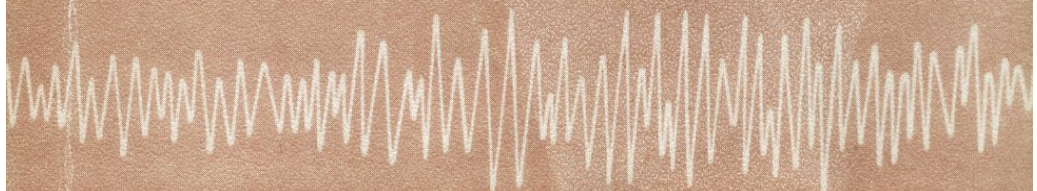




В. М. ЗОБИН

**ДИНАМИКА  
ОЧАГА  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Ордена Трудового Красного Знамени Институт вулканологии

551.21

В. М. ЗОБИН

ДИНАМИКА  
ОЧАГА  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

3114



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
МОСКВА 1979

**З о б и н В.М.** Динамика очага вулканических землетрясений. М.: Наука, 1979. 92 с.

В книге рассмотрены механизм и динамические параметры очагов вулканических землетрясений. Дана общая характеристика вулканических землетрясений и их связи с извержениями вулканов, описана методика исследования динамики очага. Показано, что механизмы очагов вулканических и тектонических землетрясений подобны. Отмечено наличие вариаций системы напряжений и величин сброшенных напряжений в очагах вулканических землетрясений перед извержением вулкана.

Работа рассчитана на сейсмологов, вулканологов, геологов.

Табл. 11, ил. 39, список лит. 52 назв.

Ответственный редактор  
кандидат физико-математических наук  
**И.Г. СИМБИРЕВА**

**Вячеслав Моисеевич З о б и н**

### **ДИНАМИКА ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени  
Институтом вулканологии Дальневосточного научного центра АН СССР*

Редактор **В.Н. Некрасова**. Художественный редактор **Т.П. Поленова**  
Технические редакторы **И.И. Джиева, Л.В. Русская**

ИБ № 16304

Подписано к печати 16.10.79. Т – 13577. Формат 60x90 1/16. Бум. офс. № 1  
Усл.печ.л. 5,8. Уч.-изд.л. 5,8. Тираж 1000 экз. Тип. зак. 678 Цена 90 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90;  
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Интенсивные исследования по "Геодинамическому проекту" и разработке основных положений "новой глобальной тектоники" [Isacks et al., 1968] привлекли особое внимание геофизиков к изучению динамических процессов в очагах землетрясений. К настоящему времени достигнуты большие успехи в разработке проблем динамики<sup>1</sup> очага тектонических землетрясений. Многочисленные определения механизма очага тектонических землетрясений позволили построить схемы глобального распределения упругих напряжений в очагах землетрясений [Балакина и др., 1972], обосновать явление разрастания дна океанов [Isacks et al., 1968], получить некоторые прогностические критерии сильных землетрясений по вариациям локальных полей напряжений [Нерсесов, Симбирева, 1969]. Важнейшим событием, послужившим толчком для многих дальнейших исследований, явилось введение новой количественной характеристики очага землетрясения — сейсмического момента [Aki, 1966]. Используя эту характеристику, удалось определить скорость скольжения по крупным разломам, оценить величины сброшенных напряжений в очагах землетрясений [Brune, 1968].

В то же время о динамике очага вулканических землетрясений нам известно очень мало. Это объясняется слабой интенсивностью вулканических землетрясений по сравнению с тектоническими и тем, что вулканических землетрясений отмечается во много раз меньше. Между тем исследование механизма и динамических параметров очага вулканических землетрясений представляет несомненный интерес в связи с изучением взаимоотношений вулканического процесса с тектоникой региона. Изучение динамики очагов вулканических землетрясений может дать дополнительные прогностические признаки для разработки теории прогноза извержений вулканов. В связи с этим основные задачи, стоящие перед автором, можно сформулировать следующим образом.

1. Изучение механизма и динамических параметров очагов вулканических землетрясений и их соотношения с соответствующими параметрами очагов тектонических землетрясений.

---

<sup>1</sup> Термин "динамика" употребляется как противоположный термину "кинематика" и включает характеристику механизма и динамических параметров очага землетрясения.

2. Исследования поведения динамических характеристик очагов вулканических землетрясений перед извержением вулканов с целью поисков возможных прогностических признаков.

К 1967 г., к началу работы над данной проблемой, ни на один из поставленных вопросов нельзя было дать достаточно обоснованного ответа, исходя из уже опубликованных данных. Задача осложнялась еще и тем, что многие исследователи априорно считали, что механизм очага вулканических землетрясений должен моделироваться центром сжатия или центром расширения. Это нашло свое отражение и в обзоре, сделанном в монографии под редакцией В.И. Кейлиса-Борока [1957], где на основе работ японских ученых говорится, что механизм очага вулканических землетрясений моделируется наложением центра вращения и простой силы.

В то же время П.И. Токарев [1967], исследуя записи вулканических землетрясений, предварявших извержение вулкана Шевелуч, полагает, что "смещения в очагах вулканических землетрясений носили сдвиговый характер". Надо иметь в виду, что лишь после того, как в 1962 г. была установлена по земному шару Мировая сеть стандартных сейсмографов (WWSSN), появилась возможность проводить исследования механизма очага достаточно слабых, с магнитудой не более 5, землетрясений, к которым и относятся наиболее сильные вулканические землетрясения. С 1962 г. удалось зарегистрировать лишь несколько сильных вулканических землетрясений, связанных с извержениями вулканов в различных районах земного шара. Но при этом извержения ряда вулканов, таких, как Рауль (Кермадекские острова) в 1964 г., Десепшен (Антарктика) в 1968 г. и некоторые другие произошли в районах, слабо оснащенных сейсмической сетью, и поэтому определить механизм очага вулканических землетрясений с магнитудой от 4 до 5 не было возможности. Удалось исследовать динамику очага лишь для ряда сильных вулканических землетрясений вулканов Шевелуч (Камчатка), Мияке-сима, Тори-шима (Япония), Бееренберг (о-в Ян-Майен), Аренал (Коста-Рика), Тятя (о-в Кунашир) [Зобин, 1970, 1971, 1976, 1977; Zobin, 1971, 1972]. Обширный материал был получен во время сейсмической подготовки латерального извержения вулкана Ключевского в 1974 г., Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. и коллапса кальдеры вулкана Фернандина в 1968 г.

Большая часть извержений, с которыми связаны рассмотренные нами вулканические землетрясения, произошли из кратеров, вновь образовавшихся на трещинах, раскрывшихся на склоне вулкана либо у его основания. Такие извержения отнесены нами к латеральному типу извержений вулканов в отличие от центрального типа, когда извержение происходит из центрального кратера вулкана.

Для лучшего понимания изложенного материала дадим формулировку некоторых основных терминов, употребляемых в данной работе. Это необходимо в связи с неустоявшейся терминологией в области изучения очага землетрясения.

1. Динамические характеристики очага – совокупность данных о механизме и динамических параметрах очага.

2. Динамические параметры очага – сейсмический момент, величина сброшенного напряжения в очаге, размеры очага.

3. Глобальная система напряжений – система напряжений, восстанавливаемая в глобальном масштабе по данным землетрясений с магнитудой 7 и выше.

4. Региональная система напряжений – система напряжений, восстанавливаемая в пределах достаточно однородной в тектоническом смысле структуры протяженностью до 200–300 км по данным землетрясений с магнитудой 5–7.

5. Локальная система напряжений – система напряжений, восстанавливаемая в пределах очаговой зоны сильного землетрясения или очаговой зоны роя землетрясений по данным землетрясений с  $M \leq 5$ .

Автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность И.Г. Симбиревой и П.И. Токареву за критические замечания, способствующие большей цельности и направленности работы, А.А. Гусеву и В.И. Горельчик за ценные консультации и доброжелательную критику, а также руководству Международного центра данных А (США), Японского метеорологического агентства и сейсмической службы Канады за любезно предоставленные копии сейсмограмм вулканических землетрясений.

Автор очень признателен сотрудникам картбюро и фотолаборатории Института вулканологии.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ СВЯЗЬ С ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ

### 1.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ. КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Вулканическими называются землетрясения, локально и генетически связанные с извержениями вулканов. Как правило, они могут предварять извержения вулканов, сопровождать их и происходить в течение некоторого времени после прекращения извержения. Вулканические землетрясения обычно отмечаются в виде роевых последовательностей.

Очаги вулканических землетрясений локализуются большей частью в пределах вулканического сооружения. Глубина очага редко превышает 10–20 км. В основном очаги располагаются на глубинах 0–5 км. На рис. 1 показан пример распределения эпицентров и гипоцентров вулканических землетрясений, связанных с извержением вулкана Мияке-сима в 1962 г. [Minakami, 1964].

Характерной чертой вулканических землетрясений является их сравнительно малая энергия, которая в основном не превышает  $10^{10}$ – $10^{11}$  Дж. Лишь единичные землетрясения могут достигать величины  $10^{12}$ – $10^{13}$  Дж. Ввиду того что очаги вулканических землетрясений группируются в верхней части вулканической постройки, их действие локально и энергия быстро затухает. Г. Тазиев [1963] приводит пример, когда вулканическое землетрясение, ощущавшееся на о-ве Фаял (Азорские острова) силой до 5 баллов и связанное с извержением вулкана Калдейра в мае 1958, не было записано ни на одной сейсмической станции Европы и Америки. Но это относится лишь к землетрясениям с очагами, расположенными в осадочном слое. Землетрясения с очагами на глубинах 10–20 км и с магнитудой 4,5–5,5 записываются на расстояниях до  $100^{\circ}$ .

При классификации вулканических землетрясений обычно учитываются: 1) характер связи их с вулканической активностью, 2) форма записи, 3) волновой состав, 4) глубина очага. Существует ряд классификаций. Остановимся на двух из них как на наиболее обобщенных и принятых в практике: классификации Т. Минаками [Minakami, 1960] и П.И. Токарева [Токарев, 1966]. В классификации японского сейсмолога Минаками выделяются четыре типа землетрясений, связанных с извержениями вулканов.

Тип А. К нему относятся землетрясения, зарождающиеся у основания вулкана или на глубинах 1–10 км. Землетрясения этого типа

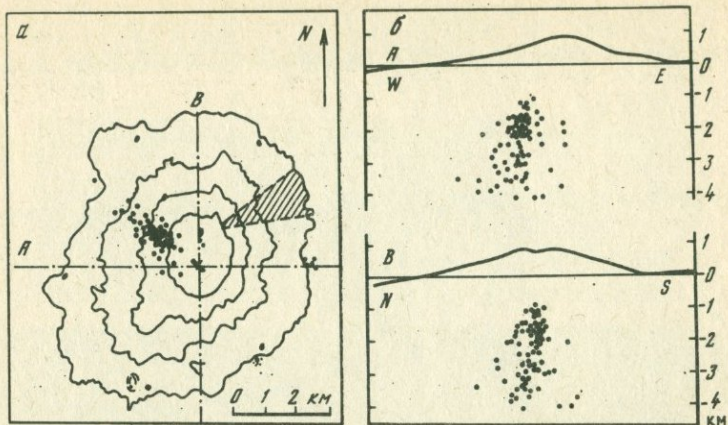


Рис. 1. Распределение очагов вулканических землетрясений вулкана Мияке-сима в пространстве (а) и по глубине (б) [Minakami, 1964]

предваряют извержение, иногда сопутствуют ему на начальной стадии. По характеру записей они не отличаются от неглубоких тектонических землетрясений. Фазы *P* и *S* отчетливы.

**Тип В.** Гипоцентры ограничены областью радиусом около 1 км вокруг действующего вулкана. Гипоцентры этих землетрясений обычно ближе к поверхности, чем гипоцентры А-типа. Эти землетрясения происходят роями на глубинах в несколько сот метров. Преобладают поверхностные волны, фаза *S* неотчетлива.

**Эксплозивные землетрясения.** Эти землетрясения сопровождают отдельные эксплозивные извержения. Гипоцентры расположены вблизи основания действующего кратера. По характеру колебательных движений эти землетрясения сходны с В-типом, но амплитуда поверхностных волн значительно интенсивнее, чем при землетрясениях В-типа.

**Вулканическое дрожание.** При длительных извержениях эксплозивные землетрясения превращаются в постоянные дрожания. Основная часть подобных дрожаний, по-видимому, состоит из поверхностных волн.

Классификация Токарева включает пять видов землетрясений. Практически в ней положены те же принципы разделения вулканических землетрясений, что и у Минаками, но учитывающие специфику землетрясений вулканов Камчатки. Землетрясения I и II типов соответствуют вулканическим землетрясениям типов А и В по классификации Минаками. Землетрясения III типа являются промежуточными между типом В и эксплозивным, землетрясения IV типа соответствуют эксплозивным землетрясениям и тип V – вулканическое дрожание. Образцы сейсмограмм вулканических землетрясений разных типов приведены на рис. 2.

Эти классификации практически охватывают все типы вулканических землетрясений, хотя при каждом значительном извержении можно выделить еще несколько подтипов.

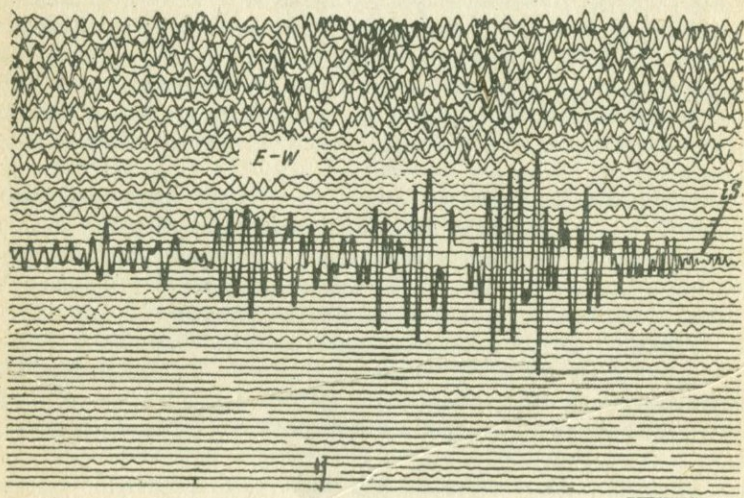
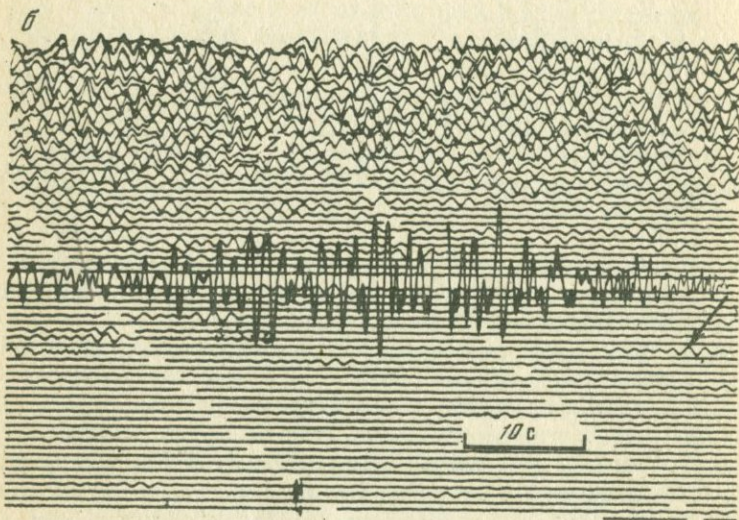
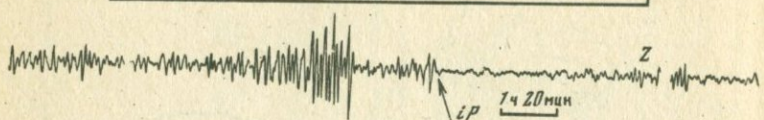
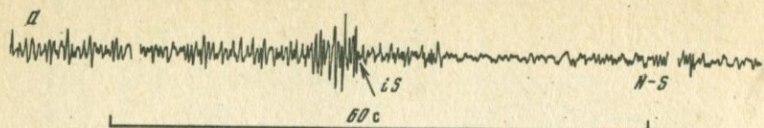


Рис. 2

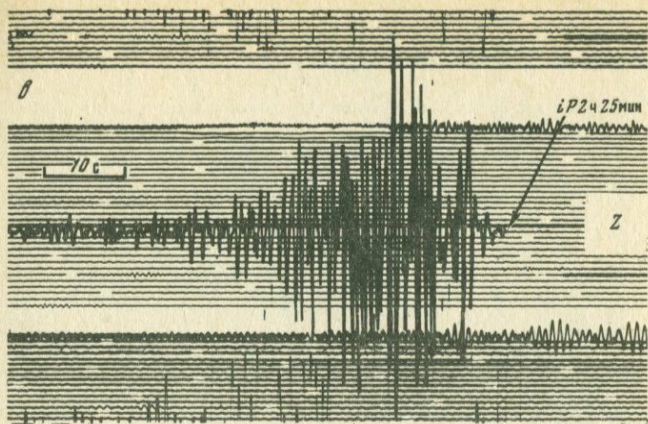


Рис. 2. Образцы сейсмограмм вулканических землетрясений  
*a* - вулканическое землетрясение типа А (вулкан Тятя, о-в Кунашир, 1973 г., сейсмическая станция "Шикотан", сейсмограф СКМ-3, увеличение 10000, эпицентральное расстояние 75 км);  
*б* - вулканическое землетрясение типа В и вулканическое дрожание (вулкан Ключевской, Камчатка, 1974 г., сейсмическая станция "Ключи", сейсмограф СХ; увеличение 8000, эпицентральное расстояние 27 км);  
*в* - взрывное землетрясение (вулкан Карымский, Камчатка, 1970 г., сейсмическая станция "Карымский", сейсмограф ВЭГИК, увеличение 5000, эпицентральное расстояние 3 км)

## 1.2. ДИНАМИКА РОЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ. ВОЗМОЖНОСТЬ ПРОГНОЗА ИЗВЕРЖЕНИЙ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Многочисленные исследования вулканов мира позволили говорить об определенной связи между вулканическими землетрясениями и извержениями вулканов. Подробный обзор подобных исследований приведен в работе В.И. Горельчик [1976]. Остановимся на некоторых общих чертах роя вулканических землетрясений. Как отмечалось нами ранее [Горельчик, Зобин, 1971], характер развития роя вулканических землетрясений для центральных и латеральных извержений различен.

Взаимосвязь сейсмической активности в районе вулкана с ходом извержения центрального типа детально прослежена на примере извержения вулкана Безымянного на Камчатке в 1955-1956 гг. [Горшков, 1961].

Вариации во времени числа и энергии вулканических землетрясений в сопоставлении с основными этапами извержения показаны на рис. 3. В результате выделено четыре стадии.

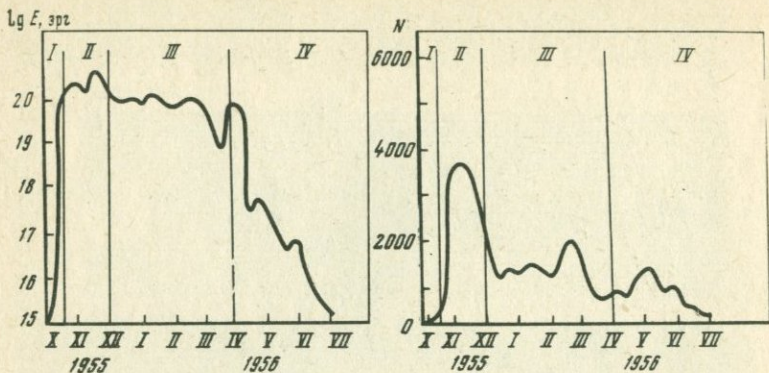


Рис. 3. Вариации во времени числа  $N$  и энергии  $E$  вулканических землетрясений, связанных с извержением вулкана Безымянного [Горшков, 1961]

Стадия I, доэруптивная, продолжалась около месяца, с 29.IX по 22.X 1955 г. В этой стадии число толчков  $N$  и энергия землетрясений  $E$  быстро росли, причем рост энергии обгонял рост числа толчков. Число землетрясений к концу стадии достигло 200–220 за сутки, а энергия  $10^{19}$  эрг.

Стадия II, эруптивная, началась 22.X 1955 г. и продолжалась до конца ноября этого года. Она отличалась сильным пепловым извержением вулканического типа, число толчков в сутки продолжало расти и достигло своего максимума 10.XI. Затем число землетрясений стало резко падать, а энергия оставалась практически на одном уровне, достигнутом в конце первой стадии.

Стадия III характеризовалась умеренной взрывной деятельностью и продолжалась с конца ноября 1955 до 30.III 1956 г. Здесь число толчков быстро падало, энергия землетрясений постепенно уменьшалась. Стадия завершилась пароксизмальным взрывом 30.III 1956 г., сопровождаемым землетрясением с энергией  $2 \cdot 10^{19}$  эрг.

Стадия IV (начало апреля – конец июня 1956 г.) характеризовалась непрерывным ростом купола в новом кратере. Сейсмическая активность затухала.

Аналогичным образом шло развитие активности роя вулканических землетрясений вулкана Шевелуч в ноябре 1964 г. [Токарев, 1967] и ряда других вулканов мира.

Сейсмическая активность, связанная с извержением латерального (побочного) кратера Ключевского вулкана в 1966 г. (прорыв Пий-па). Схематически вариации во времени сейсмической активности [Токарев и др., 1968] показаны на рис. 4.

Стадия I, доэруптивная. Она продолжалась 86 ч. За это время отмечено 131 землетрясение 5–10-го энергетических классов. Максимальное число и энергия землетрясений отмечены в начальный период роя. Затем сейсмическая активность стала ослабевать и практически прекратилась непосредственно перед началом извержения.

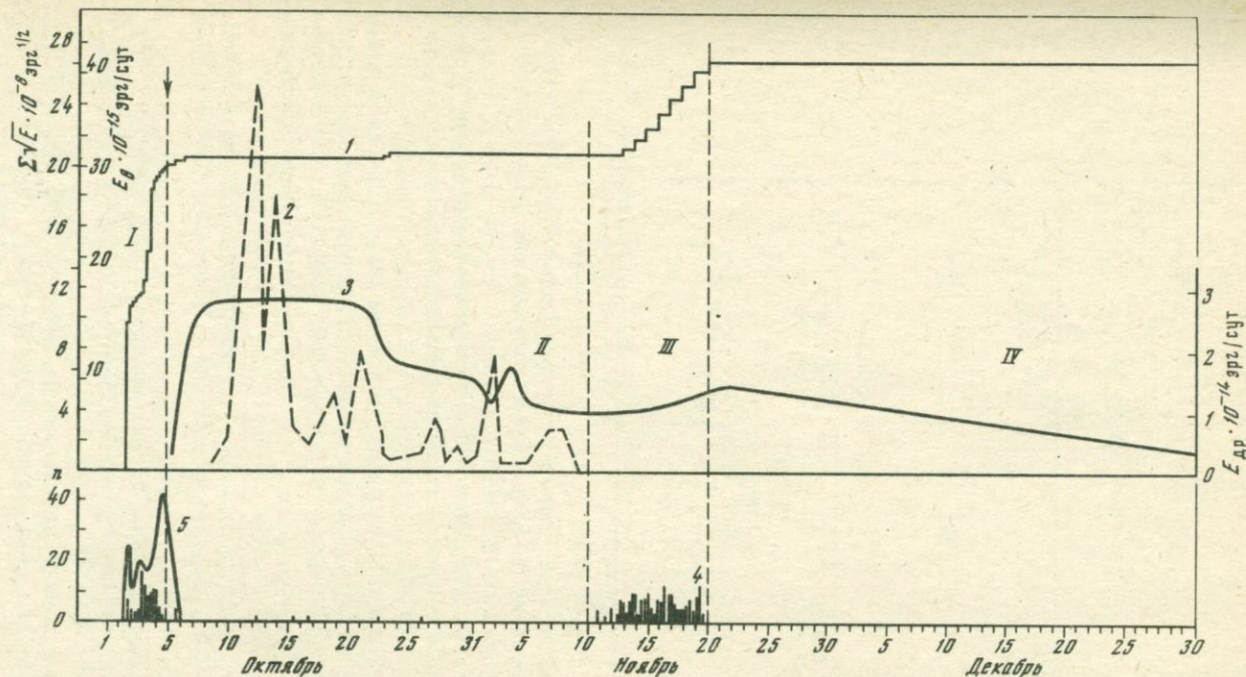


Рис. 4. Характеристики сейсмической активности, связанной с извержением побочного кратера Пийпа Ключевского вулкана в 1966 г. [Токарев, 1968]

1 - приращение условных деформаций  $\Sigma \sqrt{E}$ ; 2 - энергия воздушных волн  $E_B$ ; 3 - энергия вулканического дрожания  $E_{\text{др}}$ ; 4 - частота землетрясений I-III типов с  $K \geq 5$ ; 5 - частота слабых землетрясений с  $K < 5$ ;  $n$  - число землетрясений I-III типов, зарегистрированных за 6 ч. Стрелкой отмечено время начала извержения

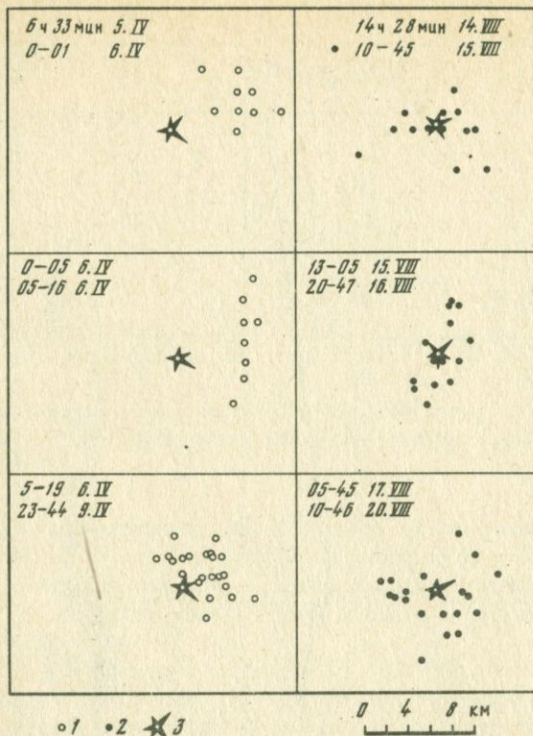


Рис. 5. Основные этапы развития эпицентральной области вулканических землетрясений, связанных с латеральным извержением вулкана Ключевского в 1974 г.

1, 2 - эпицентры вулканических землетрясений апрельского (1) и августовского (2) роев; 3 - действующий вулкан

Стадия II, эруптивная, длилась с 6.X по 10.XI и характеризовалась активной деятельностью образовавшихся кратеров со взрывами газов и излиянием лавы. Землетрясения I-III типов (по Токареву) практически отсутствовали, наблюдалось интенсивное вулканическое дрожание.

Стадия III (11-20.XI). Для нее характерным было появление роя вулканических землетрясений III типа и некоторое усиление вулканического дрожания.

Стадия IV началась 20.XI и завершилась к концу декабря. Характеризовалась затуханием вулканической активности и сейсмических явлений.

Итак, как извержения центрального, так и латерального типов предваряются роями вулканических землетрясений. Однако при этом рой вулканических землетрясений различаются по своей структуре. Для роев, предваряющих латеральные извержения вулканов, на первой стадии развития роя характерны как максимальная частота чис-

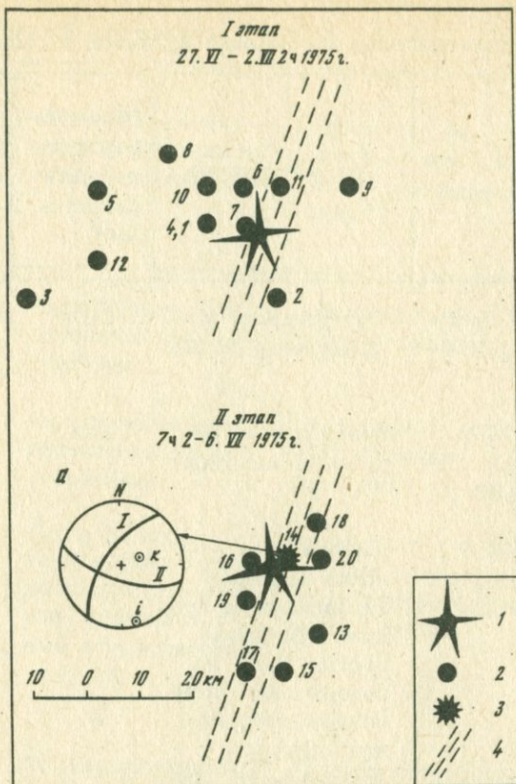


Рис. 6. Этапы развития эпицентральной области вулканических землетрясений энергетического класса 9,5 и выше, предварявших Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г.

1 - активный конус I; 2 - эпицентры вулканических землетрясений (номер около эпицентра соответствует последовательности возникновения землетрясения в процессе роя); 3 - эпицентр наиболее сильного землетрясения роя; 4 - зона развития ареального вулканизма

a - стереограмма с построением нодальных линий для наиболее сильного землетрясения роя

ла землетрясений, так и их максимальная энергия. Затем число землетрясений и их энергия падают, и начало извержения происходит практически на фоне отсутствия сейсмичности. Для роев же, предваряющих центральные извержения вулканов, отмечается постепенный рост во времени частоты и максимальной энергии землетрясений вплоть до начала извержения. Само извержение начинается на фоне максимального уровня сейсмической активности роя.

Рассмотрим в деталях пространственно-временную картину распределения очагов вулканических землетрясений в процессе роя.

Таблица 1

Основные характеристики извержений вулканов и связанной с

Название вулкана, его местоположение	Период извержения	Тип извержения	Объем изверженного материала, км <sup>3</sup>	Период сейсмической подготовки
Шевелуч, Камчатка	11 ноября 1964 г.	Центральное, направленный взрыв	0,08	Апрель-май, октябрь-ноябрь 1964 г.
Фернандина, Галапагосские о-ва	11-(?) июня 1968 г.	Центральное, обрушение кальдеры	1-2	15 мая-8 июня 1970 г.
Мияке-сима, о-ва Идзу	21-26 августа 1962 г.	Латеральное, цепочка кратеров на радиальной трещине протяженностью 5 км на северо-восточном склоне центрального кратера		5 мая-23 июля 1962 г.
Тори-шима, о-ва Идзу	Середина ноября 1965 г.	Латеральное, подводное, 1,5 км юго-западнее о-ва		12-14 ноября 1965 г.
Аренал, Коста-Рика	29 июля-декабрь 1968 г.	Латеральное, три кратера на западном склоне вулкана		Точно не известен
Бееренберг, о-в Ян-Майен	19 сентября-октябрь 1970 г.	Латеральное, цепочка из 6 кратеров вдоль разлома на протяжении 6 км по северо-восточному склону вулкана	более 0,5	Точно не известен
Алаид, о-в Атласова, Курильские о-ва	18 июня-середина сентября 1972 г.	Латеральное, цепочка кратеров на радиальном разломе протяженностью более 2 км на северо-западном склоне вулкана	≈ 0,1	Несколько часов до начала извержения

ними сейсмической активности

Магнитуда (класс) максималь- ного по си- ле земле- трясения	Характер сейсми- ческой активности в период изверже- ния	Сейсмическая активность после извер- жения	Источник
$M_{LH} = 5,6$	Интенсивные много- численные земле- трясения	Практически отсутствовала	[Токарев, 1967]
$M_S = 5,2$	Интенсивные мно- гочисленные зем- летрясения	Отдельные редкие земле- трясения	[Filson et al., 1973]
$M_{JMA} = 5,9$	Через 5 ч после начала извержения начались интенсив- ные многочислен- ные землетрясения	Отмечалась в течение полу- года, посте- пенно затухая	[Minakami, 1964]
$m_b = 6,2$	Не зарегистрирована	Не регистри- рована	[Norris, Johnson, 1969]
$m_b = 5,1$	Отдельные слабые землетрясения	Неизвестно	[Minakami et al., 1969]
$m_b = 5,1$	Многочисленные слабые землетря- сения	Практически отсутствовала	[Siggerud, 1972]
$K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9,9$	Слабые землетря- сения до 20 июня	Практически отсутствовала	[Авдейко и др., 1974]

Таблица 1 (окончание)

Название вулкана, его местоположение	Период извержения	Тип извержения	Объем изверженного материала, км <sup>3</sup>	Период сейсмической подготовки
Тятя, Кунашир, Курильские о-ва	14-28 июля 1973 г.	Латеральное, побочные кратеры сформировались на восточном и северном склонах вулкана	0,2	Около часа до начала извержения
Ключевской, Камчатка	23 августа - конец декабря 1974 г.	Латеральное, кратеры располагались на трещине северо-восточного простирания протяженностью 0,4-0,5 км на юго-западном склоне вулкана	0,02	6-13 апреля, 14-20 августа 1974 г.
Новые Толбачинские, Северный прорыв, Камчатка	6 июля - сентябрь 1975 г.	Большое трещинное извержение, сформировано 7 конусов на трещине протяженностью 3 км	2	27 июня - 6 июля 1975 г.

Сейсмическая подготовка латерального извержения Ключевского вулкана в 1974 г. происходила в два этапа. Первый рой был отмечен в апреле 1974 г., второй - в августе, за несколько дней до извержения. Достаточно высокая точность определения гипоцентров вулканических землетрясений ( $\pm 2 \div 5$  км), достигнутая благодаря плотной сети сейсмостанций и уточнению местного географа [Горельчик, Степанов, 1976], позволила провести анализ вариаций в пространстве эпицентральных областей роев.

Для каждого роя можно выделить три этапа развития эпицентральной области (рис. 5). На первом этапе апрельского роя, с 6 ч 33 мин 5.IV до 0 ч 1 мин 6. IV эпицентральной областью образует фигуру, близкую по очертаниям к эллипсу, длинная ось которого ориентирована на северо-запад. С 0 ч 6 мин до 5 ч 16 мин 6.IV наблюдается второй этап в развитии роя - эпицентры группируются в линию простирания север-северо-восток. Наконец, с 5 ч 19 мин

Магнитуда (класс) максимального по силе землетрясения	Характер сейсмической активности в период извержения	Сейсмическая активность после извержения	Источник
$M_{JMA} = 4,6$	15 июля 1973 г. отмечен рой слабых землетрясений в течение 2 ч	Отсутствовала	[Мархинин и др., 1974; Зобин, 1976]
$K_{S1,2}^{\Phi 68} = 9,8$	Практически отсутствовала	Практически отсутствовала	[Виноградов и др., 1977]
$M_{LN} = 5,0$	Многочисленные слабые землетрясения перед фрмированием каждого нового конуса	Практически отсутствовала	[Федотов и др., 1976]

6. IV и до конца роя можно выделить третий этап - эпицентры группируются как по первому, так и по второму направлению. Гипоцентры землетрясений в течение всего роя располагались выше уровня моря, практически в пределах вулканической постройки.

Августовский рой развивался аналогичным образом.

Для августовского роя характерна большая глубина очагов землетрясений, она достигает 2-10 км. Эпицентральная область вулканических землетрясений августовского роя достаточно точно обрисовала место возникновения новых латеральных кратеров Ключевского вулкана.

Сейсмическая подготовка Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 г. проходила в период с 27. VI по 6. XII. Полагая, что точность определения гипоцентров землетрясений более высока для землетрясений большого энергетического класса, рассмотрим в этом случае развитие эпицентрального поля по данным землетрясе-

ний энергетического класса 9,5 и выше (рис. 6). Можно условно выделить два этапа в развитии роя: на первом этапе эпицентральная область достаточно бесформенна, на втором этапе эпицентры группируются в некоторой эллипсообразной области, большая ось которой вытянута вдоль зон тектонических нарушений. Следует отметить, что второй этап в развитии роя наступил после того, как прошли два наиболее сильных землетрясения с магнитудой  $M_{LH} = 5$ . Первый конус Большого трещинного Толбачинского извержения возник в пределах эпицентральной области вулканических землетрясений (см. рис. 6).

Итак, мы видим, что, как правило, сейсмическая активность в районе вулкана предшествует извержению вулкана. При этом эпицентры вулканических землетрясений очерчивают место возможного возникновения активных кратеров. Пространственное расположение эпицентров на различных этапах развития роя позволяет провести некоторые аналогии с процессом формирования магистральной трещины при разрушении [Качанов, 1974]. В условиях неоднородного напряженного состояния в некоторый момент в теле (в его некоторой точке) возникает местное разрушение; рассеянные микротрещины сливаются, возникают макротрещины: процесс накопления рассеянных повреждений становится неустойчивым (I этап развития роя). В дальнейшем разрушение протекает сравнительно быстро и идет преимущественно вследствие роста магистральных трещин (II и III этапы роя). По-видимому, вулканические землетрясения являются отражением формирования трещины в земной коре, по которой магма поднимается к поверхности.

Наблюдения за сейсмической активностью в районе вулканов позволили разработать методику прогноза места и времени извержения по сейсмическим данным. Можно выделить два основных подхода к данной проблеме.

Минаками [Minakami, 1960] использовал в качестве прогностического признака рост числа вулканических землетрясений перед началом извержения. Он показал, в частности, что по наблюдениям над вулканом Асама в период 1935–1952 гг. регулярно перед началом извержения отмечался рост числа вулканических землетрясений типа В.

П.И. Токарев [1966, 1976] предложил использовать в качестве исходной величины для анализа развития хода сейсмической активности вулкана не одну частоту проявления землетрясений, а в совокупности с вариациями энергетической характеристики вулканических землетрясений – величины приращения условных деформаций  $\Sigma \sqrt{E}$ , где  $E$  – энергия землетрясений. Ярким примером успешного прогноза извержения стал прогноз места и времени извержения Новых Толбачинских вулканов на Камчатке в 1975 г. [Токарев, 1976].

Перед современной наукой встал вопрос о создании теории прогноза извержений вулканов. Очевидно, что одним из возможных путей к созданию теории является детальное изучение процессов, происходящих в очагах вулканических землетрясений, связанных с

извержениями вулканов. В данной работе будут рассмотрены динамические характеристики очагов вулканических землетрясений типов А и В (по Минаками), связанных с рядом наиболее сильных извержений вулканов мира за последние 15 лет. Основные данные об этих извержениях приведены в табл. 1. Условно их можно разделить на две группы: 1) извержения центрального типа (направленный взрыв на вулкане Шивелуч (Камчатка) в 1964 г. и обрушение (коллапс) кальдеры вулкана Фернандина (Галапагосские острова) в 1968 г; 2) латеральные извержения (Мияке-сима, Япония, 1962; Торж-шима, Япония, 1965; Аренал, Коста-Рика, 1968; Бееренберг, Ян-Майен, 1970; Алаид (Северные Курилы) 1972; Тятя (Кунашир), 1973; Ключевской (Камчатка), 1974, а также условно отнесенное к этому типу извержений Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке 1975 г.). При этом в случае извержения вулкана Мияке-сима рассматривались землетрясения из роев как предвзвешенного, так и последующего за извержением, в случае вулкана Фернандина - рой, последующий за обрушением (коллапсом) кальдеры, в остальных случаях - землетрясения из роев, предшествующих извержениям.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ

### 2.1. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЗМА ОЧАГА

При исследовании механизма очага землетрясений проводится сопоставление полей смещения в волнах, возникающих при землетрясениях, с полями смещений от теоретических источников. Выбор теоретической модели устанавливает определенные рамки, в которых возможен анализ происходящих в очаге подвижек и действующих в нем сил. Исследование механизма очага землетрясений [Введенская, 1969] технически сводится к анализу распределения на поверхности Земли знаков вступления  $P$ - и  $S$ -волн. При изучении механизма очага сильных вулканических землетрясений в начальный период работы было обнаружено [Зобин, 1966, 1970 и др.], что при таких землетрясениях на сейсмических станциях мира регистрируются как волны сжатия, так и волны разрежения, причем распределение вступлений волн сжатия и разрежения носит квадрантный характер и в принципе не отличается от распределения вступлений  $P$ -волн при тектонических землетрясениях. В связи с этим нами предпринята попытка использовать для исследования механизма очага вулканических землетрясений методику, разработанную А.В. Введенской [1969] при исследовании механизма очага тектонических землетрясений. В качестве теоретической модели очага землетрясений Введенская рассматривает дислокационную модель. Поле смещений, возникающее при землетрясении в окружающем очаг пространстве, рассматривается как поле, сопровождающее появление дислокации скольжения. Последнюю можно представить как результат относительного сдвигового смещения с разных сторон конечного сечения в пределах упругого тела и последующего склеивания стенок образовавшегося разрыва. Возникающее при этом поле смещений эквивалентно полю, создаваемому при внезапном приложении на площадке скольжения равномерно распределенной в ее пределах системы взаимно уравновешенных сил. Эта система сил может быть представлена двумя одинаковыми по величине взаимно перпендикулярными двойными силами сжатия  $i$  и растяжения  $k$ , ориентированными под углом  $45^\circ$  к площадке.

Построения проводятся в стереографической проекции при помощи сетки Вульфа [Введенская, 1969]. Положение наблюдающих станций определяется в стереографической проекции при помощи двух известных сферических координат станций по отношению к оча-

гу —  $Az$  и  $e$ . Угол  $Az$  отсчитывается от вертикального диаметра вдоль экватора сетки по часовой стрелке, угол  $e$  — от экватора к центру. Каждой точке, соответствующей определенной наблюдающей станции, приписываются знаки смещения  $P$ ,  $SV$  и  $SH$ , полученные на этой станции. Затем в плоскости проекции проводятся две такие взаимно перпендикулярные дуги большого круга, которые разделяют области с различными знаками смещений в продольных волнах. Эти дуги являются проекциями линий пересечения двух нодальных поверхностей с воображаемой сферой. Точка пересечения дуг определяет проекцию точки пересечения оси  $x$  со сферой. Она является полюсом дуги большого круга, соответствующей плоскости  $x = 0$ . На этой дуге расположены точки, определяющие в пространстве оси  $Y$  и  $Z$ , которые составляют на поверхности  $x=0$  углы  $45^\circ$  с направлениями действия сил  $i$  и  $k$ . Каждая нодальная поверхность определяется в пространстве тремя параметрами: азимутом простирания  $Az$ , углом с горизонтальной поверхностью  $e$  и углом между направлением движения в плоскости разрыва с направлением падения плоскости.

Для уточнения положения найденных осей используются наблюдения над знаками смещений в волнах  $SV$  и  $SH$  с помощью рассчитанных палеток, на которых приведены различные варианты нодальных линий  $SV$ - и  $SH$ -волн при вариации типа подвижки [Балакина и др., 1972]. Использование знаков смещений в волнах  $SV$  и  $SH$  позволяет существенно повысить точность и надежность построения нодальных линий. Углы выхода  $e$  определялись для близких станций Камчатки и Японии на основе годографа И.П. Кузина для Дальнего Востока [Кузин, 1974], а для удаленных станций — по расчетным графикам Л.М. Малиновской [Кейлис-Борок, 1957]. Все построения проводились для верхней полусферы.

## 2.2. МЕТОДИКА РЕКОНСТРУКЦИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ РЕГИОНА

Своеобразным развитием методики А.В. Введенской явилась методика реконструкции напряженного состояния региона (восстановления главных нормальных напряжений, характеризующих данный регион) путем осреднения совокупности индивидуальных определений механизма очага землетрясений, гипоцентры которых сосредоточены в пределах однородно-напряженного региона. Принципы, заложенные в методику, описаны в статье О.И. Гушенко [1975] и развиты И.Г. Симбиревой и др. [1976]. Методика предусматривает выделение однородно-напряженных регионов на определенном структурном уровне, характеризующихся строго закономерным типом распределения всей совокупности осей напряжений  $i$ ,  $k$ ,  $x$ , определенных для отдельных очагов землетрясений. Построение на сетке Вульфа областей обособленного распространения этих осей позволяет восстановить ориентацию осей главных напряжений, характеризующих данный регион.

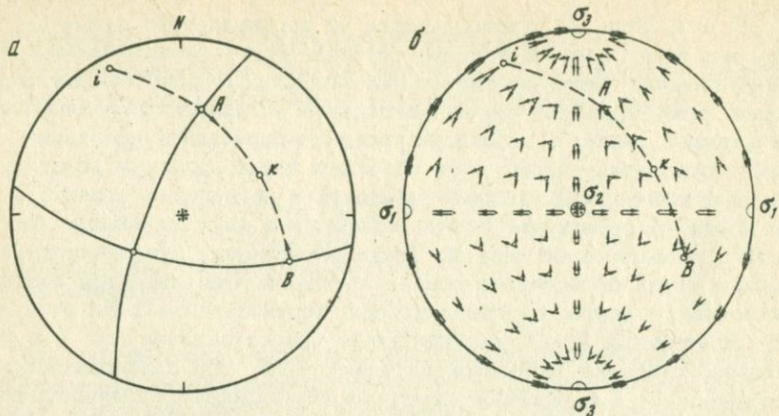


Рис. 7. К выбору истинной поверхности разрыва в очаге землетрясения [Гушенко, 1975]

*a* – положение нодальных плоскостей и осей главных нормальных напряжений сжатия *i* и растяжения *k* для некоторого исследуемого землетрясения; *b* – соотношения ориентировки векторов смещений вдоль двух возможных поверхностей разрыва с ориентацией векторов смещений, задаваемой действующей региональной системой главных нормальных напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$

A и B – оси системы координат, стрелки показывают направление векторов смещений всяческого крыла

Методика позволяет из двух взаимно перпендикулярных плоскостей, выделяемых по методике Введенской как равновероятных и случайно ориентированных к главным осям полученного тензора напряжений возможных разрывных нарушений, выбрать ту, которая является действительной плоскостью разрыва. Критерием выбора служит соответствие между направлением сдвигового перемещения в плоскости разрыва и ориентировкой главных нормальных напряжений в однородно-напряженном объеме. Технически эта процедура сводится к следующему (рис. 7).

Берется вариант построения нодальных линий для конкретного землетрясения данного региона и построенная на сетке Вульфа стереограмма главных нормальных напряжений. Для обеих нодальных линий, характеризующих две возможные поверхности разрыва в очаге землетрясения, восстанавливается вектор смещения всяческого крыла сколового нарушения относительно лежащего в точке выхода нормали к плоскости нарушения. Затем диаграмма с нодальными линиями накладывается на сетку Вульфа с нанесенными на ней точками выхода осей главных нормальных напряжений, характерных для данного региона, и векторы смещения всяческого крыла для обоих вариантов плоскости разрыва сопоставляются с ориентировкой главных нормальных напряжений. Взаимное действие главных нормальных напряжений создает в каждой точке на сетке Вульфа определенное

строго закономерное сочетание ориентировок сдвиговых разрывных нарушений. Факт согласования ориентировки смещения в случае нодальной линии  $A$  (см. рис. 7) с изображенной схемой направлений главных нормальных напряжений служит, как следует из методики, свидетельством того, что этот вариант реализуется в очаге землетрясения. Возможны случаи, когда методика не дает однозначного выбора плоскости разрыва. Тем не менее, на наш взгляд, данная методика может быть полезна при изучении вариаций параметров механизма очага.

### 2.3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА

Определение динамических параметров очагов землетрясений может производиться на основе спектрального анализа телесеismicких записей объемных и поверхностных волн длиннопериодной аппаратурой (в основном для сильных землетрясений) либо для местных слабых землетрясений, записей объемных волн аппаратурой регионального типа. Спектр, согласно модели Брюна [Brune, 1970], аппроксимируется пересечением двух прямых. Одна из этих прямых проходит параллельно оси абсцисс и характеризует спектральную плотность  $S_0$ , которая согласно модели, начиная с некоторой угловой частоты  $f_0$ , становится постоянной. Угловая частота  $f_0$  в соответствии с этим определяется как координата точки пересечения длиннопериодной и короткопериодной частей спектра по оси частот.

Определение динамических параметров проводится на основе спектральных параметров  $S_0$  и  $f_0$ . Сейсмический момент  $M_0$ , согласно Аки [Аки, 1966], представляет собой момент одного из диполей эквивалентного очагу землетрясения точечного источника типа двойного диполя. Определение сейсмического момента в данной работе проводилось как по продольным волнам, так и по поверхностным волнам Релея. В работе использованы записи вертикальной компоненты смещений. Все исследуемые участки сейсмограмм были оцифрованы на установке для цифрования сейсмограмм (УЦС) с постоянным шагом цифровки. Для телесеismicких записей шаг цифровки составлял 0,9 с, для записей региональной аппаратуры — 0,025 с, что удовлетворяет критерию теоремы Котельникова [Харкевич, 1962]. При анализе поверхностных волн Релея оцифровывались участки диспергирующего цуга поверхностных волн в интервале периодов от 40–60 до 10–15 с. Протяженность выбранных участков составляла 4–7 мин. При анализе телесеismicких записей продольных волн выбирался участок сейсмограммы, который соответствует записи прямой волны  $P$ .

На рис. 8 показана зависимость полученного спектра от выбора участка цифровки сейсмограмм вулканических землетрясений, записанных на станциях канадской сейсмической сети SES и УКС.

Участок 1 соответствует фазе  $P$ , на участках 2,3 вступают последующие фазы, такие, как  $PP$ ,  $PPP$  и др. Поэтому спектр фазы  $P$

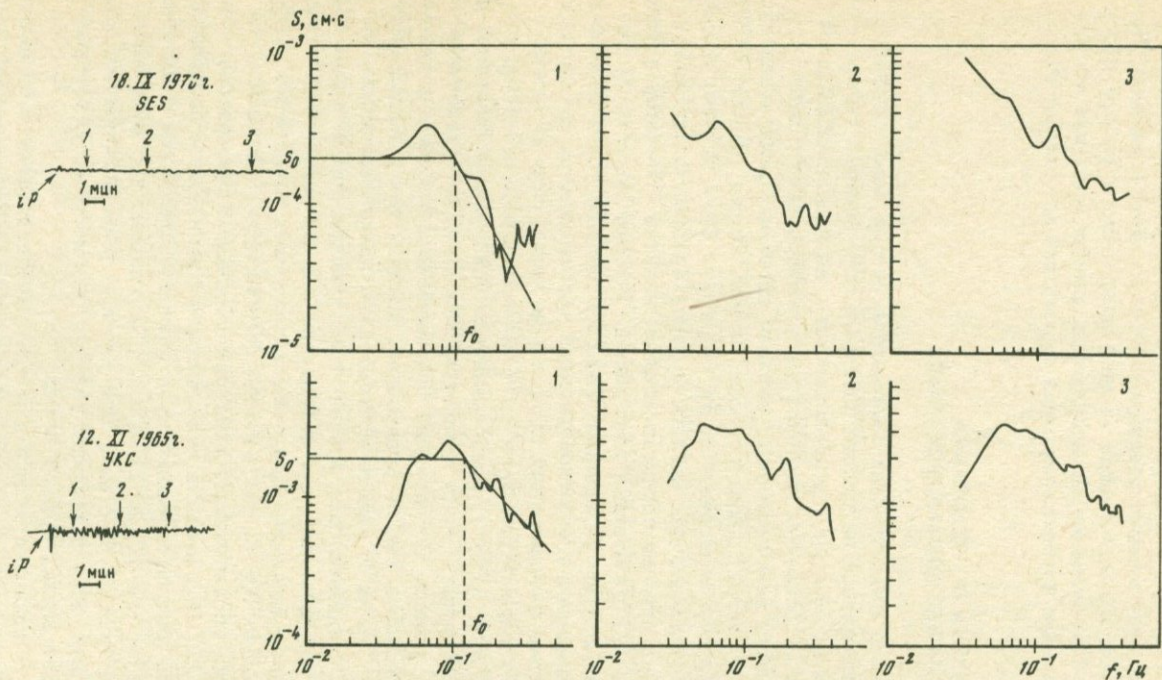


Рис. 8. Выбор участков цифровки сейсмограмм телесеизмических записей продольных волн вулканических землетрясений для расчетов спектров Фурье

Стрелки указывают участки цифровки сейсмограмм.

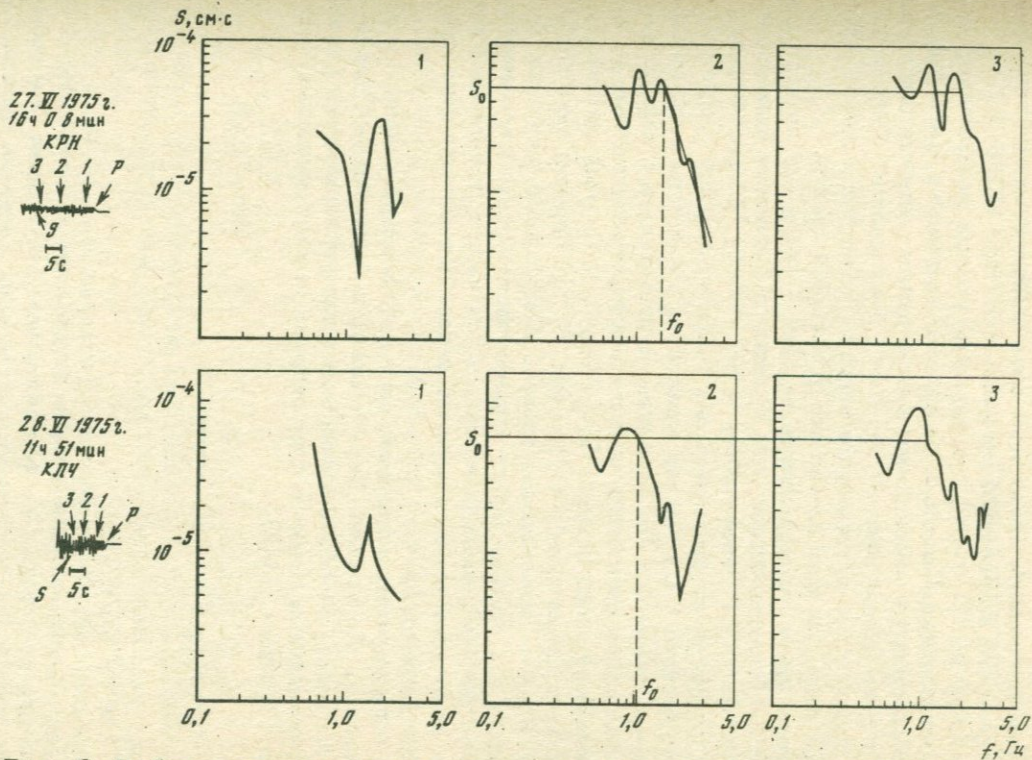


Рис. 9. Выбор участков цифровки сейсмограмм продольных волн вулканических землетрясений, записанных аппаратурой регионального типа, для расчетов спектров Фурье  
 Стрелки указывают участки цифровки

с увеличением длительности участка цифровки искажается. В связи с этим нами выбирался участок цифровки, длительностью 40–70 с от первого вступления  $P$ .

При анализе записей продольных волн слабых землетрясений, зарегистрированных аппаратурой регионального типа (КРН, 27.VI 1975 и КЛЧ, 28.VI 1975), цифровались участки записи между первым вступлением  $P$ -волны и до первого вступления  $S$ -волны. Рис. 9 иллюстрирует обоснование выбора данного участка цифровки. Цифровка лишь первой фазы  $P$  не дает возможности построить спектр ввиду малой длительности записи. Последующее увеличение интервала цифровки дает достаточно устойчивый спектр.

Спектры Фурье рассчитывались на ЭВМ "Минск-32" по программе "СПЕБ-1", составленной А.А. Гусевым в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР [Феофилактов и др., 1976]. Выдача спектральной плотности производилась для телесеизмических записей с шагом по частоте 0,01 Гц, для записей на аппаратуре регионального типа – с шагом 0,1 Гц. Сглаживание проводилось с косинусоидальным окном, в нескольких вариантах с различной шириной окна. Для нахождения спектральных параметров  $S_0$  и  $f_0$  спектры аппроксимировались двумя прямыми (см. рис. 8, 9). Прямая, параллельная оси абсцисс, определяющая уровень спектральной плотности  $S_0$ , проводилась как среднее между точками экстремумов длиннопериодной ветви. Вторая прямая, наклонная к оси частот, проводилась как среднее поле точек короткопериодной ветви. Пересечение двух прямых дает значение  $f_0$ .

Для поверхностных релеевских волн сейсмический момент  $M_0$  рассчитывался из соотношений Бен-Менахема и Харкрайдера [Ben-Menahem, Harkrider, 1964] для горизонтального поверхностного сдвига по вертикальным поверхностям разрыва, модифицированных Трифуняком [Trifunac, 1969]:

$$M_0 = \frac{U_\delta}{A_R \sin 2\delta} \sqrt{2\pi C \omega_0 \Delta} \left| \frac{x}{\sin x} \right| \quad (2.1)$$

при

$$U_\delta = |S_0| \exp \frac{\pi \Delta}{QVT_0} \quad (2.2)$$

Здесь  $U_\delta$  – компонента смещения в направлении подвижки;  $S_0$  – спектральная плотность;  $\Delta$  – эпицентральное расстояние;  $Q$  – добротность среды;  $V$  – групповая скорость волны Релея на периоде  $T_0$ ;  $\delta$  – угол между направлением вектора подвижки и направлением колебаний в пункте регистрации;  $C$  – фазовая скорость волн Релея на периоде  $T_0$ ;  $x/\sin x$  – функция направленности (при расчетах принята равной 1);  $A_R$  – амплитудный фактор волн Релея.

Величины  $V$ ,  $C$ ,  $A_R$  были взяты из расчетных таблиц этих параметров, приведенных в работе Харкрайдера [Harkrider, 1970] для двух моделей Земли: с океанической корой и континентальной корой (табл. 2). Расчеты проводились для поверхностных очагов на основе уравнений смещений в волнах Релея в дальней зоне.

Таблица 2

Характеристики основной моды волн Релея [Harkrider, 1970]

Океаническая кора				Континентальная кора			
$T, c$	$C, км/с$	$V, км/с$	$A_R$	$T, c$	$C, км/с$	$V, км/с$	$A_R$
100	4,075	3,909	0,487 E-04	100	4,158	4,056	0,404 E-04
90	4,060	3,943	0,527 E-04	90	4,149	4,087	0,437 E-04
80	4,048	3,973	0,577 E-04	80	4,144	4,110	0,482 E-04
70	4,040	4,000	0,643 E-04	70	4,140	4,120	0,546 E-04
65	4,038	4,013	0,684 E-04	65	4,139	4,118	0,586 E-04
60	4,037	4,024	0,732 E-04	60	4,137	4,110	0,643 E-04
55	4,036	4,033	0,790 E-04	55	4,134	4,094	0,713 E-04
50	4,036	4,041	0,862 E-04	50	4,129	4,066	0,806 E-04
45	4,037	4,043	0,954 E-04	45	4,121	4,023	0,937 E-04
40	4,037	4,038	0,107 E-03	40	4,106	3,958	0,113 E-03
35	4,036	4,019	0,125 E-03	35	4,080	3,861	0,142 E-03
30	4,030	3,974	0,152 E-03	30	4,036	3,176	0,193 E-03
25	4,013	3,876	0,199 E-03	25	3,958	3,502	0,287 E-03
20	3,960	3,625	0,304 E-03	20	3,820	3,228	0,475 E-03
15	3,673	2,140	0,883 E-03	15	3,611	3,027	0,812 E-03
10	1,964	1,031	0,262 E-02	10	3,389	3,040	0,132 E-02

Примечание.  $E = 10^{-15}$  см/дин.

Величина  $Q$  менялась в зависимости от конкретных условий пути прохождения сейсмических волн в пределах от 500 до 200 [Hasegawa, 1973; Болдырев, 1970].

Для продольных волн расчет  $M_0$  проводился по формуле

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_p^3 S_0}{R_{\theta\phi} C(\omega) G(\Delta)} \quad (2.3)$$

Здесь  $G(\Delta)$  - поправка на расхождение,  $R_{\theta\phi}$  - поправка на направленность излучения,  $C(\omega)$  - частотная характеристика коры под станцией.

При расчетах были приняты следующие параметры: плотность  $\rho = 2,7$  г/см<sup>3</sup>,  $C(\omega) = 2$ . Направленность излучения при неизвестном механизме очага - 0,4, при известном механизме очага

$$R_{\theta\phi} = 2\cos\theta\sin\theta\sin\phi, \quad (2.4)$$

где  $\theta$  и  $\phi$  - полярные координаты станции наблюдения. Поправка на расхождение

$$G(\Delta) = \frac{1}{R} \left[ \cos e_h \frac{de_h}{d\Delta} / (\sin\Delta \sin e_0) \right]^{1/2}. \quad (2.5)$$

Радиус Земли  $R = 6371$  км,  $\Delta$  - эпицентральное расстояние,  $e_h$  - угол выхода луча из очага,  $e_0 = 90^\circ - e_h$ ,  $h$  - глубина очага. Зна-

Таблица 3

Величины  $(\sin \Delta \sin \epsilon_0) / (\cos \epsilon_h \frac{de_h}{d\Delta})$  [Коган, 1959]

$\Delta$ , град	$h$ , км		$\Delta$ , град	$h$ , км		$\Delta$ , град	$h$ , км	
	0	33		0	33		0	33
10	0,278	0,079	40	7,87	3,63	70	13,1	6,63
15	0,314	0,086	45	8,18	3,78	75	14,3	7,07
20	0,453	0,192	50	8,24	3,79	80	16,3	7,69
25	0,05	0,468	55	8,55	4,07	85	20,6	10,1
30	3,26	1,44	60	9,69	4,57	90	32,1	16,9
35	5,86	2,71	65	11,5	5,54	95	62,0	32,4

чения подкоренного выражения протабулированы в работе С.Я. Коган [1959] и даны в табл. 3.

Для эпицентральных расстояний порядка 100 км расхождение принималось равным величине, обратной гипоцентральному расстоянию. Расчет величины радиуса круговой дислокации  $r$  в очаге землетрясения проводился по данным продольных волн по формуле, приведенной в работе [Hanks, Wyss, 1972]:

$$r = 0,35V_p / f_0. \quad (2.6)$$

Величина падения напряжения  $\Delta\sigma$  на поверхности разрыва  $S$  для землетрясений с магнитудой 5 и выше определяется из выражения

$$\Delta\sigma = cM_0/S^{3/2}, \quad (2.7)$$

где

$$c = 2(L/W)^{1/2}/\pi.$$

Коэффициент  $c$  выбран, согласно [Aki, 1972], для подвижки типа горизонтального сдвига, так как именно таков был механизм очага вулканического землетрясения, полученный автором в работах [Зобин, 1971; Zobin, 1972]. Здесь  $L$  — протяженность разрыва в очаге;  $W$  — глубина разрыва.

Для слабых местных землетрясений расчет  $\Delta\sigma$  проводился по формуле [Brune, 1970]

$$\Delta\sigma = 7M_0/16r^3. \quad (2.8)$$

#### 2.4. ИСХОДНЫЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Основой для исследования механизма вулканических землетрясений послужили знаки первых смещений в продольных и поперечных волнах, заимствованные частично из сейсмограмм, частично из бюл-

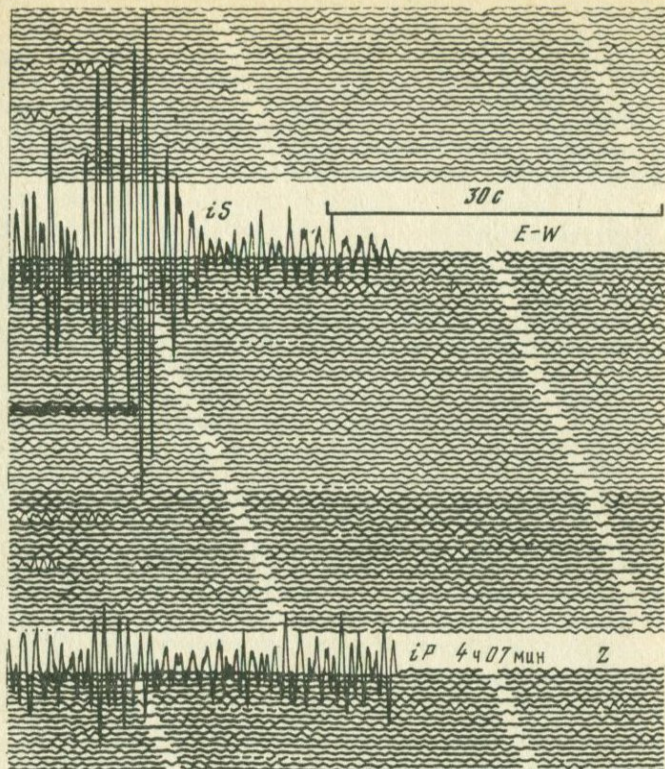


Рис. 10. Образец сейсмограмм вулканического землетрясения, записанного Камчатской региональной сетью на расстоянии до 100 км (сейсмограф ВЭГИК, сейсмостанция "Кроноки" (КРН), Новые Толбачинские вулканы, 1.VII 1975 г.)

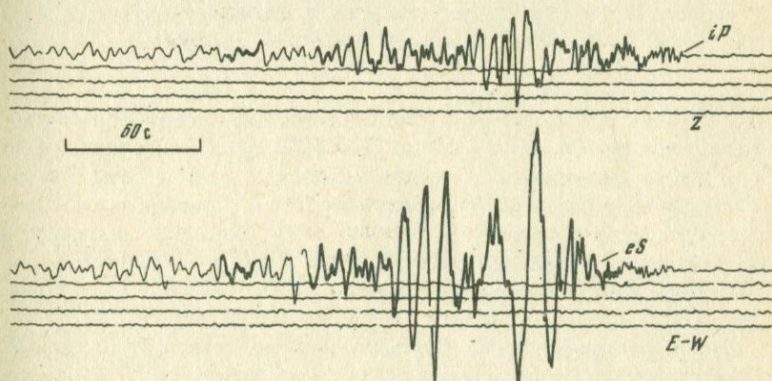


Рис. 11. Образец сейсмограммы вулканического землетрясения, записанного камчатской сетью на расстоянии свыше 300 км (сейсмограф СКД, сейсмостанция Петропавловск (ПТР), Новые Толбачинские вулканы, 2.VII 1975 г.)

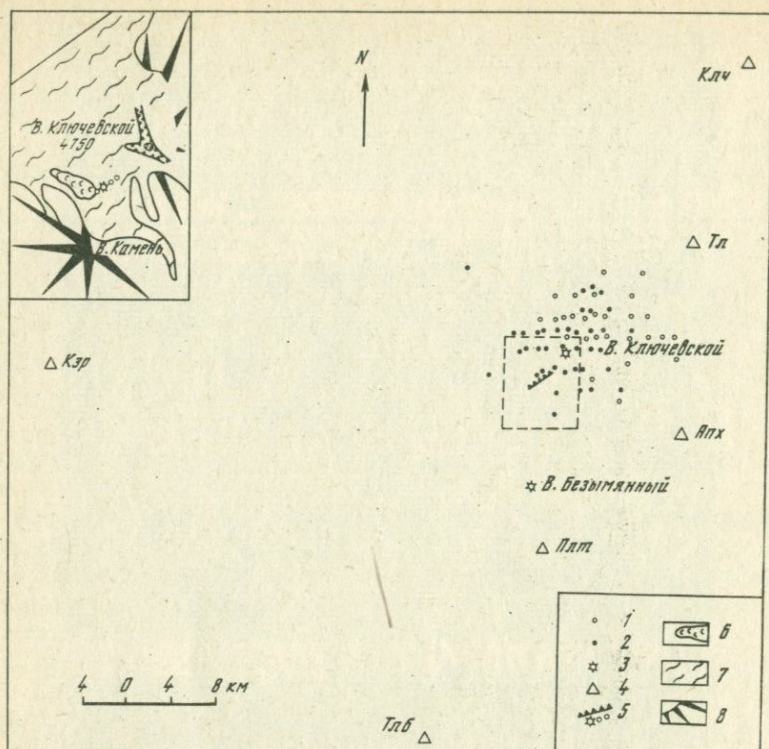


Рис. 12. Система наблюдений, использованная при исследовании механизма очага вулканических землетрясений, предвалявших латеральное извержение Ключевского вулкана в 1974 г.

1, 2 – эпицентры вулканических землетрясений апрельского (1) и августовского (2) роев; 3 – действующие вулканы; 4 – сейсмические станции; 5 – эруптивная трещина и активные кратеры; 6 – лавовый поток; 7 – ледник; 8 – вулканическое сооружение

летений. Широко использовался сейсмограммный материал Камчатской сети станций ИВ АН СССР и ТСЭ ИФЗ АН СССР, копии сейсмограмм ряда сейсмических станций канадской сети и сети Управления береговой и геодезической службы США. Привлекались данные о знаках первых смещений *P*-волн, опубликованные в бюллетенях международного сейсмического центра (BISC) (Эдинбург), в международной сейсмологической сводке (ISS) (Кью), Оперативном бюллетене Управления береговой и геодезической службы США (EDR), Вулканологического и сейсмологического бюллетеня Японского метеорологического агентства (JMA). Для Камчатских и Курильских землетрясений использовались данные камчатской сети станций, BISC и EDR, Оперативного бюллетеня сети сейсмических станций СССР. Для японских землетрясений использовались данные

BISC, ISS, JMA. Для землетрясений вулканов Бверенберг (о-в Ян-Майен) и Аренал (Коста-Рика) использовались данные Оперативного бюллетеня сети сейсмических станций СССР и BISC. Кроме этого, при анализе механизма очага землетрясений вулкана Тятя использованы копии сейсмограмм ряда станций сети JMA и СахКНИИ.

При анализе динамических параметров исходными материалами послужили копии сейсмограмм канадской сети, записанных длиннопериодными сейсмографами типа Пресс-Юинг, а также сейсмограммы Камчатской региональной сети. Образцы сейсмограмм исследуемых землетрясений, записанных Камчатской сетью, приведены на рис. 10, 11. Можно видеть, что на эпицентральных расстояниях порядка 40-100 км вступления  $P$ -волн достаточно четкие и берутся уверенно. Вступления  $S$ -волн менее четки, однако можно выбрать такие записи, на которых знак вступления  $S$  берется достаточно уверенно (см. рис. 10). На более далеких эпицентральных расстояниях (до 300-400 км) знак вступления  $P$ -волн можно взять лишь в случае достаточно сильных землетрясений ( $K_{\Phi 68}^{S1,2}$  не менее 9,5, см. рис. 11). Основные системы наблюдений показаны на рис. 12-14.

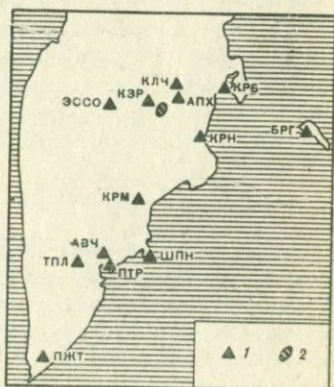
Перед тем как провести построения механизма очагов вулканических землетрясений, полярность всех трех компонент станций региональной сети проверялась по записям удаленных землетрясений. При этом было обнаружено, что на ряде станций полярность неверна, что было учтено при дальнейших построениях.

Для различных землетрясений количество и качество имеющихся в нашем распоряжении знаков вступлений  $P$ - и  $S$ -волн было неравнозначно. Поэтому для каждого построения на сетке Вульфа нами указан класс точности (рис. 15).

Класс точности 1 обозначает: а) что знаки вступления волн  $P$  представлены в достаточно большом количестве и расположены во всех четырех квадратах; б) число знаков вступления  $P$ -волн не менее 6, и они распределены достаточно равномерно в азимутальном отношении, кроме этого, имеются знаки вступлений волн  $S$  на одной-двух станциях. Точность построения нодальных линий класса  $1_{+5-10}^{\circ}$ .

Рис. 13. Система наблюдений, использованная при исследовании механизма очага вулканических землетрясений, предварявших Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г.

1 - сейсмические станции; 2 - эпицентральной область вулканических землетрясений



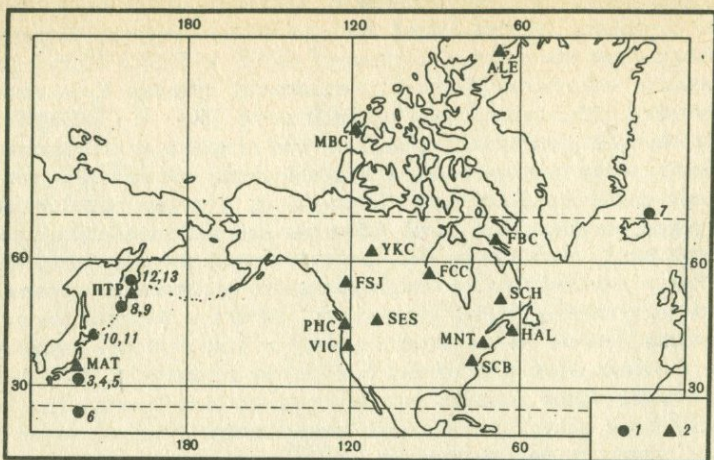


Рис. 14. Система наблюдений, использованная при исследовании динамических параметров очагов вулканических землетрясений по данным длиннопериодной аппаратуры

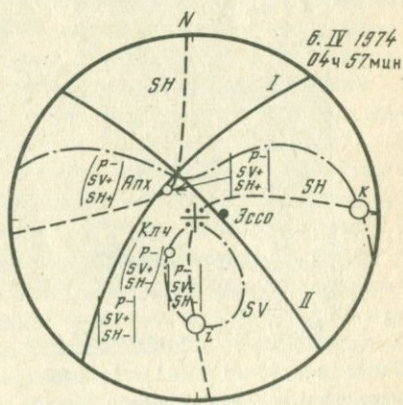
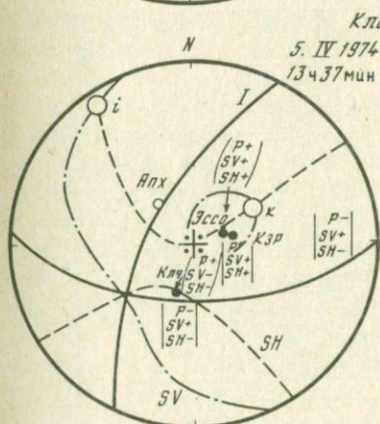
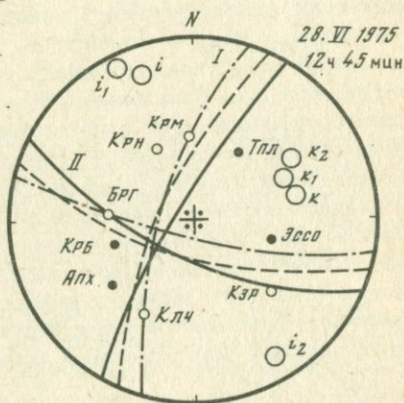
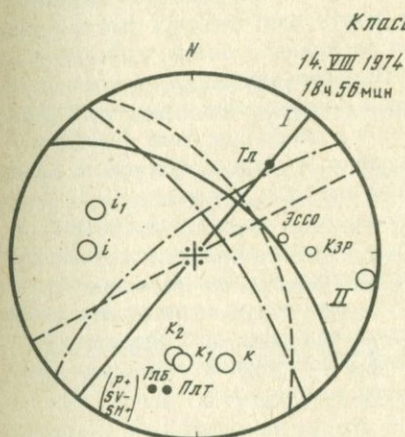
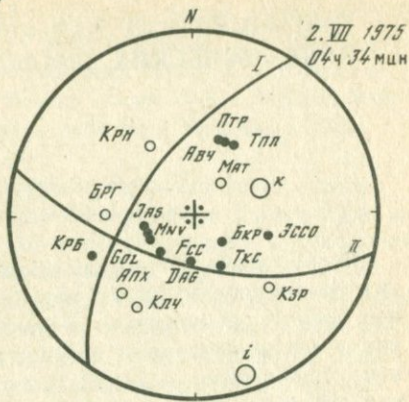
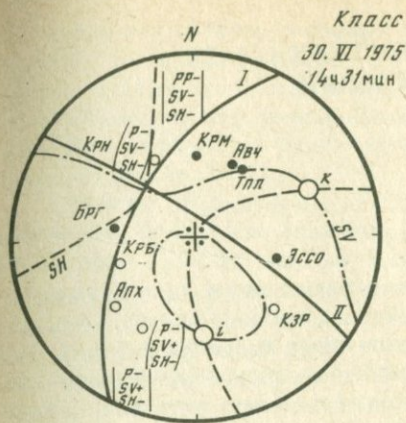
1 - эпицентры вулканических землетрясений; 2 - сейсмические станции; 3-5 - вулкан Мияке-сима; 6 - вулкан Тори-шима; 7 - вулкан Бееренберг; 8, 9 - вулкан Алаид; 10, 11 - вулкан Тятя; 12, 13 - Новые Толбачинские вулканы

Класс точности 2 предполагает наличие нескольких возможных вариантов построения нодальных линий, различающихся в своих крайних вариантах не более чем на  $30^\circ$ . В качестве рабочего варианта избирается среднее положение нодальных линий. Точность построения нодальных линий класса 2 -  $\pm 15^\circ$ .

Класс точности 3. Для наиболее слабых вулканических землетрясений число знаков вступлений  $P$ -волн не превышало 3-4. В том случае, если мы имели в дополнение к трем знакам  $P$  два знака  $S$  либо к четырем знакам  $P$  один или два знака  $S$ , построения проводились с присвоением класса точности 3. Для каждого из подобных построений при переборе палеток нодальных линий  $P$ -,  $SV$ - и  $SH$ -волн выбирался единственный вариант. В том случае, если этот вариант не был единственным, исследуемое землетрясение отбрасывалось. Понимая малую надежность такого рода построений, мы полагаем, что подобный материал при массовой обработке может нести полезную информацию (см. работу Л.М. Балакиной и др. [1968]).

Рис. 15. Иллюстрация точности построения нодальных линий  $P$ - и  $S$ -волн вулканических землетрясений

1, 2 - сейсмические станции, зарегистрировавшие соответственно вступления волн сжатия и разрежения; 3 - оси главных напряжений; 4, 5 - наблюдаемые (4) и теоретически ожидаемые (5) знаки вступлений  $P$ - и  $S$ -волн на данной сейсмостанции



• 1 ○ 2 ○ 3  $\begin{pmatrix} P+ \\ SV+ \\ SH+ \end{pmatrix}$  4  $\begin{vmatrix} P+ \\ SV+ \\ SH+ \end{vmatrix}$  5

ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГА  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

До настоящего времени проблема механизма очага вулканических землетрясений слабо изучена. Первая, на наш взгляд, серьезная попытка разобраться в механизме очага была предпринята японскими исследователями при изучении сейсмической активности вулкана Мияке-сима в 1962 г. по данным японской сети сейсмических станций [Minakami, 1964; Report, 1964]. Т. Минаками изучил знаки вступлений продольных волн почти для четырех тысяч вулканических землетрясений в основном по данным шести станций, расположенных вокруг эпицентров. Наибольшее внимание он уделил рою землетрясений, последовавших вслед за извержением в августе-сентябре 1962 г. Для подавляющего числа землетрясений (90%) все шесть сейсмостанций зарегистрировали в первых вступлениях волну разрежения. Остальные землетрясения на ряде станций имели вступления волны сжатия, а на других станциях - волны разрежения. Минаками склонен принять в качестве модели землетрясений центр сжатия, осложненный наложением источника, создающего обычно квадрантное распределение знаков. Он пришел к выводу, что землетрясения были вызваны уменьшением давления под островом в результате обильного извержения лавы. Построения Минаками для двух сильных землетрясений приведены на рис. 16.

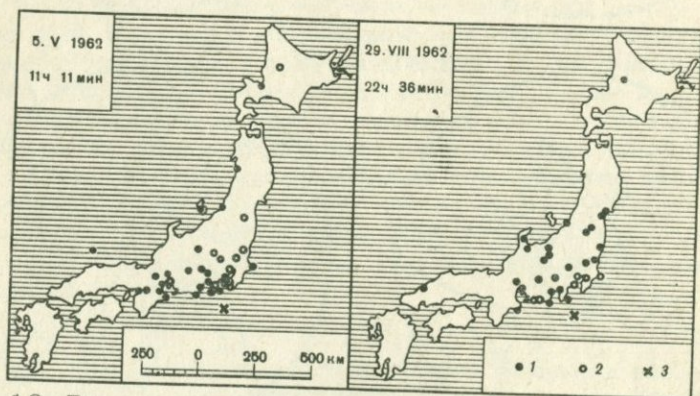


Рис. 16. Распределение сейсмических станций Японии, зарегистрировавших в первых вступлениях волны сжатия (2) или разрежения (1) при двух сильных вулканических землетрясениях вулкана Мияке-сима и эпицентры вулканических землетрясений (3) [Minakami, 1964]

В работах автора, появившихся с 1969 г. [Зобин, 1969, 1970, 1971, 1976; Zobin, 1971, 1972], было показано, что при достаточно сильных вулканических землетрясениях типов А и В наблюдается квадрантное распределение знаков вступления  $P$ -волн. Аналогичные результаты были получены в работах [Танака, 1971; Ward, Gregersen, 1973].

В работе [Filson et al., 1973] впервые была сделана попытка оценить сейсмические моменты вулканических землетрясений (вулкан Фернандина, 1968). Однако ввиду того что эти оценки проводились лишь на основе формулы перехода от локальной магнитуды  $M_L$  к  $M_0$ , а не непосредственно по спектрам вулканических землетрясений, эти оценки не дают возможности выявить индивидуальные особенности вулканических землетрясений и были использованы авторами лишь для оценки суммарной дислокации в процессе роя на основе известных формул Брюна [Brune, 1968].

### 3.1. МЕХАНИЗМ ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В табл. 1–4 Приложения приведены результаты определений механизма очага вулканических землетрясений магнитудного интервала 2–6, которые дают достаточно полное представление о характерных чертах механизма очага вулканических землетрясений, относящихся к восьми различным извержениям вулканов, находящихся в разных районах земного шара.

Соотношение механизма очага вулканических и тектонических землетрясений. В табл. 1 Приложения приведены данные о механизме очага ряда сильных (магнитуда порядка 5) вулканических землетрясений. Подобная магнитуда позволяет нам рассмотреть систему напряжений, действующую в очагах этих землетрясений, в сопоставлении с региональными системами напряжений, восстановленными по данным тектонических землетрясений. Ввиду большой неоднозначности в определении глубин очагов вулканических землетрясений nodальные поверхности строились в отдельных случаях для нескольких вариантов глубин очага землетрясения.

Шесть землетрясений табл. 1 относятся к вулканам дуги Идзу – Мияке-сима и Тори-шима. Из пяти землетрясений вулкана Мияке-сима первое принадлежит к предварающему рою, четыре – к рою, последовавшему за извержением вулкана. Диаграммы построений механизма очага приведены на рис. 17, 18. Вулканическое землетрясение вулкана Тори-шима предвараю извержение вулкана. Диаграмма построения механизма очага этого землетрясения приведена на рис. 19. Как видно из рис. 17–19, механизм очага рассматриваемых землетрясений характеризуется преобладанием горизонтальной компоненты смещения. Механизм очага этих землетрясений приводится также в работах [Ichikawa, 1971; Katsumata, Sykes, 1969]. В работе М. Ичикавы определен механизм очага четырех из пяти

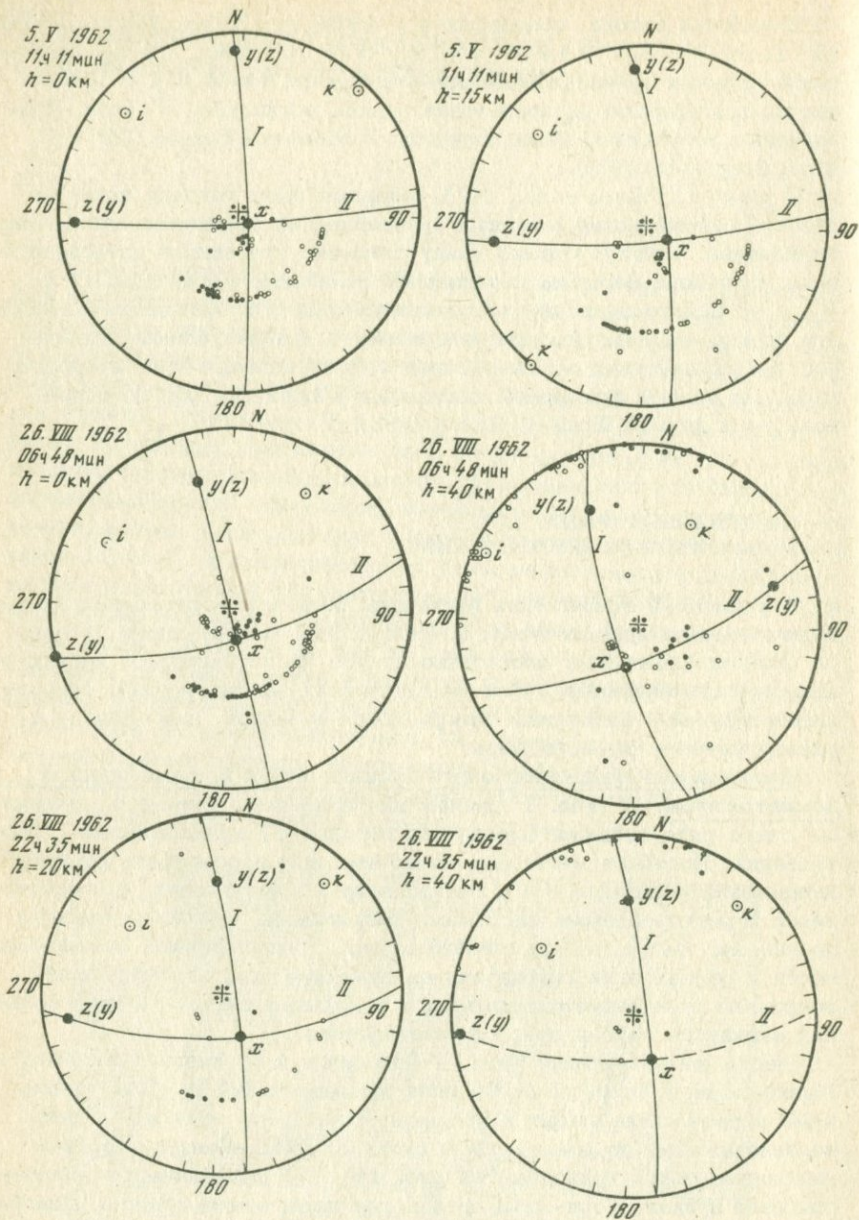


Рис. 17. Построение нодальных линий Р-волн для вулканических землетрясений вулкана Мияке-сима

Обозначения те же, что на рис. 18

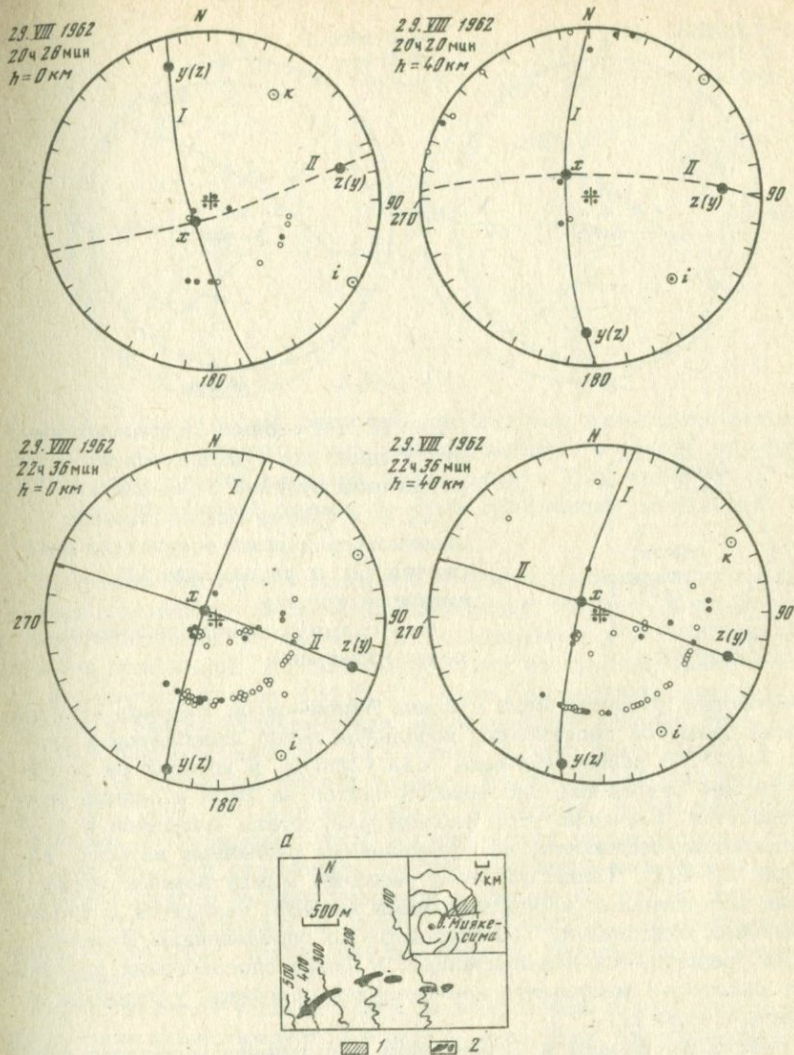


Рис. 18. Построение нодальных линий  $P$ -волн для вулканических землетрясений вулкана Мияке-сима. Черными кружками обозначены станции, зарегистрировавшие волны сжатия, белыми - волны разрежения

I, II - возможные поверхности разрыва. Кружки с точками - оси главных напряжений

a - схема цепочки латеральных кратеров вулкана Мияке-сима; 1 - зона лавового потока; 2 - латеральные кратеры

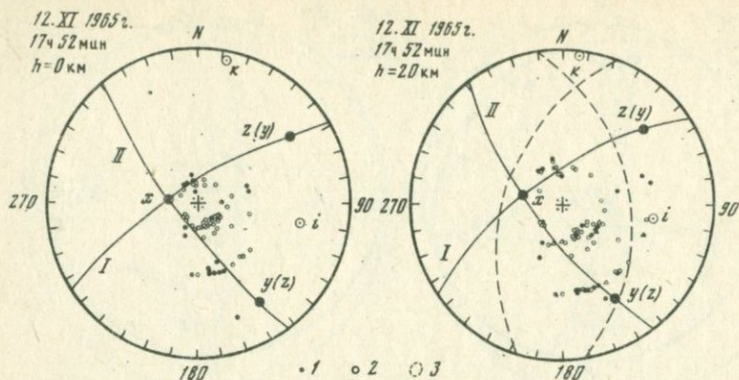


Рис. 19. Построение нодальных линий  $P$ -волн для вулканического землетрясения вулкана Тори-шима

1, 2 - сейсмические станции, зарегистрировавшие вступления волн сжатия (1) и разрежения (2); 3 - активные кратеры

a - схема активных кратеров о-ва Тори-шима

вулканических землетрясений вулкана Мияке-сима. Разница в определениях азимутов простирания нодальных линий колеблется в пределах  $7-32^\circ$ . В работе Ичикавы дана таблица, в которой он оценивает среднее отклонение механизмов очагов на ЭВМ и данных ручной обработки. Согласно этой таблице результаты машинной и ручной обработки отличаются, по определениям различных авторов, в пределах  $13-30^\circ$ . Таким образом, различие между нашими графическими построениями и определениями на ЭВМ находятся в пределах обычных отклонений. Тип подвижки, по определениям Ичикавы и нашим, различается незначительно: в наших определениях присутствует некоторая компонента вертикальной подвижки, у Ичикавы - это чистые сдвиги.

В работе Катсуматы и Сайкса дано определение механизма очага вулканического землетрясения вулкана Тори-шима. Их вариант механизма очага резко отличается от того, который предлагаем мы. Если у нас преобладает горизонтальная компонента смещения, то у Катсуматы и Сайкса преобладает вертикальная компонента. Построенные ими нодальные линии проведены пунктиром на рис. 19 для глубины 20 км. Можно видеть, что число несогласующихся знаков вступлений  $P$ -волн при этом варианте нодальных линий значительно больше, чем при нашем варианте. Быть может, это несоответствие связано с несколько иной методикой построения, которая в статье Катсуматы и Сайкса не приводится. Кроме того, нами использовано почти в два раза больше сейсмических станций. Поэтому мы считаем, что результат Катсуматы и Сайкса не может опровергнуть наш результат.

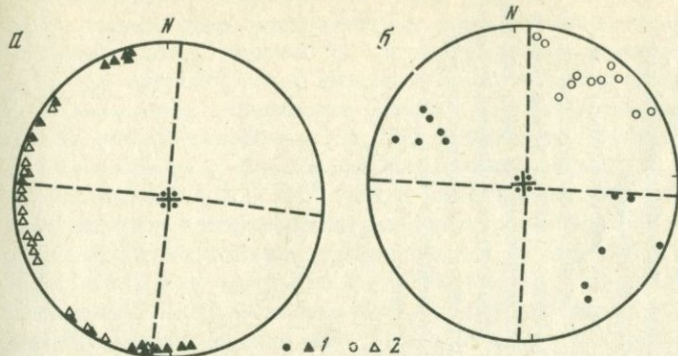


Рис. 20. Сопоставление региональной системы напряжений района о-вов Идзу (а) с напряжениями, действовавшими в очагах вулканических землетрясений вулканов Мияке-сима и Тори-шима (б)  
 1 - оси напряжений сжатия; 2 - оси напряжений растяжения

Сопоставим системы напряжений в очагах вулканических землетрясений с региональной системой напряжений. Остров Мияке-сима, по данным Ичикавы [Ichikawa, 1970], попадает в область, характеризуемую стабильной системой напряжений со средней ориентацией осей напряжений сжатия  $321 \pm 5,5^\circ$ . Наши определения системы напряжений в очагах вулканических землетрясений вулкана Мияке-сима имеют близкие значения, напряжения хорошо вписываются в построенную на основе данных Ичикавы региональную систему напряжений (рис. 20). Для района вулкана Тори-шима мы не располагаем данными о механизме очага тектонических землетрясений. Но если полагать, что отмеченная для района Мияке-сима система напряжений сжатия распространяется и дальше на юг, то, как видно из рис. 20, напряжения в очаге вулканического землетрясения вулкана Тори-шима также вписываются в региональную систему напряжений.

Механизм очага тектонических землетрясений с поверхностным гипоцентром характеризуется в районе дуги Идзу близгоризонтальной ориентацией осей напряжений сжатия и растяжения в очагах землетрясений и крутым падением возможных поверхностей разрыва. Подобный механизм наблюдается и для рассмотренных вулканических землетрясений.

При извержении вулкана Тятя на о-ве Кунашир (Курильские острова) в 1973 г. механизм очага представилось возможным рассмотреть лишь для двух наиболее сильных землетрясений роя. Диаграммы, построенные для исследования механизма очага этих землетрясений, даны на рис. 21: Из них следует, что характер подвижки в очагах двух сильных вулканических землетрясений можно интерпретировать как сбросо-сдвиг. Ось напряжений растяжения в обоих случаях близмеридиональна и имеет больший наклон к горизонту, чем близширотная ось напряжения сжатия.

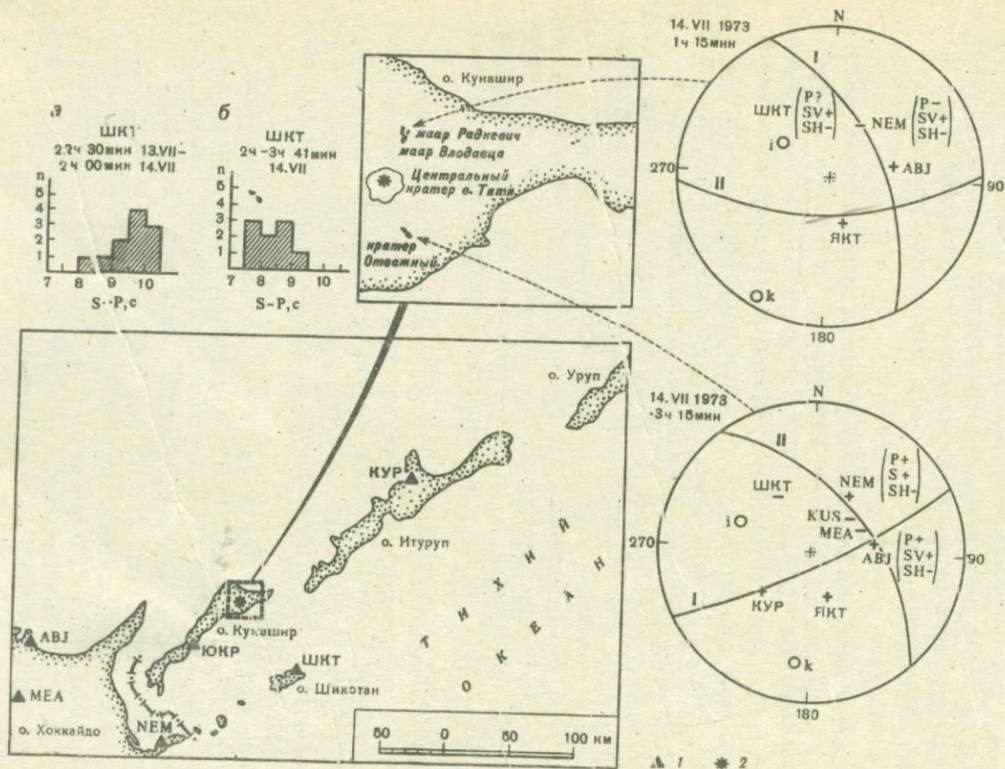


Рис. 21. Построение нодальных линий  $P$ -волн для вулканических землетрясений вулкана Тятя и система наблюдений, использованная при этих построениях

а, б - гистограммы распределения землетрясений по величине  $S-P$  на начальной и конечной стадиях роя, соотносимые соответственно с двумя сильными землетрясениями. 1 - сейсмостанции, 2 - вулканы

Землетрясение, отмеченное в 1 ч 15 мин, характеризуется круто падающими возможными поверхностями разрыва, ориентированными соответственно почти широтно (I) и в направлении юг-юго-восток (II). В случае второго, более сильного землетрясения можно сказать, что возможная поверхность разрыва I близвертикальна; ориентирована на восток-северо-восток, характеризуется преобладанием сбросовой компоненты. Возможная поверхность разрыва II наклонена к горизонту под углом  $50^{\circ}$ , имеет простирание юг - юго-восток и характеризуется преобладанием сдвиговой компоненты.

На основании материалов, приведенных в монографии В.Н. Аверьяновой [1968], и по методике О.И. Гушенко [1975] нами построена региональная система напряжений для района Южных Курил, ограниченного прямоугольника  $43-46^{\circ}$  с.ш. и  $145-148^{\circ}$  в.д. (рис. 22). При построении системы напряжений были использованы результаты определения механизма очага 18 землетрясений за период 1934-1963 гг. с магнитудным интервалом 5,5-7,25 и глубинами очага 0-80 км. На соседней стереограмме нанесены оси напряжений сжатия и растяжения для вулканических землетрясений вулкана Тятя. Можно видеть, что они вписываются в рамки региональной системы напряжений, характеризующейся близмеридиональной ориентацией главного наименьшего напряжения (растяжения) и близширотной ориентацией главного наибольшего напряжения (сжатия).

С началом извержения на о-ве Ян-Майен связано землетрясение с магнитудой 5,1, ощущавшееся на острове силой до 4 баллов. На рис. 23 приведена диаграмма, построенная для исследования механизма очага этого землетрясения.

Судя по диаграмме (рис. 23) в очаге вулканического землетрясения оси напряжений сжатия и растяжения ориентированы близгоризонтально. Возможные поверхности разрыва имеют простирание северо-восток - юго-запад и северо-запад - юго-восток и круто падают на юг - юго-восток и запад - юго-запад соответственно. Механизм очага близок к горизонтальному сдвигу.

В работах Л.А. Мишариной [1967] и Л. Сайкса [Sykes, 1967] показано, что механизм очага тектонических землетрясений Арктического региона (к которому относится о-в Ян-Майен) близок к сдвиговому. Оси напряжений сжатия и растяжения близгоризонтальны. Напряжения растяжения ориентированы почти вкрест простирания полосы эпицентров, напряжения сжатия ориентированы вдоль простирания полосы эпицентров. На рис. 23 представлена система напряжений растяжения в очагах тектонических землетрясений региона.

Ввиду существенной неоднородности Арктической структуры в целом построить единую региональную систему напряжений не представляется возможным. Поэтому сопоставление механизма очага вулканического и тектонических землетрясений будем проводить по распределению в пространстве осей напряжений растяжения.

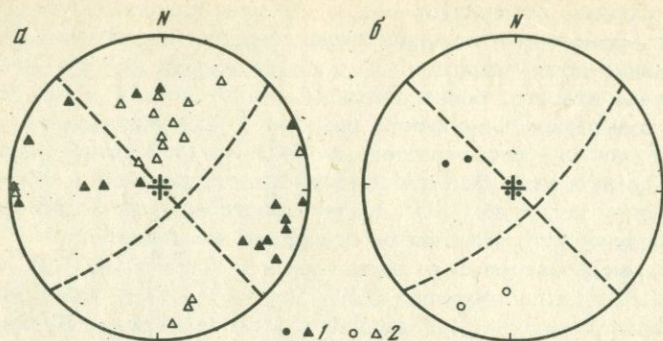


Рис. 22. Сопоставление региональной системы напряжений района Южных Курил (а) с напряжениями, действовавшими в очагах вулканических землетрясений вулкана Тятя (б)

1 - оси напряжений сжатия; 2 - оси напряжений растяжения

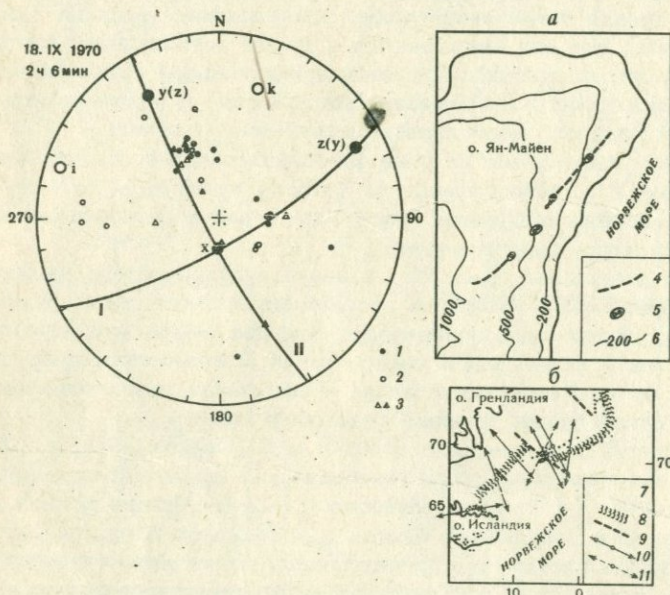


Рис. 23. Построение нодальных  $P$ -волн для вулканического землетрясения вулкана Бееренберг

а - схема латеральных кратеров вулкана Бееренберг; б - региональная система напряжений

1, 2 - сейсмостанции, зарегистрировавшие вступления волн разрежения и сжатия соответственно с индексом  $i$ ; 3 - то же с индексом  $c$ ; 4 - разлом, образовавшийся в процессе извержения; 5 - латеральные кратеры; 6 - изогипсы; 7 - эпицентры землетрясений; 8 - зона эпицентров землетрясений Арктического региона; 9 - трансформные разломы; 10, 11 - оси напряжений растяжения в очагах тектонических (10) и вулканического (11) землетрясений

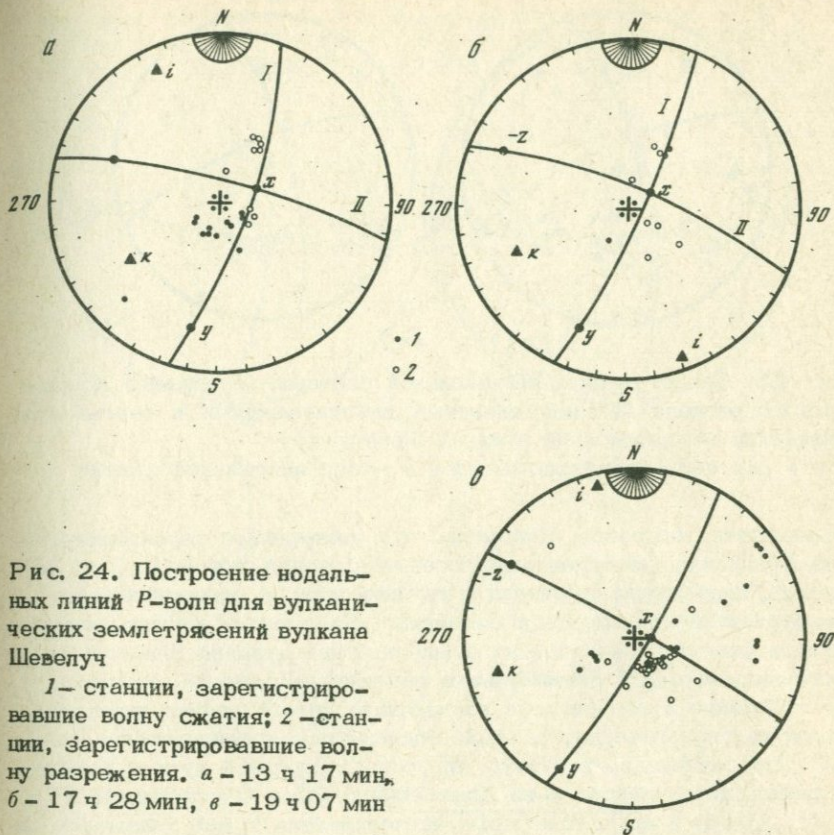


Рис. 24. Построение нодальных линий  $P$ -волн для вулканических землетрясений вулкана Шевелуч

1 — станции, зарегистрировавшие волну сжатия; 2 — станции, зарегистрировавшие волну разрежения. а — 13 ч 17 мин, б — 17 ч 28 мин, в — 19 ч 07 мин

Из рис. 23 можно видеть, что механизм очага вулканического землетрясения вулкана Бееренберг на о-ве Ян-Майен подобен механизму очага тектонических землетрясений региона. И при вулканическом, и при тектонических землетрясениях наблюдаются подвижки, близкие к сдвиговым, оси напряжений сжатия и растяжения близгоризонтальны, возможные поверхности разрыва характеризуются крутым падением. Ось напряжения растяжения в очаге землетрясения ориентирована: вкrest простираения разрывной зоны Ян-Майен (см. рис. 23), что соответствует региональному характеру распределения напряжений растяжения.

Механизм очага построен также для трех землетрясений, связанных с извержением вулкана Шевелуч (Камчатка) 11. XI 1964 г. (рис. 24). Все три очага характеризуются однотипными подвижками, близкими к горизонтальному сдвигу. В работе [Zobin, Simbireva, 1977] в пределах Камчатско-Командорской сейсмоактивной зоны было выделено несколько регионов, однородных по системе напряжений и типу подвижки. Вулкан Шевелуч попадает пространственно в регион, условно названный регионом п-ова Камчатского мыса и

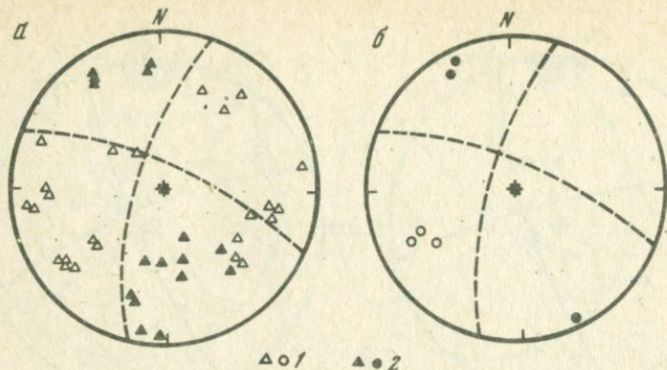


Рис. 25. Сопоставление региональной системы напряжений Командорского региона (а) с напряжениями, действовавшими в очагах вулканических землетрясений вулкана Шивелуч (б)

1 - оси напряжений растяжения, 2 - оси напряжений сжатия

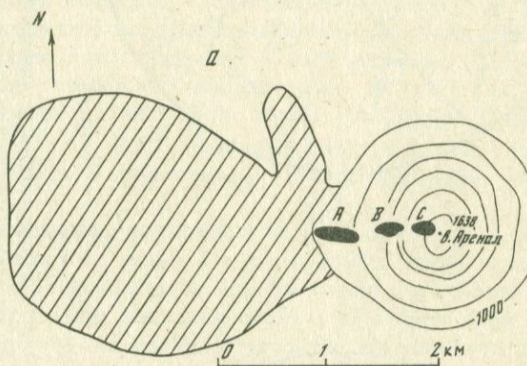
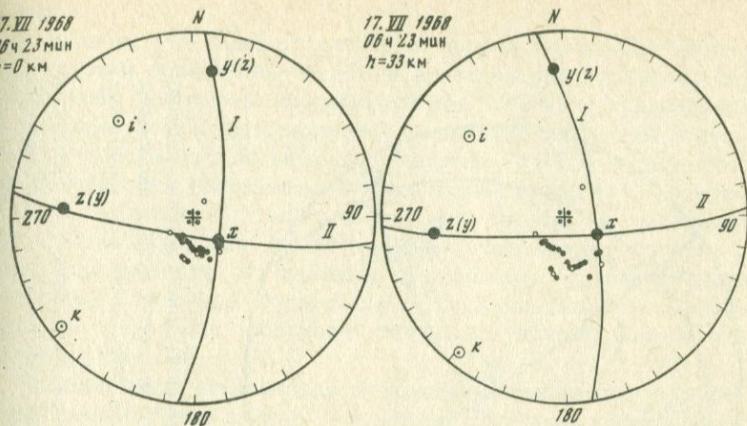
Командорских островов. Напомним, что этот регион характеризуется близмеридиональной ориентацией осей напряжения сжатия. На рис. 25 система напряжений в очагах тектонических и вулканических землетрясений представлена совместно. Как можно видеть, напряжения в очагах вулканических землетрясений вулкана Шивелуч хорошо вписываются в региональную систему напряжений. Заметим, что выделение этого региона как единого целого вполне оправдано исходя из геологических данных. Большинство исследователей считают, что сочленение структур Алеутской островной дуги и Камчатки происходит в районе п-ва Камчатского мыса (Геология СССР, т. 31, 1964; и др.). Некоторые исследователи прямо указывают на то, что п-ов Камчатского мыса является наиболее приподнятым звеном Алеутской островной дуги [Марков и др., 1969; и др.]. Геологические исследования показывают, что явление Алеутских структур сказывается на Камчатке очень существенно. Даже на западной Камчатке геологи находят "остатки" Алеутского прогиба - Паланскую впадину, в пределах которой наряду со структурами субмеридиональных и северо-восточных направлений встречаются структуры северо-западных простираний [Демидов, 1972].

Рассмотренные материалы показывают, что механизм очага тектонических и вулканических землетрясений подобен, и система напряжений, действующая в очагах сильных вулканических землетрясений, соответствует региональной системе напряжений.

Соотношение механизма очага вулканических землетрясений и внешних проявлений вулканической активности. Извержения вулканов Мияке-сима, Тори-шима, Тятя, Бсеренберг, Аренал и Новых Толбачинских сопровождались появлением на поверхности Земли эруптивных трещин, на которых были сосредоточены активные кратеры. Сопоставление возможных поверхностей разрыва в очагах вулканических землетрясений с ориентацией эруптивной трещины показало

17.VII 1968  
06ч 23 мин  
h=0 км

17.VII 1968  
06ч 23 мин  
h=33 км



• 1    ◦ 2    — 3    ⊙ 4

Рис. 26. Построение нодальных линий Р-волн для вулканического землетрясения вулкана Аренал и схема латеральных кратеров вулкана (а)

1, 2 - сейсмостанции, зарегистрировавшие вступления волн разрежения (1) и сжатия (2); 3 - латеральные кратеры; 4 - зона излияния лавы

(см. рис. 6, 18, 19, 21, 23, 26), что одна из двух возможных поверхностей разрыва в очагах сильных вулканических землетрясений, предворявших латеральные извержения вулканов, практически совпадает с ориентацией эруптивной трещины в каждом из рассмотренных случаев.

Для вулканов Мяяке-сима и Тятя по методике Гущенко [1975] был проведен выбор истинной поверхности разрыва в очагах землетрясений. В обоих случаях выбранной истинной поверхностью разрыва оказалась поверхность, близкая к простиранию эруптивной трещины. По-видимому, можно говорить о прямой связи между сильным

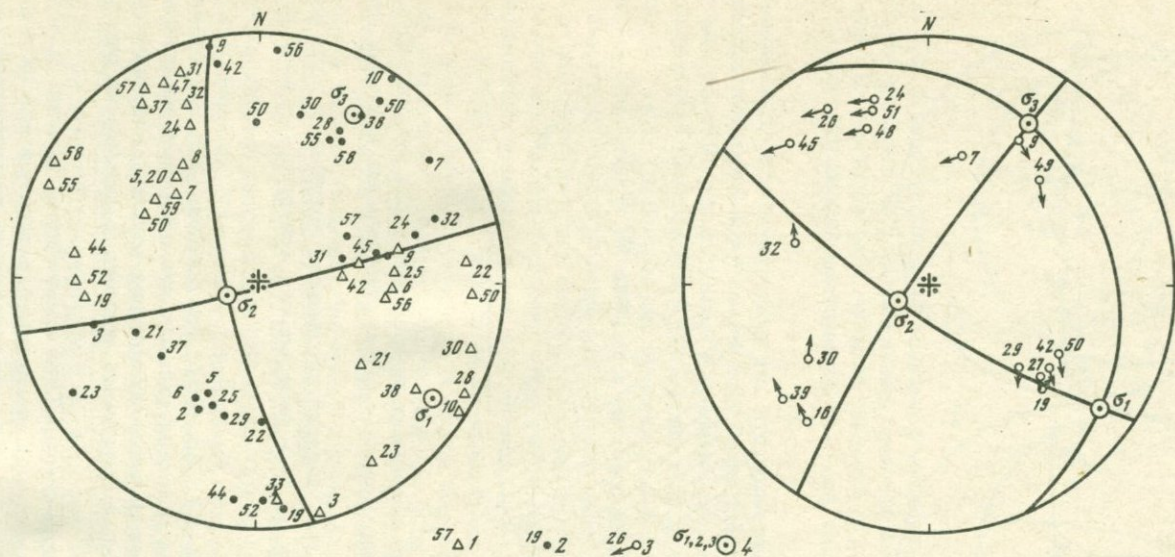


Рис. 27. Локальная система напряжений, доминирующая в эпицентральной зоне вулканических землетрясений апрельского роя 1974 г., и схема векторов смещений висячего крыла сколового нарушения относительно лежащего в точке выхода нормали к плоскости нарушения для выбранных поверхностей разрыва в очагах вулканических землетрясений

1, 2 – оси напряжений растяжения и сжатия соответственно в очагах вулканических землетрясений (нумерация по первичному каталогу, не приводящемуся в данной работе); 3 – векторы смещения висячего крыла сколового нарушения относительно лежащего; 4 – оси главных нормальных напряжений

землетрясением предваряющего роя и формированием эруптивной трещины.

В деталях эта связь может быть проиллюстрирована путем анализа типов и ориентации подвижек в очагах роя вулканических землетрясений. Материалы апрельского роя 1974 г., предварявшего извержение Ключевского вулкана, позволяют построить локальную систему напряжений по методике Гущенко [1975] и выбрать истинные поверхности разрывов в очагах землетрясений. На стереограмме (рис. 27) нанесены оси напряжений сжатия и растяжения в очагах вулканических землетрясений, гипоцентры которых образуют ограниченную в пространстве область и характеризуются однородной системой напряжений. Система сколов, сформировавшихся в результате действия системы упругих напряжений, показана на рис. 28.

Определенные ограничения методики (возможность наличия двух одновременно "работающих" плоскостей разрыва, непригодность методики для случая подвижек типа горизонтального сдвига по вертикальным поверхностям разрыва) позволили восстановить истинную плоскость разрыва лишь примерно в 50% случаев. Выбранные плоскости разрывов помечены звездочками в табл. 2 Приложения. Любопытно отметить, что для очага наиболее сильного землетрясения ( $K_{S1,2}^{Ф68} = 9,8$ ) реальной поверхностью разрыва оказалась поверхность, совпадающая с простиранием эруптивной трещины.

На рис. 28 показано распределение в пространстве очагов землетрясений апрельского роя, характеризующихся преобладанием взбросовой либо сбросовой компоненты. Эти очаги достаточно хорошо разделены в пространстве: западная область очаговой зоны роя характеризуется наличием очагов со сбросовой компонентой подвижки, а восточная — со взбросовой компонентой. Характерно, что почти все наиболее сильные землетрясения роя характеризуются наличием интенсивной взбросовой компоненты подвижки. Самое сильное землетрясение роя произошло на границе областей взбросовых и сбросовых дислокаций. Интересно, что эруптивная трещина, на которой сформировались латеральные кратеры, имеет направление, близкое к направлению границы, разделяющей области сбросовых и взбросовых дислокаций. В связи с этим следует вспомнить, что при исследованиях механизма очага слабых тектонических землетрясений в районе очага будущего сильного землетрясения было обнаружено, что сильное землетрясение возникает на границе областей взбросовых и сбросовых дислокаций [Нерсесов, Симбирева, 1969; Соболева и др., 1974] на фоне переориентации системы напряжений, действующей в очагах слабых землетрясений [Нерсесов, Симбирева, 1969].

Одно из землетрясений вулкана Шевелуч совпало по времени с направленным взрывом на вулкане. Однако, по-видимому, сильный взрыв, происходящий на вулкане, отличается по своему механизму от обычного взрыва. Это землетрясение дало квадрантное распре-

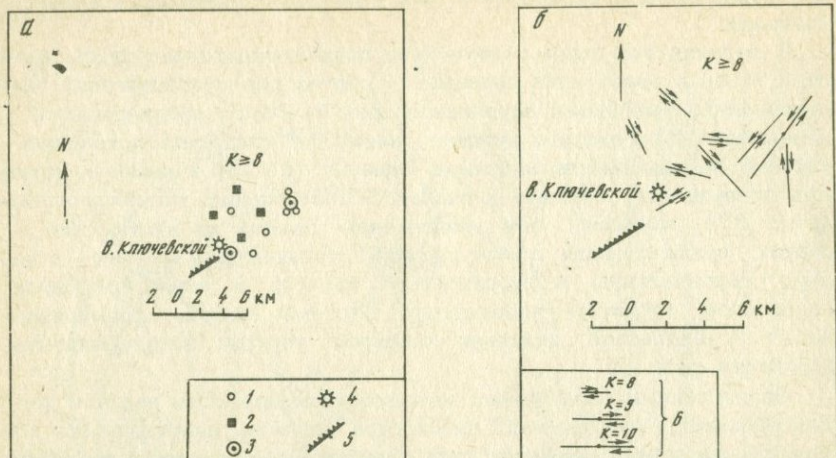


Рис. 28. Характер подвижек в очагах вулканических землетрясений апрельского роя

*a* – распределение в пространстве эпицентров землетрясений с наличием взбросовой (1) или сбросовой (2) компоненты; *b* – плоскости разрывов в очагах землетрясений; 3 – вулкан Ключевской; 4 – эпицентры наиболее сильных землетрясений апрельского и августовского роев; 5 – зона латеральных кратеров; 6 – плоскости разрывов и векторы горизонтальных смещений по разрывам

деление знаков вступления *P*-волн, в то время как при крупных взрывах, например ядерных, мы получаем по всем направлениям вступления волн сжатия. Объяснение этого явления неоднозначно: либо при вулканическом взрыве большое значение приобретает направленность в источнике, обусловленная региональной тектоникой, либо это землетрясение явилось не следствием взрыва вулкана, а его инициатором.

### 3.2. ДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В табл. 5–8 Приложения приведены результаты определений динамических параметров очагов вулканических землетрясений по данным спектров продольных волн и поверхностных волн Релея. Образцы спектров обоих типов волн показаны на рис. 29–31.

Рассмотрим последовательно каждый из динамических параметров.

Сейсмический момент  $M_0$ . На рис. 32 величины  $M_0$  представлены в функции энергетического класса  $K_{S1,2}^{Ф68}$  и магнитуды  $m_b$ . К сожалению, не для всех очагов магнитудные оценки были однородны. Поэтому нам пришлось в ряде случаев воспользоваться формулами перехода от различного типа магнитуд к магнитуде  $m_b$ . Для

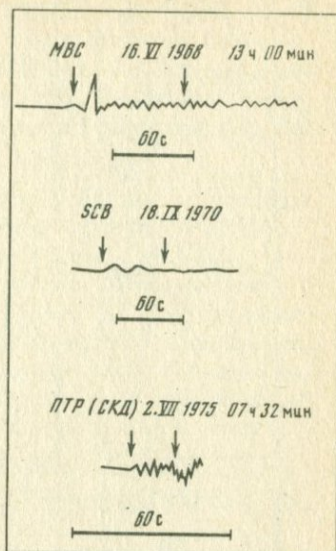
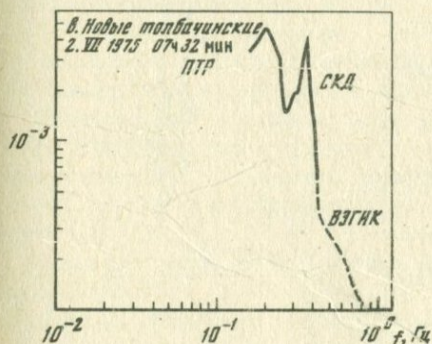
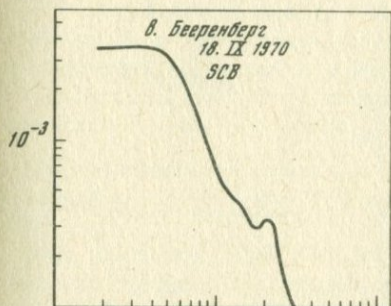
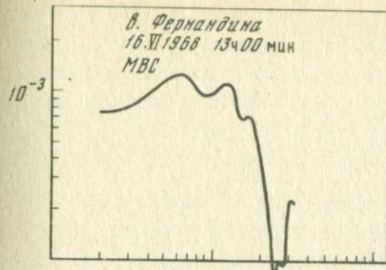


Рис. 29. Спектры Фурье продольных волн вулканических землетрясений, построенные по записям длиннопериодической аппаратуры (а), и копии сейсмограмм (б)

Стрелки указывают участки цифровки

энергетического класса  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ . С.А. Федотов [1972] дает переход к магнитудам  $m_b$ :

$$K_{S1,2}^{\Phi 68} = 2,55 + 1,9m_b.$$

Для перехода от  $m_b$  к  $M_L$  нами была найдена лишь известная формула Гутекберга-Рихтера [Рихтер, 1963]

$$m_b = 1,7 + 0,8M_L - 0,01M_L^2.$$

Эта формула справедлива для определений  $m_b$  по среднепериодной аппаратуре, в то время как в последние годы магнитуда  $m_b$  сни-

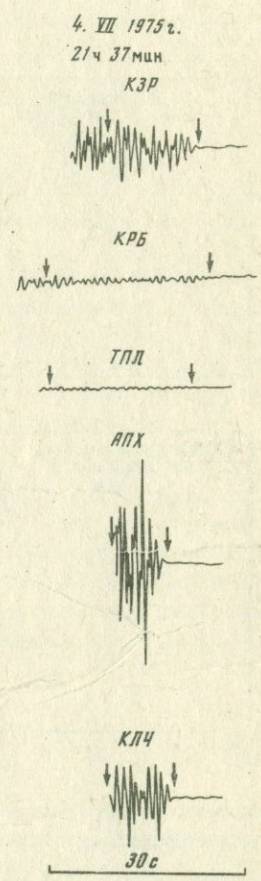
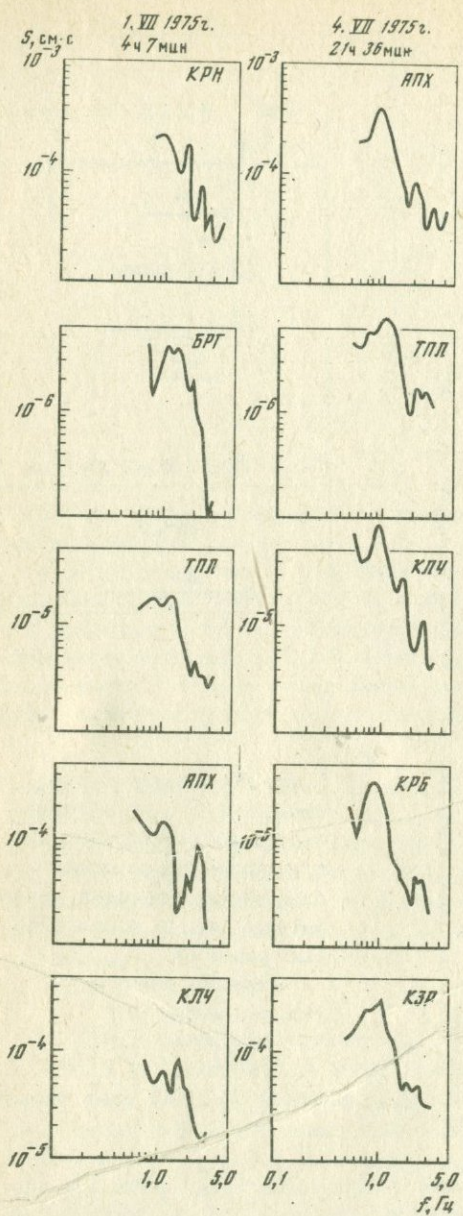


Рис. 30. Спектры Фурье продольных волн вулканических землетрясений, построенные по записям аппаратуры регионального типа (а), и копии сейсмограмм одного из двух землетрясений (б).  
Стрелки указывают участки цифровки

мается по данным короткопериодных сейсмографов. Поэтому формула Гутенберга-Рихтера существенно завышала величины  $M_L$  по исходным  $m_b$ . В связи с этим нами по данным Бюллетеня международного сейсмологического центра за 1972-1973 гг. была построена корреляционная зависимость  $M_L = f(m_b)$ , представленная на рис. 33. С помощью этой зависимости, а также формулы С.А. Федотова нами был проведен переход от  $M_L$  к  $m_b$  и  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ .

Так же обстоит дело с магнитудой  $M_{JMA}$ . На том же рисунке на основе данных Бюллетеня международного сейсмологического центра за 1972 г. показана корреляционная кривая перехода от  $M_{JMA}$  к  $m_b$ , использованная в настоящей работе. Проведя такого рода операции для диапазона магнитуд  $m_b = 3 \div 5,5$ , мы не нашли достаточного эмпирического материала для подобного рода корреляций в области более высоких магнитуд и ограничились своими дальнейшими построениями указанным диапазоном. Это имеет и определенный физический смысл, так как  $M_{JMA}$ ,  $M_L$ ,  $m_b$  и  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$  - суть оценки по короткопериодным записям и в этом смысле единообразны, в то время как магнитуда  $M_S$  снимается по длиннопериодным записям.

Итак, вернемся к рис. 32. Можно видеть, что большая часть наших определений  $M_0$ , сделанных для вулканических землетрясений данных магнитуд  $m_b$  и энергетического класса  $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ , существенно превышает средние оценки  $M_0$  для тектонических землетрясений, представленные по материалам сводки Ю.В. Ризниченко (1976). При этом, если при малых величинах  $M_0$  точки лежат в пределах 70% доверительного интервала кривой Ю.В. Ризниченко, то с ростом  $M_0$  тенденция относительного завышения значений  $M_0$  очагов вулканических землетрясений становится все более очевидной, что говорит о существенном преобладании длиннопериодной компоненты излучения в очагах вулканических землетрясений по сравнению с тектоническими.

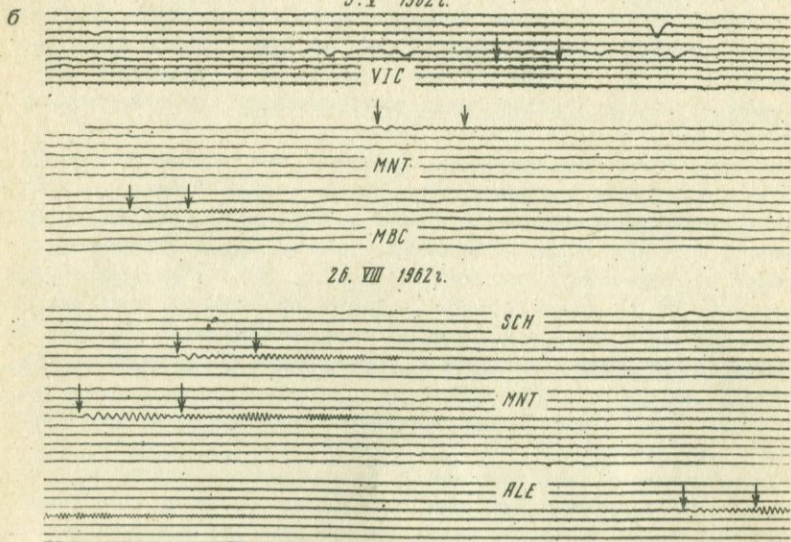
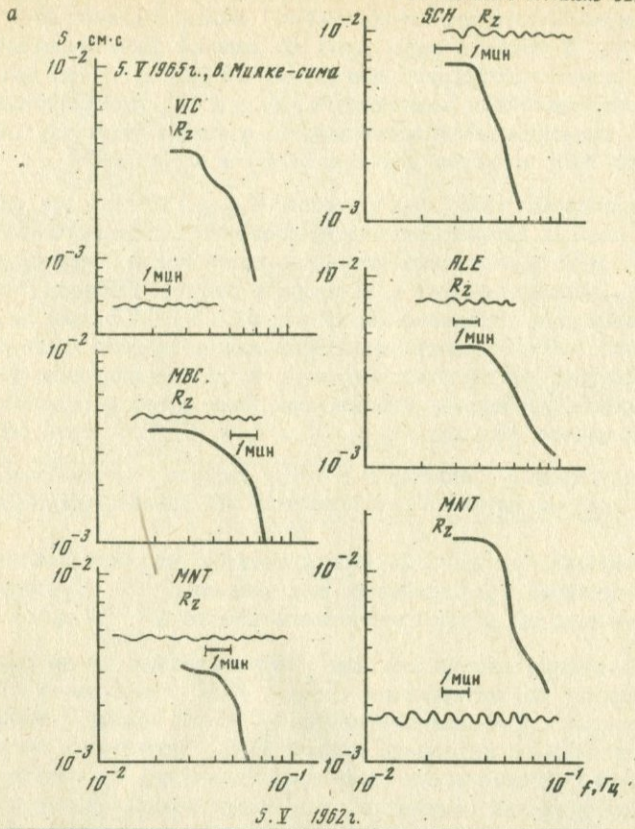
Размеры очагов вулканических землетрясений определялись по формуле (2.6).

Величина  $r$  рассчитывалась для набора  $V_p$  при данных значениях  $f_0$ .

Опыт детального изучения гипоцентров вулканических землетрясений Камчатки показывает, что практически все гипоцентры расположены в слое 0-10 км, а большая часть их сконцентрирована в пределах вулканической постройки. Поэтому при проведении оценок по формуле (2.6) нами брались скорости продольных волн, характеризующие наиболее поверхностные слои земной коры. В табл. 6 Приложения приведены результаты определений  $r$ , полученные при различных величинах скоростей  $V_p$ .

В табл. 7 и 8 Приложения величины  $r$  определялись для скорости  $V_p = 4,0$  км/с.

Минимальные оценки протяженности разрывов в очагах вулканических землетрясений вулканов Бееренберг (9 км при скорости  $P$ -волн 1,2 км/с) и Новых Толбачинских (4,4 км при скорости



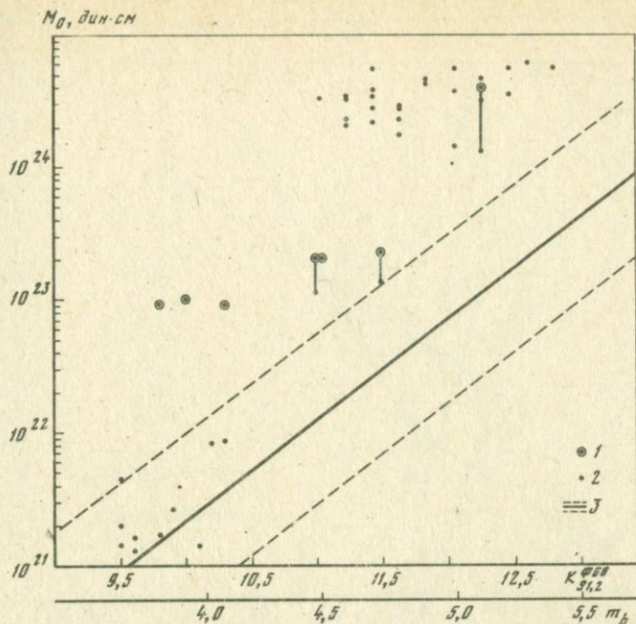


Рис. 32. Зависимость сейсмического момента  $M_0$  вулканических землетрясений от энергетического класса  $K_{S1,2}^{Ф68}$  и магнитуды  $m_b$

1 - определения по волнам Релея; 2 - определения по  $P$ -волнам; 3 - зависимость  $M_0 = f(K)$  для тектонических землетрясений

$P$ -волн 2,1 км/с) близки к наблюдаемым протяженностям эруптивных трещин, сформировавшихся в период извержений и равных соответственно 6 и 3 км.

Результаты определений показаны на рис. 34. Здесь же приведены данные о протяженности эруптивных трещин ряда латеральных извержений (см. табл. 1) и эмпирическая кривая связи  $L = f(M_0)$ , построенная по данным М. Ишида [Ishida, 1974]. Из рисунка видно, что определения по спектральным характеристикам  $P$ -волн достаточно хорошо укладываются в рамках эмпирического закона  $L = f(M_0)$  для  $L = 2r$ , полученного при изучении тектонических землетрясений. В то же время протяженность эруптивной трещины в каждом из рассмотренных случаев меньше размеров очага наиболее сильного вулканического землетрясения предварающего роя. Зависимость  $L = f(M_0)$ , полученная для тектонических землетрясений, является своеобразной верхней границей размеров эруптивной трещины. Сле-



Рис. 31. Спектры Фурье поверхностных волн Релея вулканических землетрясений (а) и копии сейсмограмм (б)

Стрелки указывают участки цифровки



Рис. 33. Корреляционная зависимость магнитуд  $m_b$  с магнитудами  $M_L$  и  $M_{JMA}$

довательно, зная момент  $M_0$  наиболее сильного землетрясения предварявшего роя, можно прогнозировать предельную величину эруптивной трещины при латеральном извержении.

Оценки величин сброшенного напряжения  $\Delta\sigma$ . Величины сброшенных напряжений в очагах тектонических землетрясений изучались для достаточно больших массивов в различных регионах [Thatcher, 1972; Thatcher, Hanks, 1973; и др.]. Однако, как отмечают многие авторы, до сих пор нельзя достаточно определенно говорить о зависимости величины сброшенного напряжения от магнитуды землетрясения, размеров очага, сейсмического момента. Главная причина этой неопределенности — большой разброс величины  $\Delta\sigma$ , который вызван в первую очередь тем, что  $\Delta\sigma$  есть функция отношения сейсмического момента к кубу площади очага. Неопределенность в оценках обеих этих величин влечет за собой еще большую неопределенность  $\Delta\sigma$ . Поэтому большинство сейсмологов предпочитают не делать конкретных выводов о характере взаимосвязи величин сброшенных напряжений и сейсмического момента, ограничиваясь оценкой критериев высоких и малых величин  $\Delta\sigma$  для землетрясений различных магнитуд. При этом устанавливаются регионы, характеризующиеся соответственно "высокими" и "низкими" величинами сброшенного напряжения в очагах землетрясений [Thatcher, Hanks, 1973].

Анализ оценок сброшенного напряжения в очагах вулканических землетрясений подтверждает значительную неопределенность в оцен-

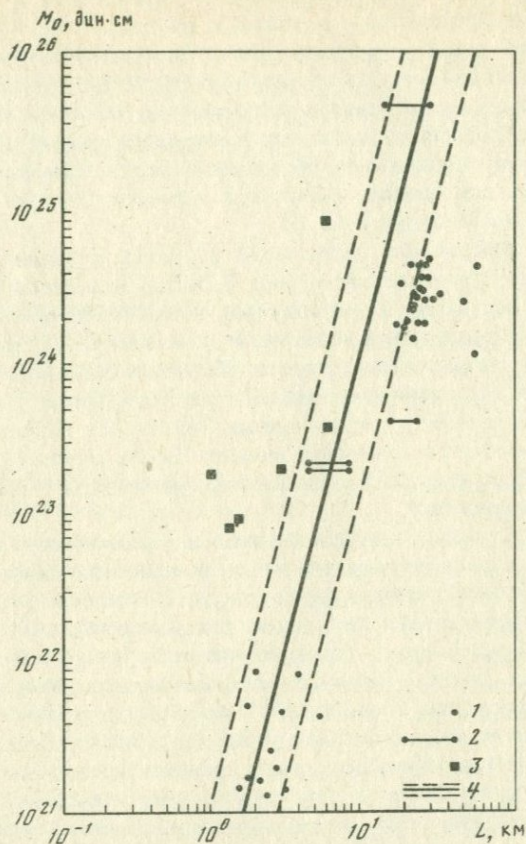


Рис. 34. Зависимость протяженности разрыва в очагах вулканических землетрясений  $L$  от сейсмического момента  $M_0$

1 - определения радиуса круговой дислокации при  $V_p = 4,0$  км/с;  
 2 - варианты определения радиуса круговой дислокации при наборе  $V_p$ ; 3 - протяженность эруптивной трещины; 4 - зависимость  $L = f(M_0)$  для тектонических землетрясений

ке абсолютных величин  $\Delta\sigma$ . В большинстве случаев оценки сброшенных напряжений проводились по формуле (2.8) (табл. 7, 8 Приложения). Для нескольких наиболее крупных землетрясений оценки проводились по формуле (2.7) (табл. 6 Приложения). Был проведен расчет для двух вариантов:

$$1) L/W = 3, \quad L = 2r;$$

$$2) L/W = 3, \quad L_{э.тр},$$

где  $L_{э.тр}$  - протяженность эруптивной трещины. Очаг при этом рассматривался как прямоугольник со сторонами  $L$  и  $W$ . Из таблиц

видно, что различие в предположении о форме очага (круговая или прямоугольная дислокация), а также о способе оценки его протяженности (двойной радиус круговой дислокации, протяженность эруптивной трещины) приводит к различию оценок  $\Delta\sigma$  на один-два порядка.

По-видимому, имеют смысл лишь оценки относительных изменений величин сброшенных напряжений, определенных в рамках одной модели. Поэтому дальнейшее обсуждение этого параметра очага проведем лишь для оценок, сделанных в рамках модели Брюна (очаг как круговая дислокация) (2.8).

Величины сброшенных напряжений в очагах вулканических землетрясений магнитудного интервала 3,5-5,5 меняются в диапазоне 0,1-3,8 бар, при этом не отмечается значимой корреляции между величинами сейсмического момента и сброшенного напряжения. Сопоставление с результатами оценок сброшенного напряжения в очагах тектонических землетрясений Южной Калифорнии (0,2-200 бар) [Thatcher, Hanks, 1973], проведенных в том же магнитудном интервале, показывает, что в рамках модели Брюна очаги вулканических землетрясений относятся к очагам с "пониженными" значениями сброшенных напряжений.

Результаты главы позволяют сделать заключения о специфике динамических характеристик очагов вулканических землетрясений.

Механизм очага сильных вулканических землетрясений оказался подобен механизму очага тектонических землетрясений. Оба класса землетрясений происходят в результате сдвигового перемещения пород в недрах Земли. Различия следует ожидать лишь в "спусковых механизмах" разрядки напряжений. Если разрыв в очаге тектонического землетрясения представляет собой результат длительного постепенного накопления деформаций, приводящего к превышению предела прочности пород, то разрыв в очаге вулканического землетрясения является результатом того, что приближение магмы к поверхности Земли приводит к локальному перераспределению существующей в непосредственной близости от вулкана системы напряжений.

Некоторые различия в природе вулканических и тектонических землетрясений намечаются при анализе динамических параметров их очагов. Очаги вулканических землетрясений характеризуются большими величинами сейсмического момента при той же магнитуде, а следовательно, более интенсивной длиннопериодной компонентой излучения. Оценки величин протяженности разрыва и сброшенных напряжений проводились для основной массы землетрясений в рамках модели Брюна. Выбор этой модели был в значительной степени вызван тем, что к настоящему времени в литературе накоплен значительный материал по оценкам данных параметров очагов тектонических землетрясений в рамках именно этой модели. Таким образом, нам удалось провести различные сопоставления параметров очагов вулканических и тектонических землетрясений, полученных по единой методике. Исследования показали, что зависимости величин протяженности разрыва и сброшенных напряжений от сейсмического момента очагов вулканических и тектонических землетрясений не различаются.

## ВАРИАЦИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ РОЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НАЧАЛА ИЗВЕРЖЕНИЯ

Работы ряда исследователей, проведенные в середине 60-х годов, наметили определенные соотношения между вариациями знаков вступлений  $P$ -волн вулканических землетрясений на одной станции (или на группе станций) и ходом вулканического извержения [Report..., 1964; Wada, Sudo, 1967; Вада и др., 1968; Adams, Dibble, 1967].

В отчете об исследованиях, предпринятых сейсмологами Японского метеорологического агентства [Report..., 1964] при изучении сейсмической активности, предварявшей и сопровождавшей латеральное извержение вулкана Мияке-Сима в 1962 г., отмечено, что по данным наблюдений на одной станции в мае-июле этого года соотношение вступлений волн сжатия и разрежения не оставалось постоянным во времени, а варьировало. Причем в мае преобладали вступления волн сжатия, а в июне-июле — волн разрежения. В августе-сентябре 1962 г. подобные наблюдения были проведены одновременно на трех станциях вблизи вулкана, и на всех трех станциях в течение периода наблюдений преобладали вступления волн разрежения. Был сделан вывод о том, что в августе-сентябре сейсмическая активность вызвана оттоком магмы в магматический очаг.

В работах [Wada, Sudo, 1967; Вада и др., 1968] рассмотрено распределение знаков вступлений  $P$ -волн на пяти станциях, окружающих эпицентры, в период извержения вулкана Асо в 1965-1966 гг. Авторы пришли к выводу, что на стадии перед извержением преобладали волны разрежения, на стадии в период извержения число вступлений волн сжатия и разрежения было примерно равным, а на стадии после извержения преобладали волны сжатия.

Как можно видеть, анализ знаков вступления  $P$ -волн на одной или нескольких случайных станциях не дает однозначных заключений о преобладании очагов с определенным механизмом очага на различных этапах извержения. Более того, выводы, сделанные авторами, в силу случайного выбора станций наблюдения могут быть и ошибочны. Тем не менее эти работы в качестве первого этапа изучения зависимости напряженного состояния в районе вулкана от хода извержений были в определенной степени полезны. Они показали, что локальная система напряжений в районе вулкана нестабильна.

#### 4.1. ВАРИАЦИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОЧАГОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПЕРЕД НАЧАЛОМ ЛАТЕРАЛЬНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ

В табл. 2-4 и 7 Приложения приведены определения динамических характеристик очагов вулканических землетрясений, предварявших латеральное извержение Ключевского вулкана в 1974 г. и Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г.

Образцы построений нодальных линий для этих землетрясений приведены на рис. 35, 36. Эти материалы позволили рассмотреть вариации во времени ориентации осей главных напряжений сжатия (растяжения) в очагах землетрясений роевых последовательностей. Как видно из табл. 2-4, класс точности построения нодальных линий для серий 1974 г. и серии 1975 г. различается. Для землетрясений 1974 г. определения класса точности 1 составляют 25%, класса точности 2 - 9%, класса точности 3 - 66%. Для землетрясений 1975 г. определения класса точности 1 составляют 60%, класса точности 2 - 40%, класса точности 3 - отсутствуют. Естественно, что доверие к результатам, полученным для роя 1975 г., больше, чем к результатам, полученным для роя 1974 г. Поэтому проведем анализ системы упругих напряжений в очагах вулканических землетрясений Толбачинского роя 1975 г. и воспользуемся данными Ключевских роев 1974 г. для сопоставления.

Как следует из табл. 4 Приложения, подвижки в очагах вулканических землетрясений 1975 г. представляют собой сбросо- либо взбросо-сдвиги, т.е. как ось сжатия, так и ось растяжения в очагах землетрясений близгоризонтальны, и соответственно угол между проекциями осей напряжений на плоскости близок к прямому. Это позволяет нам, анализируя положение в пространстве одной из этих двух осей, делать соответствующие заключения и по второй

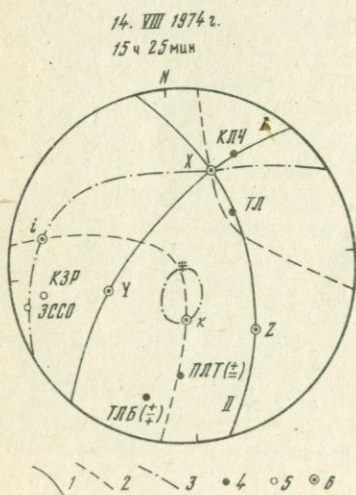


Рис. 35. Образец построения нодальных линий для вулканического землетрясения из роя, предварявшего латеральное извержение Ключевского вулкана в 1974 г.

1-3 - нодальные линии волн  $P$ ,  $SH$ ,  $SV$  соответственно; 4, 5 - сейсмические станции, зарегистрировавшие вступления волн сжатия и растяжения соответственно; 6 - оси главных напряжений

1. VII 1975 г.  
0 4 ч 0 7 мин

4. VII 1975 г.  
21 ч 36 мин

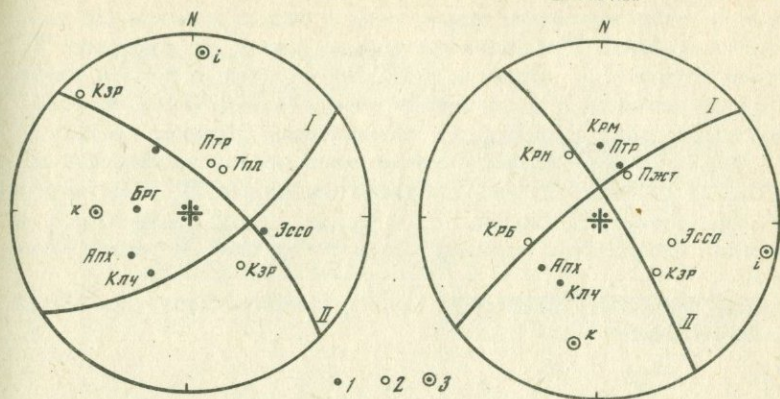


Рис. 36. Образцы построений нодальных линий  $P$ -волн для вулканических землетрясений из роя, предварявшего Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г.

1 - станции, зарегистрировавшие волны сжатия; 2 - волны разрежения; 3 - оси главных напряжений

I, II - возможные поверхности разрыва

оси. Рассмотрим, как изменялись во времени ориентации осей напряжений сжатия в очагах вулканических землетрясений. Из рис. 37 видно, что система напряжений была достаточно стабильна в пределах  $150-190^\circ$  в период с 27.VI до 7 ч 40 мин 2.VII. После двух наиболее сильных землетрясений роя, начиная с 7 ч 40 мин 2 июля, ориентация осей напряжений сжатия изменилась. Если на I этапе преобладающим азимутом осей напряжений сжатия можно считать  $150-190^\circ$ , то на втором этапе -  $100-130^\circ$ . Таким образом, наблюдается переориентация системы главных напряжений в очагах вулканических землетрясений за четверо суток до начала извержения вулкана.

При анализе вариаций ориентации оси сжатия в очагах апрельской и августовской серий землетрясений 1974 г. наблюдается качественно похожая картина (рис. 38). Система напряжений, доминирующая в апреле, характеризуемая простиранием осей напряжений сжатия в диапазоне  $0-90^\circ$ , после непродолжительного сейсмического затишья (май-июль) сменилась в августе системой напряжений, характеризуемой простиранием осей напряжений сжатия в диапазоне  $60-170^\circ$ .

Оценим статистическую значимость гипотезы переориентации осей главных напряжений в очагах вулканических землетрясений перед извержением вулкана. Воспользуемся критериями значимости для таблиц сопряженности признаков размерности  $2 \times 2$  [Большев, Смирнов, 1965]. Составим таблицы сопряженности признаков.

Для этого разделим наши массивы точек, приведенные на рис. 37 и 38, следующим образом. Выделим 4 группы точек: к первой группе  $N_{11}$  отнесем точки, отмеченные в период наблюдений до некоторого момента  $P$  и соответствующие интервалу азимутов  $A$ , ко второй группе  $N_{12}$  отнесем точки, отмеченные в период наблюдений после момента  $P$  и до начала извержения и также соответствующие интервалу азимутов  $A$ . Аналогичным образом третью группу  $N_{21}$  образуют точки, отмеченные в период наблюдений до момента  $P$  и соответствующие интервалу азимутов  $B$ . К четвертой группе  $N_{22}$  относятся точки, отмеченные после момента  $P$  и до начала извержения, также соответствующие интервалу азимутов  $B$ .

Теперь мы можем построить таблицу сопряженности признаков следующего вида:

$N_{11}$	$N_{12}$	$N_1$
$N_{21}$	$N_{22}$	$N_2$
$N_{31}$	$N_{32}$	$N_3$

При этом

$$N_1 = N_{11} + N_{12}, \quad N_2 = N_{21} + N_{22},$$

$$N_{31} = N_{11} + N_{21}, \quad N_{32} = N_{12} + N_{22}.$$

$$N_3 = N_1 + N_2,$$

Математическое ожидание  $\mu_{11}$  для  $N_{11}$  есть

$$\mu_{11} = N_1 N_{31} / N_3.$$

При наличии зависимости ориентации осей напряжений сжатия от периода наблюдений  $N_{11}$  значимо превышает величину  $\mu_{11}$ . Средне-квадратичное отклонение  $\mu_{11}$  имеет вид

$$\sigma(\mu_{11}) = \left( \frac{N_{31} N_{32} N_1 N_2}{N_3 N_3 (N_3 - 1)} \right)^{1/2}.$$

Мы сможем считать исходную зависимость значимой, если  $N_{11} - \mu_{11}$  превышает, например,  $2\sigma$  (что соответствует значимости на уровне 95%).

Для Толбачинского роя 1975 года моментом времени  $P$  можно считать время возникновения наиболее сильного землетрясения роя с магнитудой  $M_{LH} = 5$  (2 июля, 7 ч 34 мин). Для Ключевских роев 1974 года моментом времени  $P$  является возобновление сейсмической активности в районе вулкана в августе после некоторого перерыва в мае-июле. К интервалу азимутов  $A$  для Толбачинского роя отнесем интервал азимутов  $150-190^\circ$ , абсолютно преобладаю-

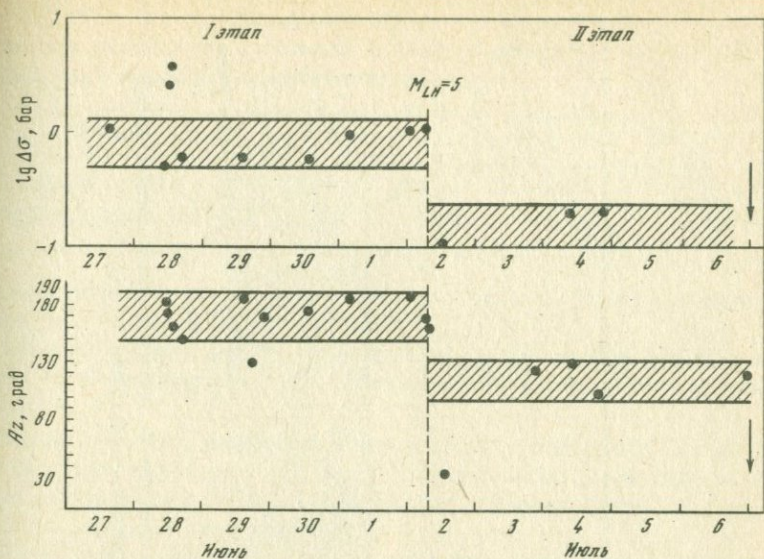


Рис. 37. Вариации во времени ориентации осей напряжений сжатия и величин сброшенных напряжений в очагах вулканических землетрясений роя, предвалявшего Большое трещинное Толбачинское извержение в 1975 г.

Стрелки указывают начало извержения

ший до момента Р, к интервалу В – азимуты  $100-130^{\circ}$ , наблюдаемые в основном после момента Р.

В случае Ключевских роев 1974 г. к интервалу азимутов А отнесем азимуты  $0-90^{\circ}$ , которые отмечались для 70% точек до момента Р, к интервалу азимутов В – азимуты  $60-170^{\circ}$ , отмеченные для 70% точек после момента Р.

В табл. 4 приведены результаты статистических оценок. Из таблицы видно, что наша гипотеза значима на 95% доверительном уровне для обоих вулканов.

Аналогичным образом рассмотрим, как изменялись в процессе развития роя вулканических землетрясений величины сброшенных напряжений в очагах землетрясений перед началом Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 г.

Из рис. 37 видно, что в период с 27 июня по 2 июля величины сброшенных напряжений колебались в пределах  $0,5-3,8$  бар, а перед началом извержения, в период 2–6 июля величины сброшенных напряжений становятся равными  $0,1-0,2$  бар.

Таким образом, одновременно с переориентацией упругих напряжений в очагах вулканических землетрясений резко упали величины сброшенных напряжений.

По той же методике, что и при оценке значимости гипотезы о переориентации осей главных напряжений, нами проведена оценка

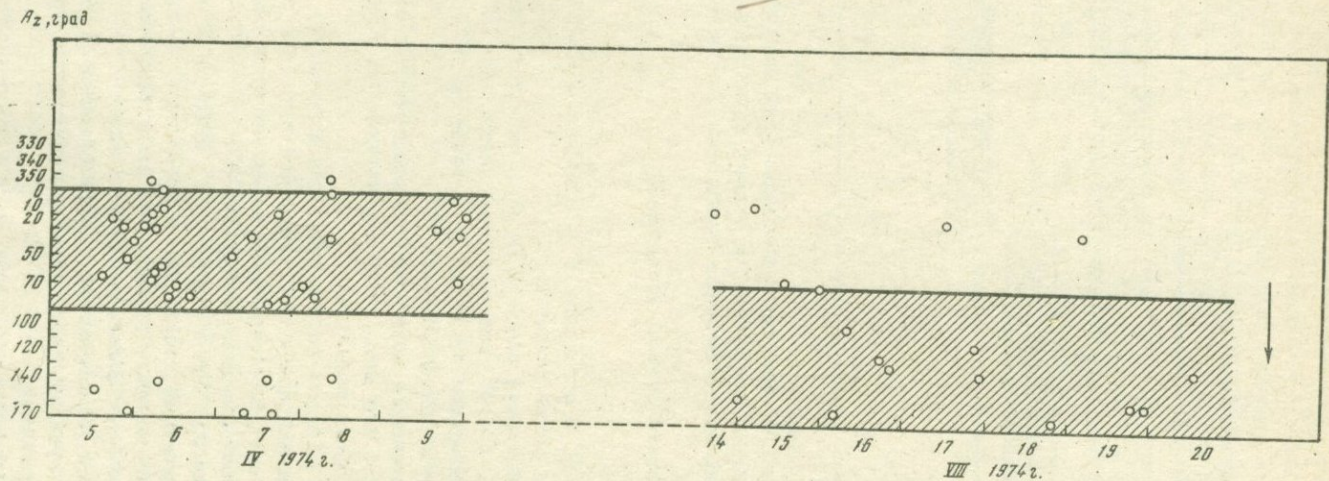


Рис. 38. Вариации во времени ориентации осей напряжений сжатия в очагах вулканических землетрясений роев, предвалявших латеральное извержение Ключевского вулкана в 1974 г. Стрелка указывает начало извержения

Таблица 4

Оценки значимости гипотезы о переориентации осей главных напряжений перед извержением вулкана

Вулкан	$N_{11}$	$\mu_{11}$	$N_{11} - \mu_{11}$	$2\sigma$
Ключевской, 1974	30	23	7	3,6
Н.Толбачинские, 1975	11	8,5	2,5	1,76

значимости гипотезы об уменьшении величины  $\Delta\sigma$  перед началом извержения.

Гипотеза об уменьшении величины  $\Delta\sigma$  перед началом извержения Новых Толбачинских вулканов значима на 95%-ном доверительном уровне.

Таким образом, намечаются определенные тенденции изменений динамических характеристик очага вулканических землетрясений перед началом извержений вулканов типа латерального. Обсудим физическую природу этих вариаций.

Результаты предыдущей главы показали, что система напряжений, действующая в очагах наиболее сильных вулканических землетрясений предваряющего роя, соответствует региональной системе напряжений. В Ключевской и Толбачинской сериях землетрясений наиболее сильные землетрясения присутствовали на первом этапе. Следовательно, азимутальная переориентация происходит относительно той системы напряжений, которая характерна для этих сильных землетрясений, т.е. относительно региональной системы напряжений. Можно полагать, что это происходит в результате проявления некоторого дополнительного фактора, например подъема магмы к поверхности.

По-видимому, факт переориентации напряжений в очагах сильных землетрясений роя относительно региональной системы может рассматриваться как прогностический критерий приближающегося извержения. Об изменении физических условий среды в окрестности вулканов по мере приближения извержения свидетельствуют и пониженные величины сброшенных напряжений в очагах землетрясений, проявившиеся одновременно с переориентацией системы напряжений.

Практически резкий спад величин сброшенных напряжений в очагах вулканических землетрясений отразил эффект увеличения преобладающих периодов  $P$ -волн в процессе возникновения роя при неизменных сейсмических моментах.

Наличие эффекта увеличения преобладающих периодов на записях сейсмических волн перед началом извержения отмечалось также перед извержениями вулканов Шевелуч [Горельчик, 1976] и Асама [Sekiya, 1960].

4.2. ВАРИАЦИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК  
ОЧАГОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ  
В ПЕРИОД ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА  
ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

В табл. 8 Приложения приведены определения динамических параметров очагов вулканических землетрясений, связанных с обрушением (коллапсом) кальдеры вулкана Фернадина на Галапагосских островах в 1968 г.

Этот рой несколько необычен. Он не предваряет извержение, а как бы иллюстрирует его ход. Судя по описанию извержения, мо-

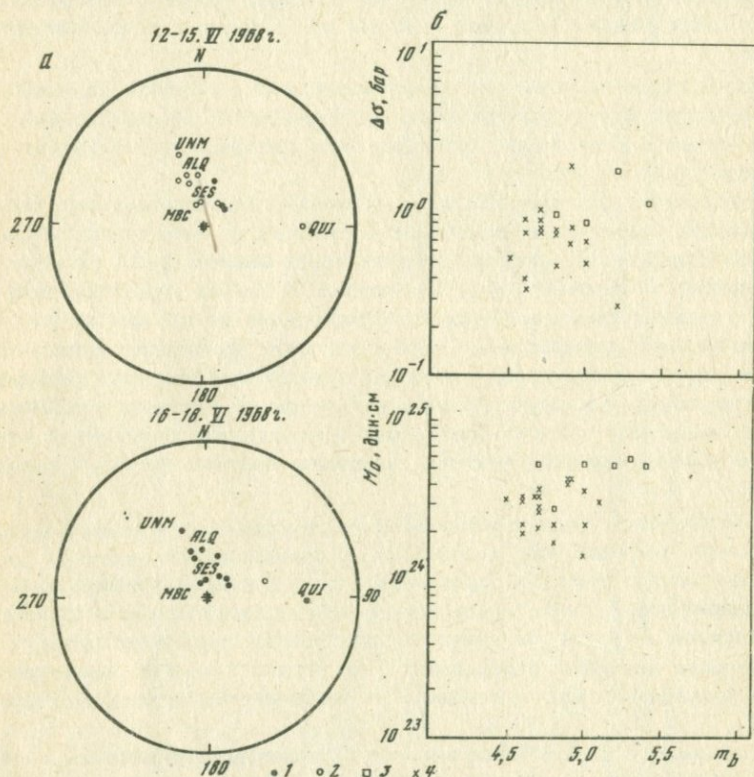


Рис. 39. Вариации динамических характеристик очагов роя вулканических землетрясений вулкана Фернадина (июнь 1968)

а - сводные стереограммы распределения знаков вступления Р-волн на сейсмостанциях; б - зависимость сейсмического момента и величины сброшенного напряжения в очагах землетрясений от магнитуды  $m_b$

1, 2 - сейсмические станции, зарегистрировавшие волны разрежения и сжатия соответственно; 3, 4 - землетрясения, отмеченные в период 12-15.VI 1968 г. и 16-18.VI 1968 г. соответственно

жно выделить две стадии развития роя [Filson et al., 1973]. На первой стадии (12-15 июня 1968 г.) сейсмическая активность характеризовалась присутствием относительно сильных землетрясений, происходивших, как отмечают авторы, с необычайной регулярностью. После 15 июня началась вторая стадия, для которой характерны более слабые, хотя и более частые землетрясения. Можно предполагать, что основное обрушение (коллапс) кальдеры произошло именно в первый период повышенной сейсмической активности.

Анализ динамических характеристик очагов вулканических землетрясений также позволяет выделить эти две стадии развития сейсмовулканической активности (рис. 39). К сожалению, материалы наблюдений не позволили построить механизм очага вулканических землетрясений, однако, как показано в работе автора [Зобин, 1972], в процессе роя наблюдается смена знаков вступлений  $P$ -волн на сейсмических станциях в периоды 12-15 и 16-18 июня. Из рис. 39 видно также, что в период 12-15 июня отмечались вулканические землетрясения с относительно повышенными значениями сейсмического момента и величины сброшенного напряжения. В период же с 16-18 июня при тех же самых магнитудах  $m_b$  величины сейсмических моментов и сброшенных напряжений существенно уменьшились.

Таким образом, можно полагать, что на разных стадиях извержения условия формирования разрывов в очагах вулканических землетрясений изменялись. Если на первой стадии, т.е. стадии основного обрушения, шло формирование разрывов по "оживляющимся", более "гладким" разломам, ограничивающим кальдеру, и мы наблюдали относительно большее количество сильных толчков, характеризуемых повышенными значениями сейсмического момента и сброшенного напряжения, то на второй стадии, по-видимому, развивались опережающие разрывы, формировавшиеся в ненарушенной ранее среде, что и вызвало понижение значений сейсмических моментов.

Результаты главы показывают, что динамические характеристики очагов вулканических землетрясений варьируют как в процессе подготовки извержений, так и непосредственно на разных стадиях извержения.

Проведенные исследования позволили получить довольно детальное представление об основных параметрах очагов вулканических землетрясений и наметить определенные соотношения динамики разрывообразования в очагах вулканических землетрясений и процесса формирования эруптивной трещины, на которой образуются активные кратеры.

Очаги вулканических землетрясений типов А и В (по Минаками) характеризуются наличием квадрантного распределения знаков вступлений  $P$ -волн и в этом смысле подобны очагам тектонических землетрясений. В то же время для очагов вулканических землетрясений получены относительно повышенные значения сейсмического момента  $M_0$  по сравнению с его средними значениями для тектонических землетрясений тех же магнитуд  $m_b$  и энергетического класса  $K_{\Phi 68}$ . Размеры очагов вулканических землетрясений, по-видимому, не отличаются от средних оценок размеров очагов тектонических землетрясений с тем же сейсмическим моментом. Оценки величины сброшенных напряжений в очагах вулканических землетрясений мало надежны ввиду большой зависимости этих оценок от выбранной гипотезы о форме очага. Относительное преобладание длиннопериодного излучения в очагах вулканических землетрясений может, по-видимому, быть объяснено большей "гладкостью" разрыва в очаге по сравнению с разрывами в очагах тектонических землетрясений [Виноградов, 1978].

Изучение динамики роя вулканических землетрясений показало, что ряд динамических характеристик очагов вулканических землетрясений перед началом извержения изменяется. Наблюдается переориентация системы упругих напряжений, уменьшается величина сброшенных напряжений. Переломным моментом в случае Толбачинского роя послужило сильное землетрясение с  $M_{LN} = 5$  в случае Ключевских роев — возобновление сейсмической активности после некоторой паузы.

Интерпретация этих явлений неоднозначна. В качестве одной из рабочих гипотез можно полагать, что после формирования магистрального разрыва (будущей эруптивной трещины) шло развитие опережающих разрывов в более поверхностных, низкоскоростных горизонтах земной коры, т.е. гипоцентры вулканических землетрясений мигрировали к поверхности Земли. Второй возможной гипотезой может

быть изменение физических характеристик среды в результате нарушения равновесного напряженного состояния региона вследствие сильного землетрясения. В поддержку такой гипотезы говорит факт вариации динамических параметров одновременно с переориентацией системы упругих напряжений в районе вулкана.

Очевидно, наиболее сильные землетрясения предвещающего роя вполне определенным образом связаны с формирующейся эруптивной трещиной. Эпицентры этих землетрясений лежат на одной линии с эруптивной трещиной. Плоскости разрыва в очагах сильных землетрясений совпадают по простиранию с эруптивной трещиной. Протяженность разрыва в очаге сильного землетрясения предвещающего роя имеет величину одного порядка с протяженностью эруптивной трещины. Этот факт дает возможность оценить порядок величины эруптивной трещины до начала извержения.

Детальные сейсмологические исследования на вулканах показали, что в непосредственной близости от вулкана в период между извержениями отмечаются лишь микроземлетрясения. В то же время перед началом извержения сейсмическая активность района вулкана резко возрастает. По-видимому, движение магмы к поверхности служит своего рода "спусковым механизмом" для процесса разрядки тектонических напряжений в зоне формирования эруптивной трещины. Характерно, что в основной своей массе гипоцентры вулканических землетрясений располагаются в верхних слоях земной коры. Это показывает, на наш взгляд, что процесс подъема магмы к поверхности от глубинного очага происходит путем пластических деформаций, не вызывая разрывных нарушений, трассирующих подъем магмы. В частности, вполне приемлем механизм подъема магмы под действием гидростатических сил [Федотов, 1974]. Разрывные нарушения возникают, вероятно, уже в самых верхах земной коры в результате перераспределения равновесной системы тектонических напряжений, характеризующих район вулкана в неактивный период. Очевидно, давление поднимающейся магмы пробуждает к жизни сейсмическую активность вулкана. Ход сейсмической активности, как показывают наблюдения, протекает различным образом в зависимости от типа готовящегося извержения.

В случае латерального извержения происходит формирование эруптивной трещины на склоне или у подножия вулкана. При этом на первом этапе развития роя отмечается резкий рост числа и энергии землетрясений, затем сейсмическая активность плавно спадает и извержение начинается на фоне почти полного отсутствия землетрясений. Изучение распределения эпицентров землетрясений показало, что на определенной стадии происходит группирование очагов в пределах узкой протяженной области, соответствующей магистральному разрыву — будущей эруптивной трещине. Перед началом извержения отмечается переориентация системы локальных напряжений в районе вулкана.

В случае центрального извержения вулкана происходит, по-видимому, "обновление" уже существовавшей трещины (выводного кана-

ла). Сейсмическая активность развивается постепенно, число и энергия землетрясений в процессе роя плавно возрастают, и извержение происходит на фоне максимального уровня сейсмической активности. Судя по механизму очага сильных землетрясений вулкана Шивелуч, переориентации системы локальных напряжений перед началом извержения при этом не происходит.

Различия между роями вулканических землетрясений, предвещающими латеральное и центральные извержения вулканов, можно, вероятно, свести к тому, что в случае центрального извержения происходит "оживление" уже существовавшей трещины, а в случае латерального извержения — заложение новой. При этом напрашиваются некоторые аналогии между нашими двумя типами сейсмической подготовки извержений и двумя популярными в настоящее время моделями процесса подготовки сильного землетрясения [Брейс и др., 1976]. Модель ИФЗ АН СССР, описывающая процесс образования "свежего" магистрального разрыва как результат лавинообразного роста трещин и неустойчивости, которая возникает при определенной плотности трещин, и отражает процесс сейсмической подготовки латерального извержения. Модель дилатансионно-диффузная (ДД) предусматривает движение по существующему разрыву, причем основной разрыв случается вблизи максимального уровня напряжений. Эта модель, на наш взгляд, описывает процесс, близкий к тому, что наблюдается перед извержением центрального типа.

Нам кажется в связи с этим, что детальное изучение динамики очага вулканических землетрясений, предвещающих извержения вулканов, условий формирования эруптивной трещины может дать полезный материал как для построения прогноза извержений вулканов, так и для изучения процесса подготовки сильного землетрясения.

Чрезвычайная редкость вулканических землетрясений по сравнению с тектоническими (количество вулканических землетрясений с магнитудой более 5 сопоставимо в год с количеством тектонических землетрясений с магнитудой более 7,75), а также сравнительно редкая сеть сейсмографов, окружающая вулканы в активных зонах мира, привело к тому, что материалы, собранные практически для всех сильных извержений последних 15 лет, все-таки не позволили провести наше исследование с должной полнотой. Тем не менее определенные выводы о динамике очага вулканических землетрясений и их соотношении с вулканическим процессом могут быть сформулированы.

1. Механизм очага вулканических землетрясений подобен механизму очага тектонических землетрясений регионов. При этом система напряжений в очагах сильных вулканических землетрясений вписывается в региональную систему напряжений.

2. Очаг вулканического землетрясения представляет собой разрыв типа сдвига, характеризуемый более высоким содержанием длиннопериодной компоненты излучения по сравнению с тектоническими землетрясениями той же магнитуды  $m_b$  и энергетического класса.

3. За несколько дней до начала извержения вулкана отмечены вариации динамических характеристик очагов вулканических землетрясений: а) происходит переориентация системы главных напряжений; б) увеличиваются преобладающие периоды  $P$ -волн; в) уменьшаются значения величин сброшенных напряжений.

Наличие подобных эффектов может быть использовано при построении теории прогноза извержений вулканов.

4. Разрыв в очаге наиболее сильного землетрясения роев вулканических землетрясений, предваряющих латеральные извержения вулканов, в определенной степени характеризует параметры эруптивной трещины, из которой происходит извержение. Одна из двух возможных поверхностей разрыва, в ряде случаев определенная как истинная, совпадает по простиранию с ориентацией эруптивной трещины. Протяженность разрыва в очаге наиболее сильного вулканического землетрясения предваряющего роя представляет собой величину, соизмеримую с протяженностью эруптивной трещины.

- Авдейко Г.П. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. - Бюл. вулканол. ст. М.: Наука, 1974, № 50, с. 64-80.
- Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 190 с.
- Балакина Л.М. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясения. М.: Наука, 1972. 190 с.
- Балакина Л.М., Рустанович Д.Н., Хаджиевский Д. О механизме очага афтершоков землетрясения 26 июля 1963 г. в г.Скопье. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1968, № 2, с. 79-87.
- Болдырев С.А. Спектры близких Курило-Камчатских землетрясений и их использование для изучения свойств коры и верхней мантии: Автореф. дис.... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1970.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы метасоматической статистики. М.: ВЦ АН СССР, 1965. 464 с.
- Брейс В.Ф., Мячкин В.И., Дитрих Дж.Х., Соболев Г.А. Две модели объяснения предвестников землетрясений. - В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе; Москва: До-ниш, 1976, 1, кн. 2, с. 9-21.
- Вада Т. и др. Природа вулканических землетрясений, наблюдаемых до и после извержения. - Кёто дайгаку босай кэнкюсэ нэмпо, № 11А, 1968. На япон. яз.
- Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Виноградов В.Н. и др. Прорыв побочных кратеров в толще ледника Ключевского вулкана в 1974 году. - В кн.: Вопросы географии Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1977, вып. 7, с. 31-37.
- Виноградов С.Д. Влияние условий на поверхности разрыва на излучение упругих волн. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1978, № 1.
- Геология СССР. М.: Недра, 1964, 31. 733 с.
- Горельчик В.И. Сейсмические проявления вулканической деятельности. - В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР: Наука, 1976, с. 89-107.
- Горельчик В.И., Собин В.М. О характере развития роев землетрясений в областях активного вулканизма на Камчатке. - В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 118-119.
- Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1971-1972 гг. - В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевой группы вулканов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР: Наука, 1976, с. 108-118.
- Горшков Г.С. О связи вулканических и сейсмических явлений вулкана Бельмянного (1955-1956 гг.). - Бюл. вулканол. ст., 1961, № 31.

- Гушенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным). - Докл. АН СССР, 1975, 225, № 3, с. 557-560.
- Демидов Н.Т. О сочленении Алеутской островной дуги со структурами полуострова Камчатка. - В кн.: IX сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1972, № 2, с. 22-25.
- Зобин В.М. Механизм очага вулканических землетрясений вулкана Шевелуч. - В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 19.
- Зобин В.М. О механизме вулканических землетрясений, связанных с извержением вулкана Шевелуч в ноябре 1964 года. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1970, № 3, с. 31-36.
- Зобин В.М. Механизм очага вулканических землетрясений вулкана Мияке-сима (Япония). - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1971, № 5, с. 81-89.
- Зобин В.М. О механизме очага слабых вулканических землетрясений. - В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, Новосибирск, 1972, ч. 2, с. 88-99.
- Зобин В.М. Сеймотектоническая характеристика извержения вулкана Тятя (о-в Кунашир) в июле 1973 года. - Бюл. вулканол. ст., 1976, № 52, с. 24-29.
- Зобин В.М. Динамические параметры очагов сильных вулканических землетрясений, связанных с латеральными извержениями вулканов. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1977, № 3, с. 21-31.
- Ивата Катаюки. К вопросу о рое землетрясений в районе Галапагосских островов в июне и июле 1968 г. - Токе дайгаку дзисин кэнкюсё ихо, 48, № 5, 1970. На япон. яз.
- Исследование механизма землетрясений /Под ред. В.И. Кейлис-Борока. М.: Геофиз. ин-т АН СССР, 1957, 166. 260 с.
- Катсумата М. Сейсмическая активность Японии и окрестностей (I). - Дзисин, 19, № 4, 1966. На япон. яз.
- Качанов Л.М. Основы механики разрушения. М.: Наука, 1974. 311 с.
- Коган С.Я. К вопросу об определении энергии объемных сейсмических волн. - Acta geophys. sinica, 1959, 8, N 1.
- Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука, 1974. 132 с.
- Марков М.С. и др. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской дуги. - Геотектоника, 1969, № 5, с. 18-25.
- Мархинин Е.К. и др. Извержение вулкана Тятя на Курильских о-вах в июле 1973 г. - Геол. и геофиз., 1974, № 19, с. 20-31.
- Мишарина Л.А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 134 с.
- Накамура К. Расположение паразитических конусов как возможный ключ к распознаванию регионального поля напряжений. - Кадзан, № 2, 1969, с. 8-21. На япон. яз.
- Нерсесов И.Л., Симбирева И.Г. Закономерности распределения напряжений в очагах слабых землетрясений Гармского района и связь их с сейсмичностью. - В кн.: Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск: Наука, 1969, ч. 1, с. 102-127.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. - В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с. 9-27.
- Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.

- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным. - Геол. и геофиз., 1976, № 1, с. 70-85.
- Соболева О.В. и др. Изучение структуры поля напряжений в очагах землетрясений в связи с предсказанием места и времени возникновения сильного толчка. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 65-70.
- Тазиев Г. Вулканы. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 135 с.
- Танака Я. О сейсмических волнах, проходящих через магматический очаг - Кансин Дэихо, 1971, 36, с. 29-43. На япон. яз.
- Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука, 1966. 177 с.
- Токарев П.И. Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 года и его предвестники. - Изв. АН СССР. Физ. Земли, 1967, № 9, с. 11-22
- Токарев П.И. Предсказание места и времени начала Большого Толбачинского извержения в июле 1975 г. - Докл. АН СССР, 1976, 229, с. 439-442.
- Токарев П.И. О некоторых закономерностях вулканического процесса. - Докл. АН СССР, 1971, 199, № 2, с. 22-425.
- Токарев П.И., Широков В.А., Зобин В.М. Сейсмические явления, связанные с извержением побочного кратера Пийпа в октябре-декабре 1936 г. - Бюл. вулканол. ст. АН СССР, 1968, № 44.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
- Федотов С.А. О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магмы и возможном положении мантийных областей питания вулканов. - В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 9-20.
- Федотов С.А. и др. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М.: Наука, 1969. 195 с.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. - Докл. АН СССР, 1976, 228, № 6, с. 1407-1410.
- Феофилактов В.Д., Гусев А.А., Зобин В.М. Отчет "Сейсмическое микрорайонирование площадки строительства Новой ТЭС на Камчатке". Петропавловск-Камчатский, 1976. Фонды ИВ ДВНЦ АН СССР.
- Харкевич А.А. Спектры и анализ. М.: Физматгиз, 1962. 236 с.
- Adams R.D., Dibble R.R. Seismological studies of the Raoul Island eruption, 1964. - N.Z. Geol. and Geophys., 1967, 10, N 6.
- Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, pt 2. - Bull. Earthq. Res. Inst., 1966, 44, p. 73-78.
- Aki K. Earthquake mechanism. - Tectonophysics, 1972, 13 (1-4), p. 423-446.
- Bakun W.H., Bufe C.G., Stewart R.M. Body-wave spectra of Central California earthquakes. - Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, 66, N 2, p. 363-384.
- Ben-Menahem A., Harkrider D. Radiations patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified Earth. - J. Geophys. Res., 1964, 69, N 12, p. 2605-2620.
- Brune J.N. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. - J. Geophys. Res., 1968, 73, p. 777-784.
- Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves earthquakes. - J. Geophys. Res., 1970, 75, p. 4997-5009.
- Filson J., Simkin T., Leu L.-K. Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands 1968. - J. Geophys. Res., 1973, 78, N 35, p. 8591-8622.

- Gibowics S.G. Stress drop and aftershocks. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1973, 63, N 4, p. 1433-1446.
- Harkrider D. Surface waves in multilayered Elastic Media II. Higher mode spectra ratios from point sources in plane layered earth model. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1970, 60, N 6, p. 1937-1988.
- Hanks T.C., Wyss M. The use of body wave spectra in the determination of seismic source parameters. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1972, 62, N 2, p. 561-589.
- Hasegawa R.S. Surface and body-wave spectra of Cannikin and Shallow Aleutian earthquakes. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1973, 63, N 4, p. 1201-1225.
- Honda H., Masatsuka A., Ichikawa M. On the mechanism of earthquakes and stresses producing them in Japan and its vicinity. — Geophys. Mag., 1967, 33, N 4.
- Ichikawa M. Seismic activities at the junction of Izu-Mariana and Southwestern Honshu arcs. — Geophys. Mag., 1970, 35, N 1.
- Ichikawa M. Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968. — Geophys. Mag., 1971, 35, N 3.
- Isacks B., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1968, 73, N 18.
- Ishida M. Determination of fault parameters of small earthquakes in the Kii peninsula. — J. Phys. Earth., 1974, 22, N 2, p. 177-212.
- Jordan T.N., Anderson D.L. Earth structure from free oscillations and travel times. — Geophys. J.R.A.S., 1974, 36, p. 411-459.
- Katsumata M., Sykes L.E. Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Kyukyu-Taiwan regions. — J. Geophys. Res., 1969, 74, N 25.
- Knopoff L., Mouton J.O. Can one determine seismic focal parameters from the far-field radiation? — Geophys. J.R.A.S., 1975, 42, p. 591-606.
- Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruption, pt 1. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1960, 38, p. 4.
- Minakami T. The 1962 eruption of Miyake-sima, one of the Seven Izu Islands, Japan. — Bull. volcan., 1964, 27, p. 225-234.
- Minakami T., Utibori S., Hiraga S. The 1968 eruption of volcano Arenal, Costa Rica. — Bull. Earthq. Res. Inst., 1969, 47, p. 4, 783-802.
- Molnar P., Sykes L.R. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, 80, p. 1639-1684.
- Norris R.A., Johnson R.H. Submarine volcanic eruptions recently located in the Pacific by Solar hydrophones. — J. Geophys. Res., 1969, 74, N 2.
- Report on the eruption of volcano Miyake-sima in 1962. — Quart. J. Seismol., 1964, 28, suppl.
- Sekiya H. An analysis of volcanic activity of Mt. Asama (2). — Quart. J. Seismol., 1960, 24, N 4, p. 429-437.
- Siggerud T. The volcanic eruption on Jan Mayen 1970. — Norsk Polarinst., Årbok 1970. Oslo 1972, p. 5-18.
- Sykes L.R. Seismicity of the Arctic. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1965, 55, N 2.
- Sykes L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic ridges. — J. Geophys. Res., 1967, 72, N 8.
- Thatcher W. Regional variations of seismic source parameters in the northern Baja California area. — J. Geophys. Res., 1972, 77, p. 1549-1565.
- Thatcher W., Hanks T.C. Source parameters of Southern California earthquakes. — J. Geophys. Res., 1973, 78, p. 8547-8576.
- Tokarev P.I. On a possibility of forecasting of Bezymianny volcano eruption according to seismic data. — Bull. Volc., 1963, 26.

- Trifunac M.D. Investigation of strong earthquake ground motion: Ph.D. Thesis. Calif. Inst. Technol., 1969, p. 148.
- Wada T., Sudo Y. Focal mechanism of volcanic earthquakes of the volcano Aso. Spec. Contribs Geophys. Inst. Kyoto Univ., 1967, N 7.
- Ward P.L., Gregersen S. Comparison of earthquake locations determined with data from a network of stations and small tripartite arrays on Kilauea volcano, Hawaii. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1973, 63, N 3, p. 679–711.
- Zobin V.M. Mechanism of volcanic earthquakes of the Sheveluch volcano. — Bull. Volc., 1971, 35, N 1, p. 225–229.
- Zobin V.M. Focal mechanism of volcanic earthquakes. — Bull. Volc., 1972, 36, N 4, p. 561–571.
- Zobin V.M., Simbireva I.G. Focal mechanism of earthquakes in Kamchatka-Commandor region and heterogeneity of the active seismic zone. — Pure and Appl. Geophys., 1977, 15, p. 283–300.

# **ПРИЛОЖЕНИЕ**

**ДИНАМИЧЕСКИЕ  
ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГОВ  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Таблица 1

Данные о механизме очага сильных вулканических землетрясений

Дата	Время в очаге, ч мин	Глубина очага, км	Магнитуда	Напряжение сжатия		Напряжение растяжения		Промежутое напря
				Азимут, град	$\epsilon$ , град	Азимут, град	$\epsilon$ , град	
Вулкан Мияке-сима (о-ва Идзу)								
5.V 1962	11 11	0	5,9*	310	10	40	5	130
		15		308	15	218	2	118
26.VIII 1962	06 48	0	5,9*	295	15	30	15	160
		40		293	6	36	26	194
26.VIII 1962	22 35	23	5,2*	304	26	40	12	156
		40		304	26	40	12	156
29.VIII 1962	20 20	0	5,2*	120	5	30	20	215
		40		138	22	45	3	310
29.VIII 1962	22 36	0	5,8*	155	10	65	5	305
		40		154	14	62	7	308
Вулкан Тори-шима (о-ва Идзу)								
12.XI 1965	17 52	0	6,2**	100	22	12	4	280
		20		100	28	6	4	280
Вулкан Аренал (Центральная Америка)								
17.VII 1968	06 23	0	5,1**	322	24	230	5	132
		33		310	22	218	4	118
Вулкан Бееренберг (о-в Ян-Майен)								
18.IX 1970	02 06	33	5,1**	287	5	17	20	182
Вулкан Тятя (Курильские острова)								
14.VII 1973	01 15	0	4,3*	305	50	207	8	112
14.VII 1973	03 15	0	4,6*	290	38	187	20	76
Вулкан Шивелуч (Камчатка)								
11.XI 1964	13 17	0±10	5,4**	155	10	250	10	35
11.XI 1964	17 28	0±10	5,2**	160	5	250	10	25
11.XI 1964	17 07	0±10	5,6**	335	5	245	15	80

Примечание: \* магнитуда JMA (Япония); \*\* магнитуда  $m_b$ .

Точ- жение	I плоскость разрыва				II плоскость разрыва				Клас- точно- сти	
	$\epsilon$ , град	Азимут падения, град	$\epsilon$ , град	Компоненты подвижки	Азимут падения, град	$\epsilon$ , град	Компоненты подвижки			
								по па- дению		по про- стиранию
Вулкан Мияке-сима (о-ва Идзу)										
	80	265	85	-0,09	-1,0	355	85	-0,09	1,0	1
	74	262	78	-0,17	-0,98	355	80	-0,21	0,98	1
	70	250	90	0,34	-0,94	345	70	0,0	1,0	1
	62	75	74	0,37	-0,93	335	68	0,28	0,96	1
	62	75	82	0,44	-0,90	353	64	0,14	0,99	1
	62	75	82	0,44	-0,90	353	64	0,014	0,99	2
	62	75	82	0,44	-0,90	353	64	0,26	0,97	2
	75	75	75	0,17	-0,98	345	80	-0,31	0,95	2
	68	85	72	-0,24	-0,97	182	76	-0,26	0,97	1
	75	105	75	-0,09	-1,0	200	85	-0,24	0,97	1
	75	105	76	-0,07	-1,0	200	86			
Вулкан Тори-шима (о-ва Идзу)										
	68	145	72	-0,259	0,966	50	75	-0,309	-0,951	1
	60	145	66	-0,342	0,934	54	70	-0,406	0,914	1
Вулкан Аренал (Центральная Америка)										
	68	275	72	-0,208	-0,978	10	78	-0,342	0,940	2
	66	265	70	-0,208	-0,978	355	78	-0,342	0,940	2
Вулкан Бееренберг (о-в Ян-Майен)										
	70	332	72	0,17	0,98	242	62	0,31	-0,95	1
Вулкан Тятя (Курильские острова)										
	40	266	54	-0,70	0,70	152	332	-0,56	-0,83	3
	45	243	80	-0,68	0,73	140	320	-0,28	-0,96	1
Вулкан Шивелуч (Камчатка)										
	70	290	85	0,34	-0,94	20	200	0,09	1,00	1
	80	295	90	0,17	-0,98	25	205	0,17	0,98	2
	80	290	80	0,09	-1,00	20	200	0,17	0,98	1

Таблица 2

Данные о механизме очага вулканических землетрясений в апреле 1974 г., в. Ключевской

Время в очаге, ч мин	Координаты эпи- центра, град мин		Глу- бина очага, км	$K_{S1,2}^{\Phi 68}$	Напряжение сжатия		Напряжение растяжения		Промежу ное напря		
	с.ш.	в.д.			Ази- мут, град	$\epsilon$ , град	Ази- мут, град	$\epsilon$ , град	Ази- мут, град		
5. IV 1974 г.											
13 57	56 05	160 04	1	8,7	332	8	65	50	232		
14 39	56 05	160 42	-1	8,4	255	20	166	0	75		
17 33	56 05	160 42	-0,5	9,4	203	34	323	34	82		
20 31	56 07	160 42	-0,5	8,9	208	32	95	32	330		
21 06	56 05	160 43	-1	8,8	55	8	318	40	156		
22 25	56 06	160 43	1	9,8	348	2	78	28	260		
22 54	56 05	160 46	0	8,1	40	0	130	0			
6. IV 1974 г.											
03 06	56 06	160 42	-1	9,0	175	2	265	20	78		
03 27	56 08	160 43	-1,5	8,6	210	30	322	30	88		
04 36	56 06	160 43	-2	8,2	245	32	130	32	8		
04 57	56 07	160 37	-3	8,0	180	30	87	8	344		
05 16	56 04	160 44	-2	8,2	238	8	148	8	14		
05 20	56 04	160 44	-2	7,0	75	22	337	22	205		
05 21	56 04	160 44	-2	7,8	200	32	88	32	320		
05 26	56 07	160 35	-2	8,3	98	40	332	40	215		
05 58	56 06	160 34	0	6,8	30	20	120	2	215		
06 22	56 06	160 34	0	8,0	145	33	30	33	268		
06 33	56 06	160 35	-1	8,0	16	20	110	4	214		
10 24	56 05	160 38	1	8,4	80	50	340	8	245		
10 53	56 05	160 38	1	8,3	74	14	338	14	205		
16 38	16 06	160 38	-1	7,9	80	50	176	4	268		
7. IV 1974 г.											
03 51	56 06	160 40	-0,5	8,1	230	36	328	10	70		
09 02	56 05	160 39	2	7,0	34	13	126	13	260		
09 52	56 05	160 38	0	7,4	168	4	74	50	260		
14 05	56 06	160 38	0,5	6,8	86	32	330	32	208		
14 36	56 06	160 38	0	6,8	133	14	40	14	264		
16 01	56 05	160 36	-2	6,0	350	6	90	50	255		
17 44	56 06	160 35	-1	7,2	0,7	5	278	18	83		
19 01	56 06	160 40	0	7,0	82	40	348	4	250		
8. IV 1974 г.											
01 43	56 06	160 40	0	7,0	73	50	335	7	242		
03 23	56 04	160 41	0	7,7	260	20	351	2	87		
07 33	56 04	160 39	1	8,3	35	6	300	34	135		
08 16	56 05	160 40	3	7,8	360	25	94	8	200		
08 51	56 04	160 43	1	7,9	178	4	270	18	7		
10 31	56 05	160 40	-0,5	7,4	130	28	220	2	312		
9. IV 1974 г.											
17 40	56 05	160 40	-0,5	8,5	27	25	294	4	195		
20 06	56 06	160 37	-0,5	8,0	5	4	98	35	274		
22 32	56 04	160 41	3	7,8	66	50	298	7	233		
22 37	56 03	160 38	0,5	7,7	31	22	300	2	203		
23 45	56 05	160 39	-1	8,0	197	32	310	32	74		

Точ- ность	I плоскость разрыва					II плоскость разрыва					Класс точно- сти
	$\epsilon$ , град	Азимут паде- ния, град	$\epsilon$ , град	Компоненты под- вижки		Азимут паде- ния, град	$\epsilon$ , град	Компоненты под- вижки			
				по паде- нию	по про- стиранию			по паде- нию	по про- стиранию		
5. IV 1974 г.											
40	115	62	+0,719	-0,695	5	54	0,588	0,809	3		
70	302	76	-0,242	0,970	212	75	-0,259	-0,966	3		
34	175	90	0,829	-0,559	265	34	0,00	1,00	3		
40	150	40	0,00	-1,00	240	90	0,766	0,643	3		
50	270**	70	+0,588	0,809	18	58	0,438	-0,899	3		
60	130**	70	+0,375	-0,927	30	70	0,342	0,940	3		
90	355	90	0,00	-1,00	265	90	0,00	1,00	3		
6. IV 1974 г.											
70	314**	80	+0,276	-0,961	216	74	+0,242	0,970	3		
40	180	90	0,766	-0,643	270	40	0,000	1,000	3		
40	270	0	0,766	0,643	276	40	0,000	-1,000	3		
60	310	64	0,309	-0,951	45**	76	-0,470	-0,883	3		
82	284	90	0,139	0,990	275	82	0,000	1,000	3		
60	295	90	0,500	0,866	26	60	0,000	-1,000	3		
40	140	40	0,000	-1,000	232	90	0,766	0,643	3		
30	305	90	0,866	0,500	35	30	0,000	-1,000	3		
70	344	78	-0,276	-0,961	75**	72	-0,259	-1,000	3		
40	180	90	0,766	0,643	90	40	0,000	-1,000	3		
70	330	80	-0,309	-0,951	65**	72	-0,174	0,985	3		
40	130	60	-0,707	0,707	16**	54	-0,574	-0,819	3		
70	295	90	0,342	0,940	25	70	0,000	-1,000	3		
40	140	53	-0,616	0,788	75**	60	-0,643	-0,766	3		
7. IV 1974 г.											
50	290	58	-0,391	0,921	185**	72	-0,559	-0,829	3		
70	170	90	0,342	-0,940	80	70	0,000	0,766	3		
40	135	53	0,616	-0,788	10	60	0,643	-0,766	3		
40	300	90	0,766	0,643	30	30	0,000	-1,000	3		
70	175	90	0,342	0,940	85	70	0,000	-1,000	3		
40	140	62	0,669	-0,743	25	52	0,588	0,809	3		
70	324**	80	0,276	-0,961	235	74	0,139	0,999	3		
50	140	72	-0,630	0,848	30	55	-0,430	-0,883	3		
8. IV 1974 г.											
40	125	60	-0,707	0,707	10**	54	-0,559	-0,829	3		
70	305	76	-0,242	0,976	215	76	-0,242	-0,970	3		
54	355	60	0,375	-0,927	255	70	0,500	0,866	3		
64	315	80	-0,407	-0,914	50**	68	-0,242	0,970	3		
72	315**	82	0,276	-0,961	215	74	0,174	0,985	3		
60	180	70	-0,375	0,927	80	72	-0,342	-0,940	3		
9. IV 1974 г.											
65	340	70	-0,242	-0,970	75**	76	-0,375	0,927	3		
56	150**	68	0,500	-0,966	45	64	0,407	0,914	3		
40	120	60	-0,707	0,707	5**	52	-0,588	-0,809	3		
70	345	72	-0,242	-0,970	75**	79	-0,276	0,961	3		
40	345	90	0,766	-0,643	255	40	0,000	1,000	3		

Таблица 3

Данные о механизме очага вулканических землетрясений в августе 1974 г., в. Ключевской

Время в очаге, ч мин	Координаты эпицентра, град		Глубина очага, км	M <sub>s</sub> 1,2	Напряжение сжатия		Напряжение растяжения		Промежуточное напря-		Класс точности
	с.ш.	в.д.			Азимут, град	ε, град	Азимут, град	ε, град	Азимут, град	ε, град	
14. VIII 1974 г.											
15 25	56 06	160 38	8±15	7,1	288	6	190	60	24		
16 01	56 04	160 37	0±10	8,0	190	6	280	23	85		
18 56	56 04	160 39	6±8	6,5	278	32	165	32	40		
23 47	56 04	160 35	4-6	6,8	330	6	68	50	234		
15. VIII 1974 г.											
02 49	56 02	160 41	2+6	7,0	186	6	284	50	90		
13 05	56 03	160 37	1+6	7,0	60	8	163	48	318		
23 16	56 02	160 38	2+8	7,2	314	50	50	4	142		
23 44	56 03	160 35	4+6	8,6	66	32	312	42	190		
16. VIII 1974 г.											
07 55	56 05	160 39	1+6	6,6	275	50	168	12	72		
08 08	56 04	160 38	0+1	7,7	320	32	75	32	197		
18 16	56 07	110 37	2+4	6,5	118	8	24	22	218		
19 27	56 06	160 37	1+2	6,0	124	14	30	14	256		
17. VIII 1974 г.											
11 16	56 03	160 37	0+2	8,5	194	50	96	7	360		
21 13	56 03	160 38	4+6	6,6	108	5	5	7	200		
22 18	56 05	160 35	4+6	5,8	308	58	60	14	158		
18. VIII 1974 г.											
18 45	56 04	160 33	2	6,1	348	52	250	6	157		
19. VIII 1974 г.											
03 05	56 03	160 40	4+3	7,4	202	28	310	28	76		
19 16	56 03	160 37	0	7,2	334	7	66	7	200		
21 19	56 01	160 35	0	6,8	154	14	243	6	360		
20. VIII 1974 г.											
10 46	56 07	160 38	0	7,0	125	4	217	30	25		

точ- жение	I плоскость разрыва						II плоскость разрыва				Класс точности
	ε, град	Азимут падения, град	ε, град	Компоненты подвижки		Азимут падения, град	ε, град	Компоненты подвижки			
				по па- дению	по про- стиранию			по па- дению	по про- стиранию		
14. VIII 1974 г.											
30	135	60	0,766	0,643	260	58	0,707	-0,701	1		
70	325	80	0,309	-0,851	235	72	0,174	-0,985	1		
40	310	90	0,766	0,643	220	40	0,000	-1,000	2		
40	150	62	0,707	-0,707	5	54	0,574	0,819	3		
15. VIII 1974 г.											
40	335	62	0,695	-0,719	220	54	0,574	0,819	3		
40	95	50	0,559	0,829	210	66	0,669	-0,743	2		
40	15	54	-0,616	0,782	260	60	-0,643	-0,766	1		
40	100	90	0,766	0,643	10	40	0,000	-1,000	1		
16. VIII 1974 г.											
37	320	50	-0,743	0,669	205	47	-0,559	-0,829	1		
40	290	90	0,766	-0,643	20	40	0,000	1,000	1		
68	350	80	0,375	0,927	70	72	0,122	-0,993	1		
70	170	90	0,342	0,940	80	70	0,000	-1,000	1		
17. VIII 1974 г.											
40	130	53	-0,588	-0,809	245	72	-0,695	0,719	1		
20	305	52	0,914	0,407	85	42	0,883	-0,470	1		
28	210	40	-0,669	0,743	85	65	-0,829	-0,559	3		
18. VIII 1974 г.											
38	285	54	-0,616	-0,788	40	60	-0,707	0,707	1		
19. VIII 1974 г.											
46	165	90	0,695	-0,719	255	46	0,000	11,000	2		
80	290	90	0,174	-0,985	20	80	0,000	1,000	1		
76	110	86	-0,208	-0,978	200	78	-0,070	0,998	3		
20. VIII 1974 г.											
60	165	66	0,342	0,940	265	72	0,407	-0,914	1		

Таблица 4

Данные о механизме вулканических землетрясений, предварявших Большое трещинное

Время в очаге, ч мин	Координаты эпицентра, град		Глубина очага, км	$K_{\phi 68}^{51,2}$	Напряжение сжатия		Напряжение растяжения		Напря- промежу
	с.ш.	в.д.			Ази- мут, град	$\epsilon$ , град	Ази- мут, град	$\epsilon$ , град	
28. VI 1975 г.									
11 14	55 41	160 14	0;5	9,8	180	30	84	30	310
11 51	55 39	160 08	5;10	9,6	353	42	216	42	106
12 45	55 41	160 13	0;5	10,7	342	10	80	30	228
16 15	55 42	160 13	10;15	9,9	330	36	96	36	210
29. VI 1975 г.									
15 08	55 38	160 14	10;15	10,8	186	2	95	42	276
17 02	55 43	160 12	5	9,6	130	8	40	8	268
22 28	55 42	160 17	5;10	10,6	350	24	90	40	224
30. VI 1975 г.									
14 31	55 42	160 13	0;5	10,2	175	32	70	22	316
1. VII 1975 г.									
04 07	55 42	160 16	0	9,6	5	6	270	36	98
2. VII 1975 г.									
01 49	55 40	160 10	0	9,8	187	20	287	20	54
07 10	55 39	160 16	10	11,0	166	4	76	16	280
07 34	55 41	150 15	10;20	11,5	162	3	72	45	254
13 00	55 41	160 14	5;10	9,5	214	32	332	32	94
3. VII 1975 г.									
21 52	55 38	160 14	0;5	10,5	303	35	207	6	108
4. VII 1975 г.									
09 53	55 43	160 16	0	10,1	130	4	34	50	224
21 36	55 40	160 14	0	9,5	100	3	190	18	360
6. VII 1975 г.									
23 13	55 41	160 16	0	9,5	300	60	36	8	133

Толбачинское извержение

женье точное	I плоскость разрыва				II плоскость разрыва				Класс точности
	$\epsilon$ , град	Азимут падения, град	$\epsilon$ , град	Компоненты подвижки по па- дению	Азимут паде- ния, град	$\epsilon$ , град	Компоненты подвижки по па- дению	по про- стиранию	
28. VI 1975 г.									
60	130	60	0,0	-1,0	220	90	0,50	0,87	2
24	285	24	0,0	-1,0	195	90	0,91	0,40	2
60	120	80	0,44	-0,90	25	64	0,24	0,97	2
30	300	90	0,87	-0,50	30	30	0,0	1,0	1
29. VI 1975 г.									
48	150	62	0,53	-0,85	40	64	0,53	0,85	1
80	355	90	0,17	0,98	85	80	0,0	-1,0	2
40	125	80	0,77	-0,54	20	42	0,26	0,97	1
30. VI 1975 г.									
50	120	50	-0,21	-0,98	215	80	-0,54	0,77	1
1. VII 1975 г.									
54	320	60	0,40	-0,92	220	70	0,56	0,83	1
2. VII 1975 г.									
60	325	90	0,50	-0,87	235	60	0,0	1,0	2
76	120	76	0,10	-0,99	30	84	0,24	0,97	1
45	125	58	0,71	-0,71	15	60	0,57	0,82	1
40	270	40	0,0	1,0	0	90	0,77	-0,54	2
3. VII 1975 г.									
55	350	70	-0,50	0,87	250	60	-0,37	-0,50	2
4. VII 1975 г.									
40	120	54	0,62	-0,79	340	60	0,70	-0,72	1
70	140	75	0,21	0,98	235	80	0,24	-0,97	1
6. VII 1975 г.									
30	5	46	-0,67	0,74	245	60	-0,74	-0,67	1

Таблица 5

Динамические параметры очага вулканических землетрясений по

Вулкан	Дата, магнитуда	Время в очаге, ч мин		К Ф68 S1,2
		ч	мин	
Мияке-сима, о-ва Идзу	5.V 1962, $M_{JMA} = 5,9$	11	11	
	26.VIII 1962, $M_{JMA} = 5,9$	06	48	
	29.VIII 1962, $M_{JMA} = 5,8$	22	36	
Бееренберг, о-в Ян-Майен	18.IX 1970, $m_b = 5,1$	02	06	
Алайд, Куриль- ские о-ва	17.VI 1972	08	20	9,7
	17.VI 1972	08	54	9,9
Тятя, Курильские о-ва	14.VII 1973, $M_{JMA} = 4,3$	01	15	
	14.VII 1973, $M_{JMA} = 4,6$	93	15	
Новые Толбачинские, Камчатка	2.VII 1975, $m_b = 4,7$	07	10	11,0
	2.VII 1975, $m_b = 4,8$	07	34	10,4

Таблица 6

Динамические параметры очага вулканических землетрясений по

Вулкан	Дата	Время в оча- ге, ч мин		Маг- ниту- да, $m_b$	Сей- смо- стан- ция	$f_0$ , Гц	$r$ , км	
		$V_p =$ 1,2 км/с						
Тори- шима, о-ва Идзу	12. XI 1965	17	52	6,2	PHC	0,08		
							YKC	
Беерен- берг, о-в Ян-Майен	18.IX 1970	02	06	5,1	FSG	0,12		
					SCB	0,05	9,5	
					FBC	0,05	9,5	
					SES	0,11	4,5	
Новые Тобачин- ские, Камчатка	2.VII 1975	07	10	4,7	ПТР	0,36		
	2.VII 1975	07	34	4,8	ПТР	0,36		

данным спектров поверхностных волн Релея

Сейсмо- станция	$S_0 \cdot 10^{-3}$ , см·с	$f_0$ , Гц	$M_0 \cdot 10^{23}$ , дин·см	$\bar{M}_0 \cdot 10^{23}$ , дин·см
MNT	7,3	0,033	200	
VIC	3,7	0,034	30	90
MBC	5,8	0,04	40	
ALE	6	0,033	80	
SCH	12	0,03	100	210
MNT	23	0,03	450	
ALE	3,7	0,044	27	
VIC	5,7	0,038	44	160
HAL	7,7	0,03	310	
SES	2,4	0,03	14	
SCB	5	0,04	21	39
FCC	3,9	0,03	81	
ПТР	5,5	0,08	0,94	0,94
ПТР	6,0	0,08	1,0	1,0
MAT	0,8	0,06	0,9	0,9
MAT	0,9	0,06	2,0	2,0
ПТР	19	0,16	1,5	1,3
ALE	15	0,07	1,0	
ПТР	15	0,20	1,2	
ALE	1,4	0,06	0,9	1,1

данным спектров продольных волн

$r$ , км		$M_0 \cdot 10^{24}$ , дин·см	$\bar{M}_0 \cdot 10^{24}$ , дин·см	$\Delta\sigma$ , бар	
$V_p =$ = 2,1 км/с	$V_p =$ = 4,2 км/с			I вар	II вар
9,2	18,4	51,0			
5,2	10,5	56,5	53,0	50	
6,1	12,2	52,5			
14,8		0,9			
14,8		0,1	0,43	3,0 100	
6,7		0,3			
2,2	4,3	0,20		0,16 2,8	
2,2	4,3	0,22		0,23 2,4	

Таблица 7

Динамические характеристики очагов вулканических землетрясений, чатка) по данным спектров Р-волн

Время в очаге, ч мин	$\Phi_{S1,2}$	Сейсмо-станция	$f_0$ , Гц	$S_0 \cdot 10^{-5}$ см·с
27. VI 1975 г.				
16 08	9,5	КРН	1,8	5
28. VI 1975 г.				
11 51	9,6	КРН	1,6	4
		КЛЧ	1,1	6
12 45	10,7	КРН	1,6	18
13 50	10,3	КРН	1,5	30
16 15	9,9	КЛЧ	1,2	12
		КРН	1,3	90
29. VI 1975 г.				
15 08	10,8	КЛЧ	1,0	23
30. VI 1975 г.				
14 31	10,2	КЛЧ	0,8	40
1. VII 1975 г.				
04 07	9,6	КЛЧ	1,8	6
		КРН	1,6	21
		ТПЛ	1,4	1,6
		БРГ	1,6	0,3
		АПХ	1,4	12
2. VII 1975 г.				
01 49	9,8	КРН	1,7	5,8
07 10	11,0	ПТР	0,36	220
07 35	11,5	ПТР	0,36	240
13 00	9,5	КЛЧ	0,6	21
4. VII 1975 г.				
09 53	10,1	КЛЧ	1,0	6,6
21 36	9,5	КЛЧ	1,0	5,4
		КРБ	1,1	2,0
		КЗР	1,2	22
		АПХ	1,0	26
		ТПЛ	1,3	0,6

предварявших Большое трещинное Толбачинское извержение (Кам-

$M_0 \cdot 10^{21}$ дин·см	$\bar{M}_0 \cdot 10^{21}$ дин·см	$r$ , км	$\Delta\sigma$ , бар	$\bar{\Delta\sigma}$ , бар
27. VI 1975 г.				
1,45	1,45	0,8	1,1	1,1
28. VI 1975 г.				
1,33	1,3	0,9	0,71	0,5
1,26		1,4	0,22	
5,2	5,2	0,9	2,8	2,8
8,7	8,7	1,0	3,8	3,8
2,5	2,6	1,3	0,5	0,6
2,6		1,2	0,76	
29. VI 1975 г.				
4,8	4,8	1,5	0,62	0,6
30. VI 1975 г.				
8,4	8,4	1,9	0,55	0,6
1. VII 1975 г.				
1,3		0,8	1,0	
4,0		0,9	0,44	
1,4	1,6	1,1	0,5	0,7
0,3		0,9	0,8	
1,5		1,1	0,5	
2. VII 1975 г.				
1,7	1,7	0,9	1,1	1,1
200	200	4,2	1,2	1,2
220	220	4,2	1,3	1,3
4,4	4,4	2,7	0,1	0,1
4. VII 1975 г.				
1,4	1,4	1,6	0,15	0,2
1,1		1,5	0,14	
0,8		1,4	0,13	
4,5	2,0	1,3	0,10	0,2
3,1		1,5	0,4	
0,5		1,2	0,15	

Таблица 8

Динамические параметры очага вулканических землетрясений продольных волн

Время в очаге, ч мин	Координаты эпицентра, град		Магнитуда		Сейсмо- станция	$f_0$ , Гц
	ю.ш.	з.д.	$M_s$	$m_b$		
13. VI 1968 г.						
07 34	0,31	91,5	5,2	5,3	MBC	0,10
					SES	0,11
15 45	0,34	91,3	5,0	4,8	MBC	0,14
15. VI 1968 г.						
04 20	0,36	91,44	5,1	5,4	MBC	0,12
13 15	0,30	91,4	4,8	5,2	MBC	0,14
17 40	0,27	91,6	4,9	5,0	MBC	0,11
					SES	0,11
21 25	0,30	91,7	4,8	5,2	MBC	0,11
					SES	0,07
16. VI 1968 г.						
00 31	0,30	91,6	4,8	5,0	MBC	0,12
					SES	0,11
03 47	0,31	91,42	4,9	4,9	MBC	0,12
					SES	0,11
10 12	0,30	91,44	4,8	4,6	MBC	0,09
					SES	0,10
13 00	0,60	92,7	4,8	4,7	MBC	0,12
					SES	0,13
16 20	0,20	91,45	4,8	4,7	MBC	0,13
					SES	0,11
23 11	0,40	91,8	4,7	4,6	MBC	0,18
					SES	0,12
17. VI 1968 г.						
02 15	0,50	91,71	4,8	4,7	MBC	0,13
04 28	0,26	91,47	4,8	4,5	MBC	0,11
10 34	0,50	91,67	4,6	4,8	MBC	0,13
14 55	0,30	91,5	4,8	4,9	MBC	0,16

вулкана Фернандина (Галапагосские острова) по данным спектров

$S_0 \cdot 10^{-4}$ , см·с	$M_0 \cdot 10^{24}$ , дин·см	$\bar{M}_0 \cdot 10^{24}$ , дин·см	$r$ , км	$\bar{r}$ , км	$\Delta\sigma$ , бар
13. VI 1968 г.					
9	5,9	5,8	15,0	14,3	0,87
8	5,6		13,7		
4,2	2,8		10,7		1,0
15. VI 1968 г.					
8	5,3		12,5		1,2
8	5,3		10,7		1,9
7,5	5,0	5,3	13,7	13,7	0,9
8,0	5,6		13,7		
5	3,3	3,4	13,7	17,5	0,3
5	3,5		21,2		
16. VI 1968 г.					
4,7	3,1	3,6	12,5	13,1	0,7
6	4,2		13,7		
6	4,0	4,4	12,5	13,1	0,9
7	4,9		13,7		
4,6	3,0	3,2	16,7	15,8	0,4
5	3,5		15,0		
5	3,3	3,3	12,5	12,0	0,8
5	3,4		11,5		
5	3,3	3,7	11,5	12,6	0,8
6	4,2		13,7		
2,8	1,8	2,0	8,3	10,4	0,8
3,2	2,2		12,5		
17. VI 1968 г.					
5	3,3		11,5		1,0
4,9	3,2		13,7		0,5
2,6	1,7		11,5		0,5
6,0	4		9,4		2,1

Таблица 8 (окончание)

Время в очаге, ч мин	Координаты эпицентра, град		Магнитуда		Сейсмо- станция	$f_0$ , Гц
	ю.ш.	з.д.	$M_s$	$m_b$		
17. VI 1968 г.						
17 37	0,41	91,6	4,7	5,1	MBC	0,06
22 06	0,50	91,38	4,7	4,6	MBC	0,13
18. VI 1968 г.						
00 09	0,40	91,6	4,6	4,8	SES	0,14
02 33	0,20	91,51	4,7	4,7	SES	0,13
03 53	0,40	91,5	4,6	4,6	SES	0,11
07 13	0,30	91,6	4,7	4,8	SES	0,13
10 30	0,30	91,6	4,7	4,7	SES	0,13
12 28	0,50	91,5	4,6	4,7	SES	0,16
14 43	0,30	91,5	4,6	5,0	SES	0,12

Примечание. Азимут на SES 345°, азимут на MBC 355°.  
Расстояние до SES 80°, расстояние до MBC 78°.

$S_0 \cdot 10^{-4}$ , см·с	$M_0 \cdot 10^{24}$ , дин·см	$\bar{M}_0 \cdot 10^{24}$ , дин·см	$r_s$ , км	$\bar{r}_s$ , км	$\Delta\sigma$ , бар
17. VI 1968 г.					
4,6	3		25		0,1
5	3,3		11,5		1,0
18. VI 1968 г.					
3,2	2,2		10,7		0,8
4,8	3,3		11,5		1,0
3,2	2,2		13,5		0,4
3,9	2,7		11,5		0,8
4	2,8		11,5		0,8
3	2,1		9,3		1,1
3,2	2,2		12,5		0,5

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. . . . .	3
Глава I	
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ СВЯЗЬ С ИЗВЕРЖЕНИЯМИ ВУЛКАНОВ	
1.1. Общие сведения о вулканических землетрясениях. Классификация вулканических землетрясений. . . . .	6
1.2. Динамика роя вулканических землетрясений и его соотношение с извержениями вулканов. Возможность прогноза извержений по сейсмическим данным. . . . .	9
Глава II	
МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЬЗОВАННЫХ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ	
2.1. Методика исследования механизма очага. . . . .	20
2.2. Методика реконструкции напряженного состояния региона. . . . .	21
2.3. Методика исследования динамических параметров очага. . . . .	23
2.4. Исходные сейсмологические материалы наблюдений. . . . .	28
Глава III	
ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ	
3.1. Механизм очага вулканических землетрясений. . . . .	35
3.2. Динамические параметры очага вулканических землетрясений. . . . .	48
Глава IV	
ВАРИАЦИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОЧАГА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ РОЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НАЧАЛА ИЗВЕРЖЕНИЯ	
4.1. Вариации динамических характеристик очагов вулканических землетрясений перед началом латеральных извержений вулканов. . . . .	58
4.2. Вариации динамических характеристик очагов вулканических землетрясений в период извержения вулкана центрального типа. . . . .	64
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. . . . .	66
ЛИТЕРАТУРА. . . . .	70
ПРИЛОЖЕНИЕ. . . . .	75

90 коп.

3114



Издательство «Наука»