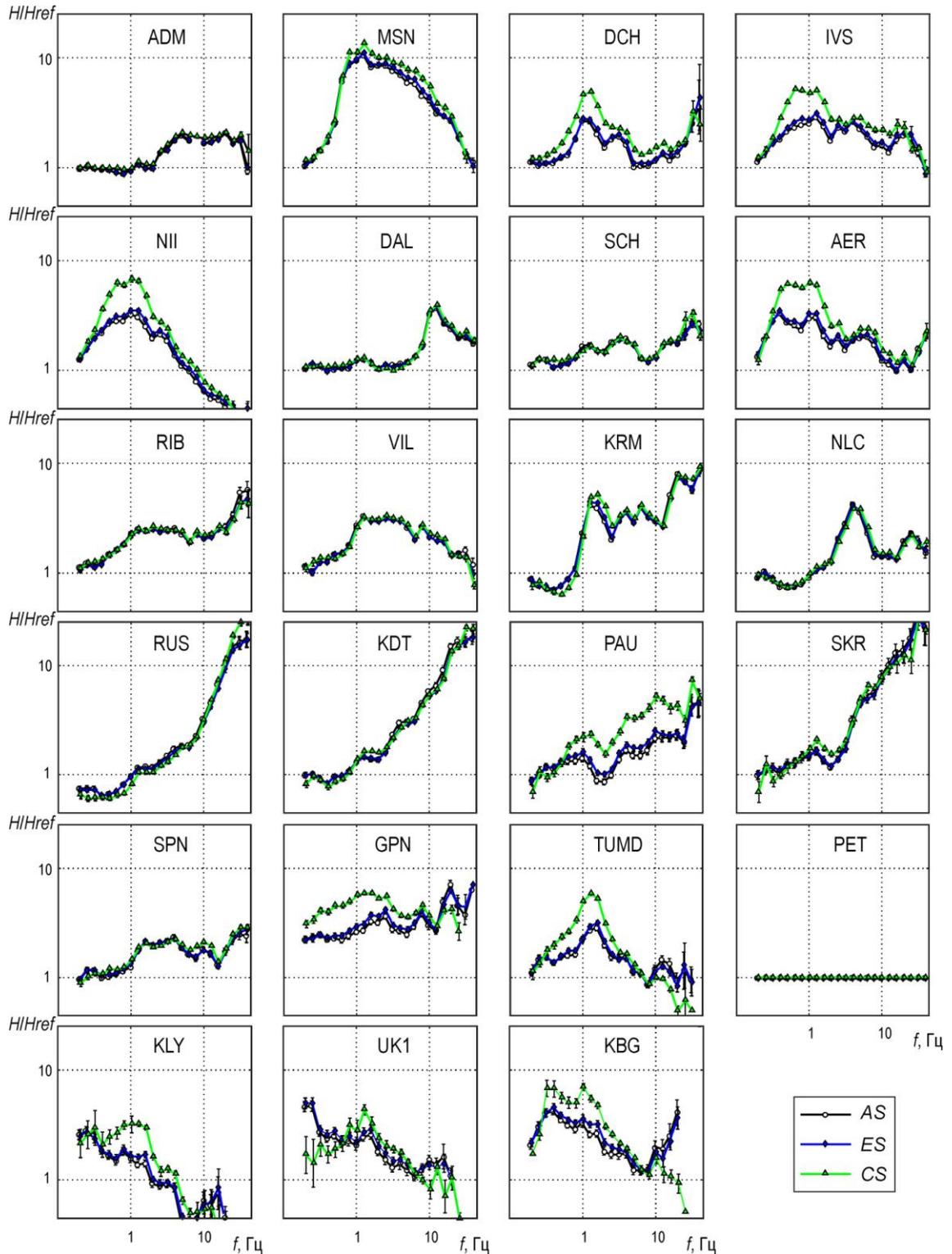


Рис. 5.2. Примеры стационарных спектральных аномалий, полученные методом эталонной станции. NII – с/ст на среднем грунте, показан типичный спад аномалии на высоких частотах. DAL – с/ст на скальном грунте, покрытом тонким слоем коллювия, виден резонанс в области 12 Гц. KDT – станция на малоизученном грунте, выраженная положительная аномалия на высоких частотах. PAU – аналогичная, но менее резкая аномалия. Для с/ст DAL и KDT аномалии по спектрам  $S$ -волн ( $ES$ ), по коде ( $CS$ ) и по пиковым амплитудам ( $AS$ ) находятся в хорошем согласии. Для с/ст NII и PAU в области высоких значений аномалии уровень аномалии по коду существенно выше, чем по спектрам Фурье, что говорит о реальной возможности несогласия оценок этих видов.

(4) Любопытна отрицательная аномалия при 0.2–0.5 Гц на с/ст RUS: она означает, что на глубинах 2–4 км под RUS среда существенно более высокоскоростная по сравнению со ст. PET. Геологические данные подтверждают это предположение: здесь располагается крупная интрузия гранодиоритов [Государственная..., 2000]. Менее выраженные аномалии того же рода отмечаются на NLC, KDT и KRM.

(5) Для всех с/ст «южной группы» оказалась характерной стабильно растущая аномалия от 1 Гц и выше, что позволяет предполагать под станциями этой группы аналогичное низкоскоростное и высокоградиентное строение самой верхней части разреза (1–2 км и менее), существенно отличное от такового для с/ст PET.

(6) С/ст «северной группы» – TUMD, KLY, UK1 и KBG – по характеру аномалий явно составляют особую группу. Могут возникнуть сомнения в том, какой мере допустимо использовать для этих станций средние по региону функции затухания типа приведенных на рис. 2.5. Однако на аномалии по данным CS неточности функций затухания не должны бы оказывать влияния, а согласие аномалий по *ES* и *CS* в целом приемлемое. Так или иначе, полученные для этих станций оценки следует считать предварительными; они требуют дополнительной проверки.

Спектральные характеристики по трем методам (*AS*, *ES*, *CS*) в целом приблизительно согласуются, но часто наблюдаются определенные систематические различия, обсуждаемые ниже.

5.4.2. Сравнение результатов отдельных подходов в рамках методики « $H/H_{ref}$ ». Обобщенно, в результатах по данной методике наиболее выражены стационарные аномалии в спектрах коды (*CS*); далее следуют спектры Фурье *S*-волн (*ES*), затем оценка по пиковым амплитудам (*AS*). Оценку по коде почти всегда можно считать оценкой сверху для оценки по *S*-волнам. Часто такая оценка дает ограниченное завышение амплитуд, порядка 10–20%. Но в ряде случаев такая оценка дает большое завышение, до 2 раз, что детально обсуждается ниже.

Можно также увидеть на рис. 5.2, что расхождение между методами *AS* и *ES* коррелирует с характером верхней части разреза (первые метры – десятки метров) под станцией. Так, для условно «скальных» с/ст различия по трем способам счета спектров минимальны – ADM, DAL, SCH, RIB, VIL, KRM, NLC, RUS, KDT, SKR, SPN, в то время как для станций с выраженной вулканогенной толщей (IVS, DCH, NII, NIC, KLY) различия между методами *AS* и *ES* явно более заметные. Простейшая причина может быть в том, что за счет эффектов вулканогенной толщи длительность группы *S*-волн дополнительно растет относительно условий на с/ст РЕТ. Рост длительности ведет, при фиксированном уровне спектра, к снижению пиковых амплитуд. Данное предположение заслуживает проверки.

Для ряда станций (IVS, DCH, AER, NII, PAU, GPN, KLU, KBG) в отдельных полосах частот обнаружилось заметное расхождение между методами *ES* и *CS*: оценки по коде (*CS*) превышают оценки по *S*-волнам (*ES*) до 2 раз, причем данное расхождение имеет место как раз в области максимума аномалии. Как отмечала Т.Г. Раутиан [Раутиан и др., 1981], иногда на коду (то есть на рассеянные волны) накладываются низкоскоростные поверхностные волны, формирующиеся в осадочных бассейнах со слоистой толщей; это явление может увеличить амплитуды коды, что приведет к появлению значений выше ожидаемых. Однако в условиях Восточной Камчатки подобные бассейны отсутствуют. Причины отмеченного расхождения пока не установлены. Его наличие делает недопустимым выполнение в регионе работ по СМР с использованием только кода-волн. Нередко работы по СМР ведут с использованием микросейсм. Природа колебаний коды и микросейсм во многом аналогична, поэтому отмеченная проблема может иметь место и для такого подхода.

### 5.5. Проверка работоспособности метода *H/V*

В качестве попутного исследования провели сравнение результатов метода  $H/H_{ref}$  и метода отношения *H/V* по Накамура [Nakamura, 1989]. Этот метод иногда применяется с большим успехом [Zaslavsky et al., 2003]. Спектры трех видов для

вертикального канала рассчитывали по той же методике, что и для горизонтальных каналов (кроме ненужного осреднения компонент).

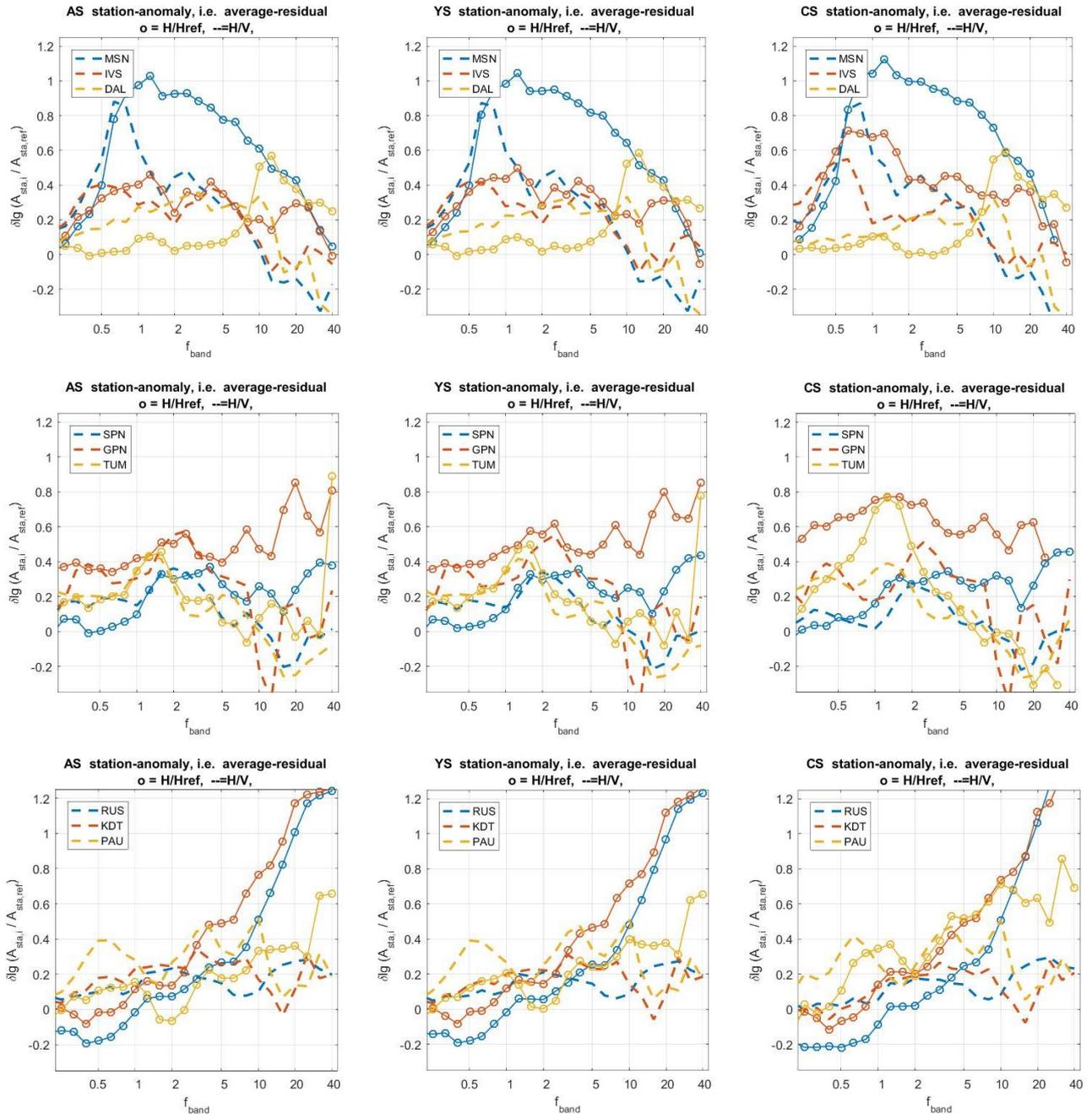


Рис. 5.3. Сравнение спектральных аномалий для спектров Фурье, полученных обычным способом с использованием эталонной станции (индекс  $H/H_{ref}$ ) (сплошная линия с кругами), и методом  $H/V$  по Накамура (штриховая линия) для станций: *a* – MSN, IVS, DAL (Петропавловский куст станций); *б* – SPN, GPN, TUMD (станции «северной группы»); *в* – RUS, KDT, PAU (станции «южной группы»).

Выполненное сравнение показало выраженные расхождения (рис. 5.3) между результатами по двум методам.

В частности, метод  $H/V$  не выделяет необычный и весьма существенный (до 10 раз) рост аномалии на ВЧ для некоторых с/ст «южной группы» (RUS – «Русская», KDT – «Ходутка», SKR – «Северо-Курильск»).

С помощью метода Накамура иногда видны эффекты резонансного усиления амплитуд, например резонанс сопки Мишенной на спектре по с/ст MSN.

Однако, например, с помощью метода Накамура не были выделены потенциальные резонансы на станции «Дальняя» (в области 10 Гц) и «Тумрок» (на 1–2 Гц), выявленные методом опорной станции.

Любопытен пик на 0.5 Гц для PAU.

### ***Заключение к главе 5***

Как известно, вклад поперечных волн в энергию колебаний, в пиковые амплитуды, и особенно в важнейшие для инженерных приложений амплитуды горизонтального движения, является основным или подавляющим. Поэтому полученные в данной работе результаты для группы поперечных волн вполне применимы для прогноза амплитудных параметров акселерограмм в инженерных целях.

Использование отношения спектров с использованием эталонной станции – важнейший и наиболее надежный метод СМР. Поэтому результаты исследования спектральных аномалий станций Камчатки имеют существенное значение для задач оценки сейсмической опасности, особенно в условиях низкой изученности сейсмических свойств грунтов в регионе.

## Заключение

Задачи, поставленные перед диссертационным исследованием, включали:

- установление типичных для региона спектральных параметров землетрясений в функции магнитуды;
- изучение свойств очагов землетрясений в аспекте установления характеристик скейлинга спектральных параметров;
- отработку методики массового определения значений  $M_0$  и  $M_w$ ;
- описание разнообразия спектральных свойств грунтов под сейсмическими станциями.

Данные задачи решены. Основные результаты, представленные в диссертационной работе, следующие:

1. С использованием записей сети цифровых приборов сильных движений (акселерометров) в сейсмоопасном регионе – Камчатка – проведен массовый расчет очаговых спектров местных землетрясений в абсолютной шкале (в [Н·м]) по данным  $S$ -волн и коды, в диалоговом и автоматическом режимах. Спектры проанализированы в рамках спектральной модели с тремя корнер-частотами  $\{f_{c1}, f_{c2}$  и  $f_{c3}\}$ . Получен массовый материал оценок этих частот для камчатских землетрясений.

2. С использованием сети станций установлено, что для обширной совокупности землетрясений магнитудного диапазона ( $M_w$ ) 3–6 в очаговых спектрах, как правило, присутствует верхняя граничная частота среза очагового спектра ускорений –  $f_{c3}$ , или « $f_{\max}$  очаговой природы». Продемонстрирована межстанционная корреляция оценок  $f_{c3}$  для пар станций. Реальность  $f_{c3}$  также подтверждена методом отношений очаговых спектров пар землетрясений с различными магнитудами на одной и той же станции. Также обнаружено, что во многих спектрах обычный излом очагового спектра по модели омега-квадрат расщепляется; уверенно выделяются первая,  $f_{c1}$ , и вторая,  $f_{c2}$ , корнер-частоты.

3. Изучен скейлинг трех корнер-частот в функции от сейсмического момента  $M_0$ ; обнаружено, что характер скейлинга трех корнер-частот различен. Зависимость  $f_{c1}(M_0)$  примерно согласуется с концепцией подобия:

$$\lg f_{c1} \approx (1/3) \lg M_0 + \text{const},$$

в то время как зависимости для  $f_{c2}$  и  $f_{c3}$ , качественно иные, не согласующиеся с гипотезой подобия:

$$\lg f_{c2} = (0.17-0.20) \lg M_0 + \text{const},$$

$$\lg f_{c3} = (0.11-0.17) \lg M_0 + \text{const}.$$

4. Оценки очаговых спектров использованы для отработки методики массового определения сейсмического момента  $M_0$  для магнитудного диапазона ( $M_w$ ) 3–6; впервые для Дальнего Востока России получен набор сотен региональных оценок  $M_w$ . Порог определения магнитуды  $M_w$  в части регионального каталога, в радиусе 200 км от куста станций вблизи Петропавловска-Камчатского, опущен в настоящей работе с  $M_w \approx 5.0$  до  $M_w \approx 3.0$ . Обнаружено наличие небольшого (порядка  $-0.1$ ) систематического занижения среднечастотных оценок  $M_w$  по региональным  $S$ - и кода-волнам в сравнении с низкочастотными оценками; аналогичное небольшое занижение систематически отмечалось и в других регионах.

5. Для диапазона магнитуд ( $M_w$ ) 3–6 рекомендована формула связи для пересчета значений  $K_{S1,2}^{\phi 68}$  и  $M_L$  регионального каталога прошлых лет в ориентировочные оценки  $M_w$  («проху- $M_w$ ») региональных землетрясений.

6. Для расчета эмпирических спектральных характеристик грунтов применена многополосная методика с использованием пиковых амплитуд ( $AS$ ), спектров Фурье  $S$ -волн ( $ES$ ) и среднеквадратичных амплитуд кода-волн ( $CS$ ). За счет использования эмпирических региональных функций затухания методика позволяет использовать записи целевой и эталонной станций с заметно различающимися гипоцентрными расстояниями. Обнаружено большое разнообразие спектральных характеристик станций. В ряде случаев обнаружены эффекты резонансного усиления амплитуд. Изучена степень согласованности спектральных характеристик по трем методам ( $AS$ ,  $ES$ ,  $CS$ ); при общем

качественном согласии есть случаи заметных количественных расхождений между оценками по *ES* и *CS*.

7. Сравнение результатов оценки спектральных характеристик грунтов по методу эталонной станции и методу отношения *H/V* по Накамура показало выраженные расхождения. Использование метода Накамура в условиях Камчатки не может быть рекомендовано.

Полученные результаты подсказывают перспективные направления возможных дальнейших исследований, включая

– изучение скейлинга очагов землетрясений Камчатки для таких параметров как спектральное сброшенное напряжение (оценка  $\Delta\sigma$ , определенная через спектральные параметры  $M_0$  и  $f_{c1}$ ); сейсмическая энергия и кажущееся напряжение; уровень спектра ускорений;

– исследование спектральных свойств очагов землетрясений Камчатки по данным продольных волн с использованием подходов, развитых для поперечных волн;

– расширение рабочего диапазона многополосного исследования очаговых спектров на более низкие частоты (0.02–0.2 Гц, периоды 5–50 с) и, с использованием специализированных приборов, на более высокие частоты, 40–80 Гц.

## Благодарности

Работа в основном выполнялась в Камчатском филиале Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», во время одновременного обучения в заочной аспирантуре Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, под научным руководством А.А. Гусева.

Автор искренне благодарна своему научному руководителю доктору физико-математических наук Александру Александровичу Гусеву за обучение основным разделам фундаментальной сейсмологии, прежде всего, в области очага землетрясения, а также за внимание и к автору, и к работе, на всех этапах: от первых устных выступлений до подготовки публикаций и текста диссертации.

Отдельные результаты были получены совместно с ведущими сейсмологами Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН к.ф.-м.н. В.М. Павловым, к.ф.-м.н. И.Р. Абубакировым, Е.М. Гусевой и к.ф.-м.н. Д.В. Чебровым, которым автор выражает искреннюю признательность за интересное и плодотворное сотрудничество, а также за личный пример и внимание к автору. За ценные консультации во время работы над текстом диссертации автор отдельно благодарит В.М. Павлова и И.Р. Абубакирова.

Автор также признательна сотрудникам ИФЗ РАН и ФИЦ ЕГС РАН, ценные замечания и отзывы которых помогли улучшить качество диссертации, а именно: д.ф.-м.н. О.В. Павленко, д.ф.-м.н. Ф.Ф. Аптикаеву, д.ф.-м.н. А.Д. Завьялову, к.ф.-м.н. И.П. Габсатаровой, к.ф.-м.н. Н.В. Петровой, д.ф.-м.н. В.А. Салтыкову и к.ф.-м.н. Р.А. Дягилеву.

За значительную поддержку и внимание к ходу выполнения исследований автор выражает искреннюю благодарность сотруднику ИВиС ДВО РАН к.т.н. В.А. Рашидову, а также сотруднику ИФЗ РАН к.ф.-м.н. В.В. Погорелову.

## Список литературы

1. Абубакиров И.Р. Оценка характеристик затухания поперченных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной станции «Петропавловск» // Физика Земли. 2005. №10. С. 46–58.
2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Теория и методы. Том. 1. М.: Мир, 1983. 519 с.
3. Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О.А., Москвина А.Г., Поликарпова Л.А., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от стационарного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 66–79.
4. Аптекман Ж.Я., Дараган С.К., Долгополов В.В., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О.А., Москвина А.Г., Поликарпова Л.А., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Унификация исходных данных и процедуры расчета амплитудных спектров // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С.60–70.
5. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М.: Наука и образование. 2012. 176 с.
6. Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1972. 134 с.
7. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И. Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 83–90.
8. Болдырев С.А. Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С. 119–133.
9. Бунэ В.И. О классификации землетрясений по энергии упругих волн, излучаемых из очага // Докл. АН Тадж. ССР. 1955. № 14. С. 31–34.
10. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969.
11. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
12. Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сеньюков С.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 56–64.

13. Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
14. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Южно-Камчатская серия (N-57-XXXIII – Петропавловск-Камчатский, N-57-XXXIII – сопка Мутновская) / Сост. и подгот. к изд. в Камчатской ПСЭ ГГП «Камчатгеология»; ред. Б.А. Марковский. 1:200 000. С.-П.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2000.
15. Гусев А.А. Описательная статистическая модель излучения очага землетрясения и ее применение к оценке короткопериодного сильного движения // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 3–22.
16. Гусев А.А. Модель очага землетрясения со множеством неровностей // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 41–55.
17. Гусев А.А. Предварительный вариант расчетных сейсмических нагрузок для Петропавловска-Камчатского. Источники и воздействие разрушительных сейсмических колебаний // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 31. М.: Наука. 1990. С. 67–85.
18. Гусев А.А. О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений. (Часть 1) // Инженерные изыскания. 2011а. № 11/2011. С. 20–29.
19. Гусев А.А. О принципах картирования сейсмоопасных регионов Российской Федерации и нормирования сейсмических нагрузок в терминах сейсмических ускорений. (Часть 2) // Инженерные изыскания. 2011б. № 12/2011. С. 66–77.
20. Гусев А.А., Гусева Е.М. Скейлинговые свойства характерных частот очаговых спектров землетрясений Камчатки // ДАН. 2014. Т. 458. № 1. С. 88–91.
21. Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. № 4. С. 35–51.
22. Гусев А.А., Гусева Е.М., Петухин А.Г., Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Максимальные ускорения грунта по данным приборов сильных движений на Камчатке // Физика Земли. 1998. № 4. С. 20–27.
23. Гусев А.А., Зобин В.М., Феофилактов В.Д. Определение расчетной бальности и оценка параметров максимальных колебаний грунта для площадки строительства на Камчатке // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 20. М.: Наука. 1980. С. 44–59.
24. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами – среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990. № 6. С. 55–63.
25. Гусев А.А., Скоркина А.А., Чебров Д.В. Очаговые спектральные параметры землетрясений Восточной Камчатки диапазона  $M_w = 3-6$  по данным поперечных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 3. Вып. 35. С. 36–49.

26. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34–42.
27. Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В.М. Моделирование движения грунта при Петропавловском землетрясении 24.11.1971 ( $M=7.6$ ) // Физика Земли. 2009. №5. С. 29–38.
28. Гусева Е.М., Гусев А.А., Оскорбин Л.С. Пакет программ для цифровой обработки сейсмических записей и его опробование на примере некоторых записей сильных движений // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 35–49.
29. Дженкинс Г., Ваттс Д.М. Спектральный анализ и его приложения: в 2 вып. Том 1. М.: Мир. 1971. 316 с.
30. Ершов И.А. Об оценке сейсмической опасности для г. Петропавловска-Камчатского // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С. 82–90.
31. Запольский К.К. Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука. 1971. С. 20–36.
32. Землетрясения в СССР в 1984 году. М.: Наука, 1987. 344 с.
33. Зобин В.М., Мелекесцев И.В., Шумилина Л.С. Детальное сейсмическое районирование Камчатки в области высокой сейсмовулканической активности // Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука. 1980. С. 89–96.
34. Зобин В.М., Федотов С.А., Гордеев Е.И., Гусева Е.М., Митякин В.П. Сильные землетрясения на Камчатке и Командорских островах в 1961–1986 гг. // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 3–23.
35. Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН. Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов 2010–2016 гг.
36. Касахара К. Механика землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 264 с.
37. Кейлис-Борок В.И. К теории волн, возникающих при сдвиге // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1957. № 4.
38. Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
39. Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука. 1974. 132 с.
40. Маловичко А.А., Маловичко Д.А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: Т. 2. Новосибирск, 2010. С. 66–92.
41. Медведев С.В. (ред.) Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977. 226 с.

42. Мишаткин В.Н., Захарченко Н.З., Чебров В.Н. Технические средства сейсмической подсистемы службы предупреждения о цунами // Сейсмические приборы. 2011. Т. 47. № 1. С. 26–51.
43. Павленко О.В. Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет. М.: Научный мир. 2009. 257 с.
44. Павлов В.М. Алгоритм расчета синтетических сейсмограмм в слоистом полупространстве с применением матричного импеданса // Физика Земли. 2013. № 1. С. 26–35.
45. Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2(20). С. 149–158.
46. Паспорт сейсмической станции «Петропавловск-Камчатский» / Сост. Синельникова Л.Г. 1986. 43 с.
47. Райс Д. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. 217 с.
48. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических полей в тонкослоистых средах. М.: Наука, 1973. 123 с.
49. Ратникова Л.И., Сакс М.В. Влияние скоростных и диссипативных параметров на резонансные свойства грунтов // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука, 1982. С. 19–29.
50. Раутиан Т.Г. Определение параметров субочагов землетрясений и их интерпретация // Вопросы инженерной сейсмологии. 1988. № 29. С. 21–29.
51. Раутиан Т.Г. Роль функции очага и отклика среды в модели формирования сейсмических колебаний // Вопросы инженерной сейсмологии. 1976. № 18. С. 3–14.
52. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. Труды ИФЗ АН СССР. 1960. № 9 (176). С. 75–114.
53. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука. 1981. 142 с.
54. Ризниченко Ю.В., Джигладзе Э.А., Болквадзе И.Н. Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 74–85.
55. Ризниченко Ю.В., Сейдузова С.С. Спектры и системы спектров землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 3. С. 28–43.
56. Родионов В.Н., Адушкин В.В., Костюченко В.Н. и др. Механический эффект подземного взрыва. М.: Недра, 1971. 224 с.

57. РСМ-85. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. Москва. 1985. Госстрой СССР.
58. РСН-60-86. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ. Госстрой РСФСР.
59. РСН-65-87. Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. Госстрой РСФСР.
60. Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальным сейсмологическим наблюдений / Под ред. Е.И. Гордеева, В.Н. Чеброва. Петропавловск-Камчатский: Холд. комп. «Новая книга», 2012. 480 с.
61. Скоркина А.А., Гусев А.А. Определение набора характерных частот очаговых спектров для субдукционных землетрясений Авачинского залива (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 7. С. 1057–1068.
62. Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С. 188–200.
63. СП 286.1325800.216. Объекты повышенной ответственности. Правила детального сейсмического районирования.
64. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. Москва. Наука. 1972. 117 с.
65. Федотов С.А., Славина Л.Б., Шумилина Л.С., Гусев А.А. Скорости Р-волн в верхней мантии Камчатки // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока, Владивосток, ДВНЦ, 1976. С. 180–189.
66. Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А., Левина В.И., Сенюков С.Л., Сергеев В.А., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система детальным сейсмологическим наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. №1. С. 18–40.
67. Чебров Д.В., Гусев А.А. Камчатские кривые спада амплитуд коды: первый вариант многополосного комплекта кривых и зависимость амплитуд от эпицентрального расстояния // Шестнадцатая уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. Пермь. ГИ УрО РАН. 2015. С. 309–314.
68. Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. М.: Изд-во Акад. Горн. Наук. 1997. 542 с.
69. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.
70. Штейнберг В.В. Влияние слоя на амплитудно-частотный спектр колебаний на поверхности // Труды ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 123.

71. Штейнберг В.В. Оценка спектров сотрясений для территории с определенными сеймотектоническими и грунтово-геологическими условиями // Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука. 1971.
72. Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф., Алказ В.Г., Гусев А.А. и др. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 34. М.: Наука, 1993. С. 5–94.
73. Штейнберг В.В., Федотов С.А. Оценка параметров колебаний почвы в г. Петропавловске-Камчатском при возможном сильном землетрясении // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С. 90–101.
74. Яновская Т.Б. Основы сейсмологии. С-Пб: Издательство Санкт-Петербургского университета. 2008. 260 с.
75. Abercrombie R.E. Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5 km depth // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 24015–24036.
76. Abubakirov I.R., Gusev A.A. Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake // Physics of the earth and Planetary Interiors. 1990. V. 64. № 1. P. 52–67.
77. Aki K. Earthquake generating stress in Japan for the years 1961 to 1963 obtained by smoothing the first motion radiation patterns. 1966.
78. Aki, K. Scaling law of seismic spectrum // Journal of Geophysical Research. 1967. V. 72. № 4. P. 1217–1231.
79. Aki K. Seismic displacements near a fault // Journal of Geophysical Research. 1968. V. 73. № 16. P. 5359–5376.
80. Aki, K. Physical theory of earthquakes // Seismic Hazard in Mediterranean Region. Kluwer Academic Publishers. 1988. P. 3–33.
81. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects // Journal of geophysical research. 1975. V. 80. № 23. P. 3322–3342.
82. Aki K., Irikura K. Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation // Proceedings of 4th Int. Conf. on Seismic Zonation. 1991. P. 61–110.
83. Aki K., Papageorgiou A.S. Separation of source and site effects in acceleration power spectral of major California earthquakes // Proceedings of 9WCEE. 1989. V. 8. P. 163–167.
84. Anderson J.G., Hough S.E. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies // Bulletin of the Seismological Society of America. 1984. V. 74. № 5. P. 1969–1993.

85. Atkinson G.M., Boore D.M. Recent trends in ground motion and spectral response relations for North America // *Earthquake Spectra*. 1990. V. 6. № 1. P. 15–35.
86. Atkinson G.M., Boore D.M. Evaluation of models for earthquake source spectra in eastern North America // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1998. V. 88. № 4. P. 917–934.
87. Atkinson G.M., Silva W. An empirical study of earthquake source spectra for California earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1997. V. 87. № 1. P. 97–113.
88. Bardet J.P., Tobita T. NERA. A computer program for nonlinear earthquake site response analyses of layered soil deposits. Univ. South California, Dept. Civil Engineering. 2001. 44 p.
89. Ben-Menahem A., Singh S.J. *Seismic waves and sources*. Springer Science & Business Media. 2012. 1136 p.
90. Ben-Menahem A., Toksöz M.N. Source mechanism from spectrums of long-period surface waves: 2. The Kamchatka earthquake of November 4, 1952 // *Journal of Geophysical Research*. 1963. V. 68. № 18. P. 5207–5222.
91. Boatwright J. Detailed spectral analysis of two small New York State earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1978. V. 68. № 4. P. 1117–1131.
92. Bonilla L.F., Steidl J.H., Lindley G.T., Tumarkin A.G., Archuleta R.J. Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1997. V. 87. № 3. P. 710–730.
93. Boore D. Simulation of ground motion using the stochastic method // *Pure and Applied Geophysics*. 2003. V. 160. № 3–4. P. 635–676.
94. Boore, D., Boatwright J. Average body-wave radiation coefficients // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1984. V. 74. № 5. P. 1615–1621.
95. Bormann P., Wendt S., Di Giacomo D. Seismic sources and source parameters // Chapter 3. NMSOP2. Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences. 2013. 259 p.
96. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
97. Brune J.N. Correction (to Brune, 1970) // *Journal of geophysical research*. 1971. V. 76. P. 5002.
98. Burridge R., Knopoff L. Body force equivalents for seismic dislocations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1964. V. 54. № 6A. P. 1875–1888.
99. Byerly P. Nature of faulting as deduced from seismograms // *Geological Society of America Special Papers*. 1955. V. 62. P. 75–86.
100. Chebrov V.N., Chebrov D.V., Abubakirov I.R., Chebrova A.Yu., Gusev A.A., Guseva, E.M., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Ivanova E.M., Kravchenko N.M., Kugaenko Yu.A., Lander A.V., Matveenko E.A., Mitushkina S.V., Ototiuk D.A., Pavlov V.M., Raevskaya A.A.,

Saltykov V.A., Skorkina A.A., Titkov N.N. Notable events of Kamchatka in 2013 // Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre: July—December 2013. Berkshire, UK: ISC. 2016. V. 50. № 7–12. P. 34–65.

101. Chouet B., Aki K., Tsujiura M. Regional variation of the scaling law of earthquake source spectra // Bulletin of the Seismological Society of America. 1978. V. 68. № 1. P. 49–79.

102. Choy G.L., Boatwright J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. № B9. P. 18205–18228.

103. Das S. A numerical study of rupture propagation and earthquake source mechanism // Submitted in partial fulfillment of requirements for degree of Doctor of Science. Massachusetts Institute of Technology. 1976. 105 p.

104. Das S., Aki K. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model // Journal of geophysical research. 1977. V. 82. № 36. P. 5658–5670.

105. Das S., Kostrov B.V. Fracture of a single asperity on a finite fault: a model for weak earthquakes? // Earthquake Source Mechanics. 1986. P. 91–96.

106. Das S., Kostrov B.V. An investigation of the complexity of the earthquake source time function using dynamic faulting models // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1988. V. 93. № B7. P. 8035–8050.

107. Douglas B.M., Ryall A. Spectral characteristics and stress drop for microearthquakes near Fairview Peak, Nevada // Journal of Geophysical Research. 1972. V. 77. № 2. P. 351–359.

108. Dreger, D.S. TDMT\_INV: Time-domain seismic moment inversion, in International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology / W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger (Editors). Academic Press, Amsterdam, The Netherlands. 2002. 1627 p.

109. Drouet S., Cotton F., Guéguen P. VS30,  $\kappa$ , regional attenuation and  $M_w$  from accelerograms: Application to magnitude 3–5 French earthquakes // Geophysical Journal International. 2010. V. 182. № 2. P. 880–898.

110. Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. № B4. P. 2825–2852.

111. Edwards B., Allmann B., Fäh D., Clinton J. Automatic computation of moment magnitudes for small earthquakes and the scaling of local to moment magnitude // Geophysical Journal International. 2010. V. 183. № 1. P. 407–420.

112. Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. V. 200. P. 1–9.

113. Faccioli, E. A study of strong motions from Italy and Yugoslavia in terms of gross source properties // *Geophys. Monograph* 37. 1986. Maurice Ewing Series 6. P. 297–309.

114. Gasperini P., Lolli B., Vannucci G., Boschi E. A comparison of moment magnitude estimates for the European-Mediterranean and Italian regions // *Geophysical Journal International*. 2012. V. 190. № 3. P. 1733–1745.

115. Geller R.J. Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1976. V. 66. № 5. P. 1501–1523.

116. Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G., Kostoglodov V., Zhao D., Gordeev E. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // *Geophysical Journal International*. 1999. V. 137. № 2. P. 269–279.

117. Gusev, A.A. Descriptive statistical model of earthquake source radiation to an estimation of short-period strong motion // *Geophys. J. of the Royal Astr. Soc.* 1983. V. 74. P. 787–808.

118. Gusev A.A. High-frequency radiation from an earthquake fault: a review and a hypothesis of fractal rupture front geometry // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. V. 170. № 1-2. P. 65–93.

119. Gusev A.A., Gordeev E.I., Guseva E.M., Petukhin A.G., Chebrov V.N. The first version of the  $A_{\max}(M_w, R)$  relationship for Kamchatka // *Pure and Applied Geophysics*. 1997. V. 149. № 2. P. 299–312.

120. Gusev A.A., Guseva E.M. Source spectra of near Kamchatka earthquakes: recovering them from S-wave spectra, and determination of scaling for three corner frequencies // *Pure and Applied Geophysics*. 2016. V. 173. № 5. P. 1539–1557.

121. Hanks T.  $f_{\max}$  // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1982. V. 72. № 6A. P. 1867–1879.

122. Hanks T.C., Boore D.M. Moment-magnitude relations in theory and practice // *Journal of Geophysical Research*. 1984. V. 89. № B7. P. 6229–6235.

123. Hanks T.C., Kanamori H. A moment magnitude scale // *Journal of Geophysical Research*. 1979. V. 84. № B5. P. 2348–2350.

124. Hanks T.C., McGuire R.K. The character of high-frequency strong ground motion // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1981. V. 71. № 6. P. 2071–2095.

125. Hanks T.C., Thatcher W. A graphical representation of seismic source parameters // *Journal of Geophysical Research*. 1972. V. 77. № 23. P. 4393–4405.

126. Hanks T.C., Wyss M. The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1972. V. 62. № 2. P. 561–589.

127. Haskell N.A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1964. V. 54. № 6A. P. 1811–1841.

128. Haskell N.A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. A statistical source model // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1966. V. 56. № 1. P. 125–140.
129. Havskov J., Ottemöller L. Routine data processing in earthquake seismology. Springer. Netherlands. 2010. 352 p.
130. Honda H. Earthquake mechanism and seismic waves // *Journal of Physics of the Earth*. 1962. V. 10. № 2. P. 1–97.
131. Hua Z.-X., Ma Y.-S., Gao L.-S. Site amplification effect of coda waves in West Yunnan Experimental Site // *Acta Seismologica Sinica*. 1993. V. 6. № 4. P. 833–841.
132. Hudson D.E. Local distribution of strong earthquake ground motions // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1972. V. 62. № 6. P. 1765–1786.
133. Hull J., Thickness displacement relationships for deformation zones // *Journal of Structural Geology*. 1988. V. 10. № 4. P. 431–435.
134. Ide S., Beroza G.C. Does apparent stress vary with earthquake size? // *Geophysical Research Letters*. 2001. V. 28. № 17. P. 3349–3352.
135. Irikura K., Yokoi T. Scaling law of seismic source spectra for the aftershocks of 1983 Central-Japan-Sea earthquake // *Seism. Soc. of Japan*. 1984. № 1.
136. Ishida M. Determination of fault parameters of small earthquake in the Kii peninsula // *Journal of Physics of the Earth*. 1974. V. 22. № 2. P. 177–212.
137. Joyner W.B., Boore D.M. Methods for regression analysis of strong-motion data // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1993. V. 83. № 2. P. 469–487.
138. Joyner W.B., Fumal T.E. Use of measured shear-wave velocity for predicting geologic site effects on strong ground motion // *Proceedings of the 8th World Conference on Earthquake Engineering*. 1984. V. 2. P. 777–783.
139. Joyner W.B., Warrick R.E., Fumal T.E. The effect of Quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979 // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1981. V. 71. № 4. P. 1333–1349.
140. Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. 1977. V. 82. № 20. P. 2981–2987.
141. Kanamori H., Anderson D.L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1975. V. 65. № 5. P. 1073–1095.
142. Kanamori H., Mori J., Hauksson E., Heaton T.H., Hutton L.K., Jones L.M. Determination of earthquake energy release and ML using TERRAScope // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1993. V. 83. № 2. P. 330–346.

143. Kinoshita S. Local characteristics of the  $f_{max}$  of bedrock motion in the Tokyo metropolitan area, Japan // *Journal of Physics of the Earth*. 1992. V. 40. № 3. P. 487–515.
144. Knopoff L., Gilbert F. Radiation from a strike-slip fault // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1959. V. 49. № 2. P. 163–178.
145. Konstantinou K.I. Moment magnitude–rupture area scaling and stress-drop variations for earthquakes in the Mediterranean region // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2014. V. 104. № 5. P. 2378–2386.
146. Kostrov V. Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock // *Physics of the Solid Earth*. 1974. V. 1. P. 13–21.
147. Maeda T., Sasatani T. Two-layer  $Q_S$  structure of the slab near the southern Kurile trench // *Earth, Planets and Space*. 2006. V. 58. № 5. P. 543–553.
148. Maruyama T. On the force equivalents of dynamical elastic dislocations with reference to the earthquake mechanism. 1963.
149. Mayeda K., Malagnini L. Apparent stress and corner frequency variations of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) sequence: evidence for a step-wise increase at  $M_w \sim 5.5$  // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 10. L10308.
150. Mayeda K., Malagnini L., Phillips W. et al. 2-D or not 2-D, that is the question: A northern California test // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. № 12. L12301.
151. Mayeda K., Walter W.R. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes // *JGR*. 1996. V. 101. № B5. P. 11195–11208.
152. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on the ground surface // *QR RTRI*. 1989. V. 30. P. 25–33.
153. Nakano H. Notes on the nature of the forces which give rise to the earthquake motions // *Seismol. Bull.* 1923. V. 1. P. 92–120.
154. Papageorgiou, A., Aki, K. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. 1. Description of the model // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1983. V. 73. P. 693–722.
155. Papageorgiou A.S., Aki K. Scaling law of far-field spectra based on observed parameters of the specific barrier model // *Pure and Applied Geophysics*. 1985. V. 123. № 3. P. 353–374.
156. Patton H.J. Bias in the centroid moment tensor for central Asian earthquakes: evidence from regional surface wave data // *Journal of Geophysical Research*. 1998. V. 103. № B11. P. 26963–26974.
157. Pavlenko O.V. Simulation of ground motion from strong earthquakes of Kamchatka region (1992–1993) at rock and soil sites // *Pure and Applied Geophysics*. 2013. V. 170. № 4. P. 571–595.

158. Pavlenko O.V., Irikura K. Nonlinear behavior of soils revealed from the records of the 2000 Tottori, Japan, Earthquake at stations of the digital strong-motion network Kik-Net // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2006. V. 96. № 6. P. 2131–2145.
159. Petukhin A.G., Gusev A.A. The duration-distance relationship and average envelope shapes of small Kamchatka earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2003. V. 160. № 9. P. 1717–1743.
160. Petukhin A.G., Gusev A.A., Guseva E.M., Gordeev E.I., Chebrov V.N. Preliminary model for scaling of Fourier spectra of strong ground motion recorded on Kamchatka // *Pure and Applied Geophysics*. 1999. V. 156. № 3. P. 445–468.
161. Phillips W.S., Aki K. Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1986. V. 76. № 3. P. 627–648.
162. Purvance, M., Anderson, J. A comprehensive study of the observed spectral decay in strong-motion accelerations recorded in Guerrero, Mexico // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2003. V. 93. P. 600–611.
163. Rautian T.G., Khalturin V.I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1978. V. 68. № 4. P. 923–948.
164. Satoh T., Kawase H., Sato T. Statistical spectral model of earthquakes in the eastern Tohoku district, Japan, based on the surface and borehole records observed in Sendai // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1997. V. 87. № 2. P. 446–462.
165. Savage J.C. Relation of corner frequency to fault dimensions // *Journal of Geophysical Research*. 1972. V. 77. № 20. P. 3788–3795.
166. Serra E.M.T., Emolo A., Orefice A., Zollo A. Earthquake source kinematics of moderate earthquakes from the inversion of apparent source time functions // *Geophys. J. Int.* V. 194. № 2. 2013. P. 1180–1189.
167. Shapiro N.M., Gorbatov A.V., Gordeev E.I., Dominguez J. Average shear-wave velocity structure of the Kamchatka peninsula from the dispersion of surface waves // *Earth, planets and space*. V. 52. № 9. 2000. P. 573–577.
168. Silver P. Retrieval of source-extent parameters and the interpretation of corner frequency // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* V. 73. № 6A. 1983. P. 1499–1511.
169. Stein S., Okal E.A. Seismology: speed and size of the Sumatra earthquake // *Nature*. 2005. V. 434. № 7033. P. 581–582.
170. Steketee J.A. Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations // *Canadian Journal of Physics*. 1958. V. 36. № 9. P. 1168–1198.
171. Tsai V.C., Nettles M., Ekström G., Dziewonski A.M. Multiple CMT source analysis of the 2004 Sumatra earthquake // *Geophysical Research Letters*. 2005. V. 32. № 17. L17304.

172. Umeda Y., Iio Y., Kuroiso A., Ito K., Murakami H. Scaling of observed seismic spectra // *Zisin*. 1984. Ser. 1. V. 37. P. 559–567.

173. Wyss M., Hanks T.C., Liebermann R.C. Comparison of P-wave spectra of underground explosions and earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. 1971. V. 76. № 11. P. 2716–2729.

174. Yamada T., Mori J.J., Ide S., Kawakata H., Iio Y., Ogasawara H. Radiation efficiency and apparent stress of small earthquakes in a South African gold mine // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2005. V. 110. № B1.

175. Yokoi T., Irikura K. Meaning of source controlled  $f_{max}$  in empirical Green's function technique based on a T2-scaling law // *Annals of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*. 1991. V. 34. P. 177–189.

176. Zaslavsky Y., Shapira A., Leonov J. Empirical evaluation of site effects by means of H/V spectral ratios at the locations of strong motion accelerometers in Israel // *Journal of Earthquake Engineering*. 2003. V. 7, № 4. P. 655–677.

177. Zobin V.M. The focal mechanism and dynamic parameters of volcanic earthquakes preceding the great Tolbachik fissure eruption of 1975 // *The Great Tolbachik Fissure Eruption: Geological and Geophysical Data 1975–1976*. 1983. P. 243.

178. Zobin V.M. Variations in source parameters of small earthquakes before large earthquakes // *Tectonophysics*. 1986. V. 126. № 2–4. P. 229–243.

179. Zobin V.M. Variations of volcanic earthquake source parameters before volcanic eruptions // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1979. V. 6. № 3–4. P. 279–293.