

УДК 551.21.032

ГОРЕЛЬЧИК В. И., ЗОБИН В. М., ТОКАРЕВ П. И.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ВУЛКАНОВ

Введение

SEISMICITY OF VOLCANOES, by Gorel'chik V. I., Zobin V. M., and Tokarev P. I. This paper presents general characteristics of seismicity in the region of active volcanoes and offers a classification of volcanic earthquakes and their swarms. It is noted that eruption fissures are a determining factor in the nature of seismic activity preceding the lateral and central eruptions. Regularities in the distribution of volcanic earthquake foci in time and space are described citing examples of seismic regime in volcanic regions.

(Received November 26, 1986)

Institute of Volcanology, Far East Scientific Center, USSR Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, USSR

Вулканическая деятельность сопровождается различными геологическими, геофизическими и геохимическими явлениями. К наиболее распространенным из них относятся сейсмические события, которые получили название вулканических землетрясений. В отличие от тектонических землетрясений, связанных с тектоническими движениями блоков земной коры и верхней мантии, вулканические землетрясения связаны с зарождением и движением магмы на глубине, а также выходом ее на поверхность Земли. Так как вулканы всегда располагаются в тектонически активных областях с повышенной сейсмической активностью, возникает проблема разделения землетрясений на вулканические и тектонические. Это решается просто, когда землетрясения непосредственно связаны с извержениями вулканов и их очаги располагаются в пределах земной коры. Землетрясения, связанные с зарождением магматических очагов и движением магмы в верхней мантии, отличить от тектонических пока невозможно.

С тех пор как в 1888 г. в вершинной зоне вулкана Бандай в Японии были впервые проведены сейсмометрические наблюдения, прошло почти 100 лет. В настоящее время сейсмологическими исследованиями охвачены вулканы большей части земного шара, от наиболее северных вулканов Исландии до самого южного вулкана Эребус в Антарктике.

В Советском Союзе систематическое изучение вулканических землетрясений начато в 1946 г. в районе Северной группы вулканов на Камчатской вулканологической станции. К 1986 г. на Камчатке действуют два радиотелеметрических куста сейсмических станций, осуществляющих совместно с региональной сетью сейсмических станций контроль за большинством активных вулканов полуострова.

Ценные результаты получены при сейсмологических исследованиях извержений вулканов Безымянный в 1955—1956 гг., Шивелуч в 1964 г. [16, 17], механизма очага вулканических землетрясений [10] Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. [22, 23]. Накоплен [3—5] и подлежит обобщению детальный материал по сейсмичности Ключевской группы вулканов и извержениям 1974—1987 гг. крупнейшего базальтового вулкана Евразии — Ключевского.

В предлагаемой работе на основании данных, имеющихся в литературе и полученных в результате детальных сейсмологических исследований на вулканах Камчатки, приводятся энергетические, спектральные и пространственно-временные характеристики вулканических землетрясений, их механизм и связь с вулканическими явлениями.

Общая характеристика вулканических землетрясений

Разнообразие сейсмических явлений, сопровождающих вулканическую деятельность, привело к созданию ряда классификаций вулканических землетрясений в зависимости от глубины очага, характера записи, связи с различными стадиями деятельности вулкана и других признаков [16, 17, 24, 30]. Ни одна из классификаций не является универсальной для всех вулканов и типов извержений. Тем не менее в первом приближении вулканические землетрясения можно разделить на две крупные группы (рис. 1).

К первой группе относятся землетрясения, связанные с разрушением пород под действием напряжений, возникающих при перемещении магмы в земной коре и верхней мантии. По основным характеристикам они мало отличаются или совсем не отличаются от тектонических землетрясений. Их очаги лежат на глубинах от 0 и выше ур. моря до 60 км. Землетрясения с глубиной очага в среднем более 5 км соответствуют землетрясениям I типа, а с глубиной очага менее 5 км — землетрясениям II и III типов, по классификации П. И. Токарева [16].

Землетрясения этой группы используются для изучения деформаций и напряжений в земной коре и верхней мантии в районе вулканов, оконтуривания магматических очагов и подводящих каналов, прослеживания путей движения магмы, для прогноза места и времени и энергии извержений.

Ко второй группе относятся вулканические землетрясения, непосредственно связанные с самим процессом извержения — выходом магмы на поверхность Земли и взрывами в кратере вулкана (IV и V типы, по классификации П. И. Токарева [16]). Источник (очаг) этих событий располагается преимущественно на удалении не более 0,5÷1 км от активного кратера вулкана. Вулканические землетрясения второй группы (взрывные землетрясения, вулканическое дрожание) используются для изучения динамики и механизма извержений.

В настоящей статье мы будем рассматривать в основном землетрясения первой группы. Наибольшее их количество сосредоточено в земной коре в пределах первых 20—30 км глубины, и именно эти землетрясения определяют локальную сейсмичность отдельных вулканов и вулканических областей.

На основании опыта исследования вулканических землетрясений можно отметить следующие характерные особенности их проявления: а) тенденцию к возникновению групп и роев событий; б) локализацию очагов вулканических землетрясений в пределах малых объемов земной коры вблизи магматического очага и выводного канала вулкана, ведущую к существенному ограничению максимальной энергии вулканических землетрясений (максимальная магнитуда до 5,5÷6); в) высокую скорость развития сейсмического процесса; г) многократное повторение подвижек по одним и тем же трещинам и разломам, по которым происходит подъем магмы к поверхности.

Это приводит к возникновению целых семейств однотипных землетрясений с идентичной формой записи (например, при извержениях вулканов Усу в 1944—1945 гг. в Японии [31], Фернандина на Галапагосских островах в 1968 г. [29], Безымянный на Камчатке в 1955—1960 гг. [16] и др.).

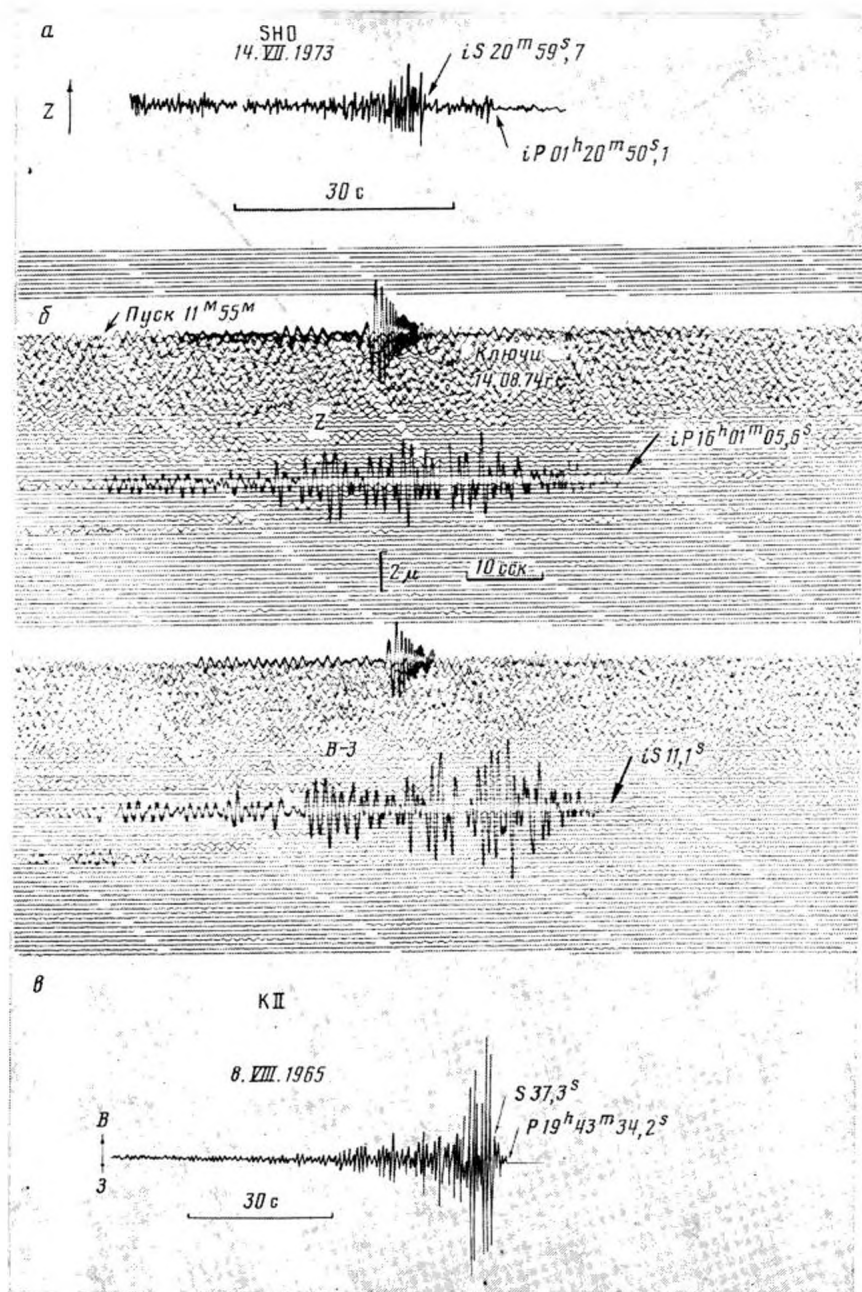


Рис. 1. Образцы записей вулканических землетрясений: а — вулканическое землетрясение I группы, глубина очага более 5 км (вулкан Тятя, о-в Кунашир, сейсмостанция Шикотан, эпицентрального расстояние 75 км); б — вулканическое землетрясение I группы, глубина очага менее 5 км; в верхней части сейсмограммы образец записи вулканического дрожания (II группа; вулкан Ключевской, Камчатка, сейсмостанция Ключи, эпицентрального расстояние 27 км); в — взрывное землетрясение II группы (вулкан Карымский, Камчатка, сейсмостанция Карымская, эпицентрального расстояние 3 км)

По характеру проявления во времени, пространственному положению и связи с деятельностью вулканов в вулканических областях (в частности, на Камчатке) выделено пять основных типов роев землетрясений [18].

Рои I типа предваряют центральные (терминальные) извержения андезитовых вулканов. Они состоят преимущественно из поверхностных вулканических землетрясений (II и III типа, по классификации П. И. Токарева), эпицентры которых лежат на удалении примерно $3 \div 5$ км от кратера, а очаги — на глубине $0 \div 5$ км и выше ур. моря, в теле вулканической постройки. В зависимости от глубинного строения зон питания андезитовых вулканов возможны землетрясения с глубиной очага 10—15 км. Предельный (максимальный) энергетический класс землетрясений роя равен $K_{\text{пред}} = 12,0 \pm 0,5$. Длятся такие рои с $K \geq 7,0$ $3 \div 5$ нед, а с $K \geq 9$ — $7 \div 10$ дней. Землетрясения роя связаны с непрерывным ростом давления в верхней части выводящего канала перед извержением. При этих роях суммарная энергия E_N , частота N и максимальный энергетический класс землетрясений K^{max} возрастают непрерывно и монотонно и максимальных значений достигают в момент извержения.

Рои II типа предваряют побочные (латеральные) извержения базальтовых и андезитовых вулканов. В этих роях также преобладают поверхностные землетрясения II и III типов, но иногда происходят и землетрясения I типа. Эпицентры землетрясений лежат на удалении $3 \div 10$ км от места образования нового кратера, а очаги — на глубине не более $10 \div 20$ км (в основном на глубине $0 \div 5$ км). Рои землетрясений вызваны внедрением магмы и образованием на глубине трещин, по которым магма поднимается к поверхности Земли. Перед побочными извержениями центральных стратовулканов рои землетрясений длятся 1—10 сут, а $K_{\text{пред}} = 11,0 \pm 0,5$. В этих роях E_N , N и K^{max} сначала резко возрастают и, достигнув максимума, начинают постепенно уменьшаться, а за несколько часов перед прорывом побочного кратера землетрясения с $K \geq 6,0$ прекращаются. Перед извержениями очень жидких базальтовых магм в рифтовых зонах, вблизи щитовых и трещинных вулканов рои землетрясений могут длиться часы или десятки минут, а предельная энергия землетрясений может быть значительно меньше указанной выше.

На рис. 2 проиллюстрирован ход развития сейсмической активности для I и II типов роев землетрясений, предваряющих извержения вулканов. Характер проявления сейсмической активности достаточно стабилен, что позволяет использовать рои вулканических землетрясений для прогноза извержений вулканов [16, 17, 19].

Рои III типа сопровождают извержения вулканического типа. Они состоят из землетрясений IV (взрывного) типа. Очаги землетрясений лежат на глубине не более 500 м от дна активного кратера, а эпицентры — в кратере вулкана. Их частота N , энергия E_N и K^{max} изменяются в зависимости от интенсивности извержения и силы отдельных взрывов [21].

Рои IV типа происходят во время и в конце извержений, а также после их прекращения. Они могут состоять из вулканических землетрясений I—III типов с глубиной очага 0—30 км и эпицентрами на удалении до 10—20 км и даже более от активного кратера вулкана. Такие рои отражают постепенную разрядку напряжений, возникших при перемещении магмы до и во время извержения (просадку кровли над периферическим магматическим очагом, обрушение стенок кратера, отток магмы в трещины и т. п.). E_N , N и K^{max} обычно максимальны в начале роя и со временем постепенно уменьшаются. Длятся рои от нескольких часов до нескольких месяцев.

Рои V типа непосредственно с извержениями вулканов не связаны и происходят вблизи как активных, так и потухших вулканов. Иногда

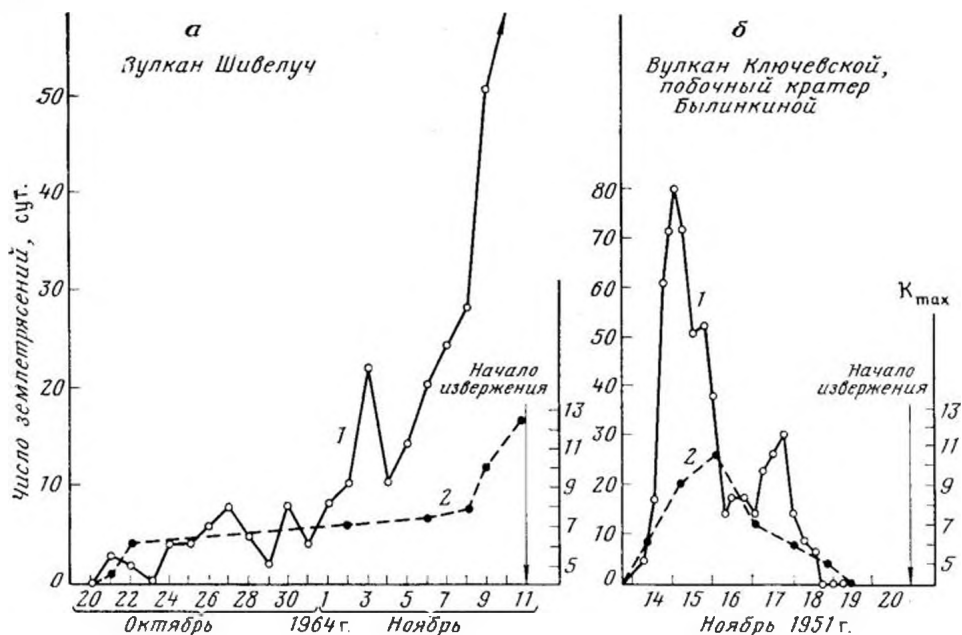


Рис. 2. Образцы развития роев вулканических землетрясений I и II типов, предваряющих извержения вулканов: а — I тип, рой вулканических землетрясений, предваривший центральное извержение вулкана Шивелуч, Камчатка, 1964 г.; б — II тип, рой вулканических землетрясений, предваривший побочное (латеральное) извержение вулкана Ключевского, Камчатка, 1951 г.; 1 — число землетрясений/сут; 2 — максимальный энергетический класс

подобные рои происходят в районах затухающего вулканизма, вдали от вулканов. Рои состоят из вулканических землетрясений I типа. Их очаги лежат на глубинах 5÷40 км, а эпицентры — в пределах морфологически выраженной вулканической постройки. Предельный энергетический класс землетрясений роя может достигать $K=12,0$. Длятся такие рои от нескольких часов до нескольких суток и даже месяцев. Иногда в одном и том же месте рои землетрясений повторяются многократно в течение нескольких лет с перерывом между ними в несколько месяцев или лет. Развитие этих роев во времени в общих чертах подобно развитию роев II типа.

Механизм и очаговые параметры вулканических землетрясений

Как показали работы советских и зарубежных авторов [9, 10, 28, 32], механизм очага достаточно сильных вулканических землетрясений (начиная с девятого энергетического класса) подобен механизму очага тектонических землетрясений такой же силы, т. е. и тектонические, и вулканические землетрясения происходят в результате сдвигового перемещения пород в недрах Земли. Квадрантное распределение знаков смещений в первых вступлениях P -волн, соответствующее источнику типа двойного диполя без момента, наблюдалось для землетрясений вулканов Шивелуч, Новые Толбачинские (Камчатка), Мияке-Сима, Усу (Япония), Сент-Хеленс (США) и др.

При изучении механизма очага вулканических землетрясений, предварявших ряд побочных извержений (вулканы Ключевской, Новые Толбачинские, Тятя, Мияке-Сима и др.), было обнаружено, что направление одной из возможных поверхностей разрыва в очагах землетрясений совпадает или близко к простиранию возникающей при побочных изверже-

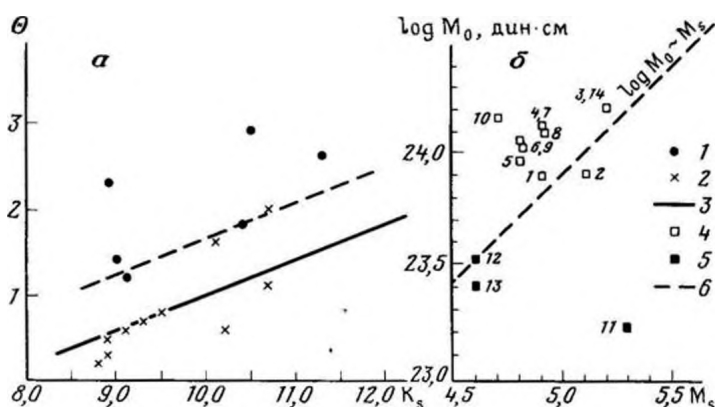


Рис. 3. Соотношение очаговых параметров вулканических землетрясений, связанных с центральными и латеральными извержениями вулканов: а — зависимость параметра $\theta = K_s - K_p$ от энергетического класса K_s для вулканических землетрясений: 1 — для латеральных, 2 — для центральных извержений вулкана Аланд; 3 — корреляционная зависимость θ от K_s для тектонических землетрясений, по С. А. Федотову; б — соотношение сейсмического момента и магнитуды для сильных вулканических землетрясений: 4 — при центральных извержениях вулканов; 5 — при латеральных; 6 — линии разграничения (проведены условно). Номера точек соответствуют нумерации в табл. 2 [11]

ниях эруптивной трещины, на которой образуются новые побочные конусы [10]. Это обстоятельство позволило отождествить очаги относительно сильных вулканических землетрясений с трещинами, формирующимися в процессе подготовки побочных извержений, по которым в земной коре осуществляется подъем магмы к поверхности Земли. Было высказано предположение, что характеристики очагов сильных вулканических землетрясений и особенности развития роев вулканических землетрясений зависят от специфики формирования эруптивных трещин вулканов.

Так, на основании оценок очаговых параметров сильных вулканических землетрясений (сейсмического момента, размеров очага, сброшенного напряжения), проведенных по спектральным характеристикам объемных и поверхностных волн, было показано, что очаги вулканических землетрясений характеризуются более интенсивным длиннопериодным излучением по сравнению с тектоническими землетрясениями той же магнитуды. Это нашло отражение в относительно повышенных значениях сейсмических моментов очагов вулканических землетрясений [10]. В рамках представлений об очагах вулканических землетрясений как подвижках в пределах эруптивной трещины это означает, что формирование очагов вулканических землетрясений происходит в результате подвижек более «гладких» бортов трещины, чем при среднем тектоническом землетрясении. Оцененные по спектрам P -волн размеры очагов сильных вулканических землетрясений, возникающих при подготовке побочных извержений, сопоставлялись с протяженностью эруптивных трещин, выходящих на поверхность в процессе этих извержений. Как оказалось, во всех случаях (было рассмотрено пять извержений вулканов: Мияке-Сима, 1962; Беерсберг, 1970; Аланд, 1972; Тятя, 1973; Новые Толбачинские, 1975) длина эруптивной трещины на поверхности не превышает размеров очага землетрясения. Протяженность разрыва в очаге землетрясения является, по-видимому, определенным ограничителем размеров трещины [10].

Далее, при сопоставлении спектральных характеристик волн, излучаемых землетрясениями, связанными с центральными и побочными извержениями, было получено, что в первом случае (т. е. при центральных извержениях) очаги землетрясений характеризуются более интен-

сивным длиннопериодным излучением и относительным преобладанием интенсивности продольных волн [11]. Проиллюстрируем эти факты на примере двух классов роев вулканических землетрясений вулкана Алаид (рис. 3, а) и ряда сильных землетрясений вулканов мира (рис. 3, б). На рис. 3, а видно, что параметр $\theta = K_s - K_p$ (K_s и K_p — энергетические классы, оцененные по интенсивности излучения поперечных и продольных волн) существенно выше при равном классе K_s для роя землетрясений, связанных с латеральным извержением вулкана Алаид 1972 г., по сравнению с роем землетрясений центрального извержения того же вулкана в 1981 г. Рисунок 3, б демонстрирует наличие повышенных величин сейсмических моментов при фиксированной магнитуде для роев землетрясений при центральных извержениях ряда вулканов мира. Различия уровня излучения различного типа сейсмических волн при землетрясениях побочных и центральных извержений в статье [11] интерпретируется как следствие различного способа формирования магистрального разрыва — очага землетрясения. Предполагается, что при центральных извержениях может происходить «оживление» уже существовавшей эруптивной трещины, а при латеральных извержениях — заложение новой. В этом случае разрыв по уже существующей трещине будет происходить более «гладко», что приведет к формированию более интенсивного длиннопериодного излучения.

Пространственно-временные характеристики проявления сейсмичности вулканов

Пространственное распределение очагов землетрясений в районе вулкана или группы вулканов обусловлено конкретной геолого-структурной обстановкой и глубинным строением зон магматического питания.

Размеры эпицентральных областей, в которых проявляется сейсмическая активность того или иного вулкана, составляют по площади десятки, первые сотни квадратных километров. Землетрясения в большинстве случаев локализованы вокруг активного кратера или будущего нового эруптивного центра, что позволяет прогнозировать место извержения. Иногда очаги землетрясений мигрируют вдоль системы приповерхностных разломов в направлении перемещения магмы. Такие явления наблюдаются на вулкане Килауэа на Гавайских островах [25], в Исландии на вулкане Крафла, где магма из кальдеры вулкана может перетекать в горизонтальном направлении на расстояние до 65 км [26]. Сейсмоактивные области в таких случаях имеют форму, вытянутую в каком-то одном направлении, а новые центры извержений возникают в головной части фронта сейсмической активности. Сейсмичность группы активных и потухших вулканов, образующих так называемые долгоживущие вулканические центры с единой системой питающих магматических очагов [14], складывается из совокупности сейсмоактивных зон, существующих в пределах центра, и может охватывать территорию в несколько тысяч квадратных километров.

В качестве примера остановимся несколько подробнее на особенностях сейсмичности района Ключевской группы вулканов, или Ключевского долгоживущего вулканического центра. Ключевской вулканический центр объединяет около 20 крупных вулканических аппаратов четвертичного возраста [13] и характеризуется наивысшей активностью вулканических процессов в новейшее и современное время. Как видно из карт эпицентров на рис. 4, основная сейсмичность в земной коре в районе Ключевской группы вулканов сосредоточена в нескольких сейсмоактивных зонах, выделяемых по сгущениям эпицентров [3]. Положение сейсмоактивных зон контролируется размещением вулканов, в первую очередь действующих: Ключевского (Центральная зона вокруг

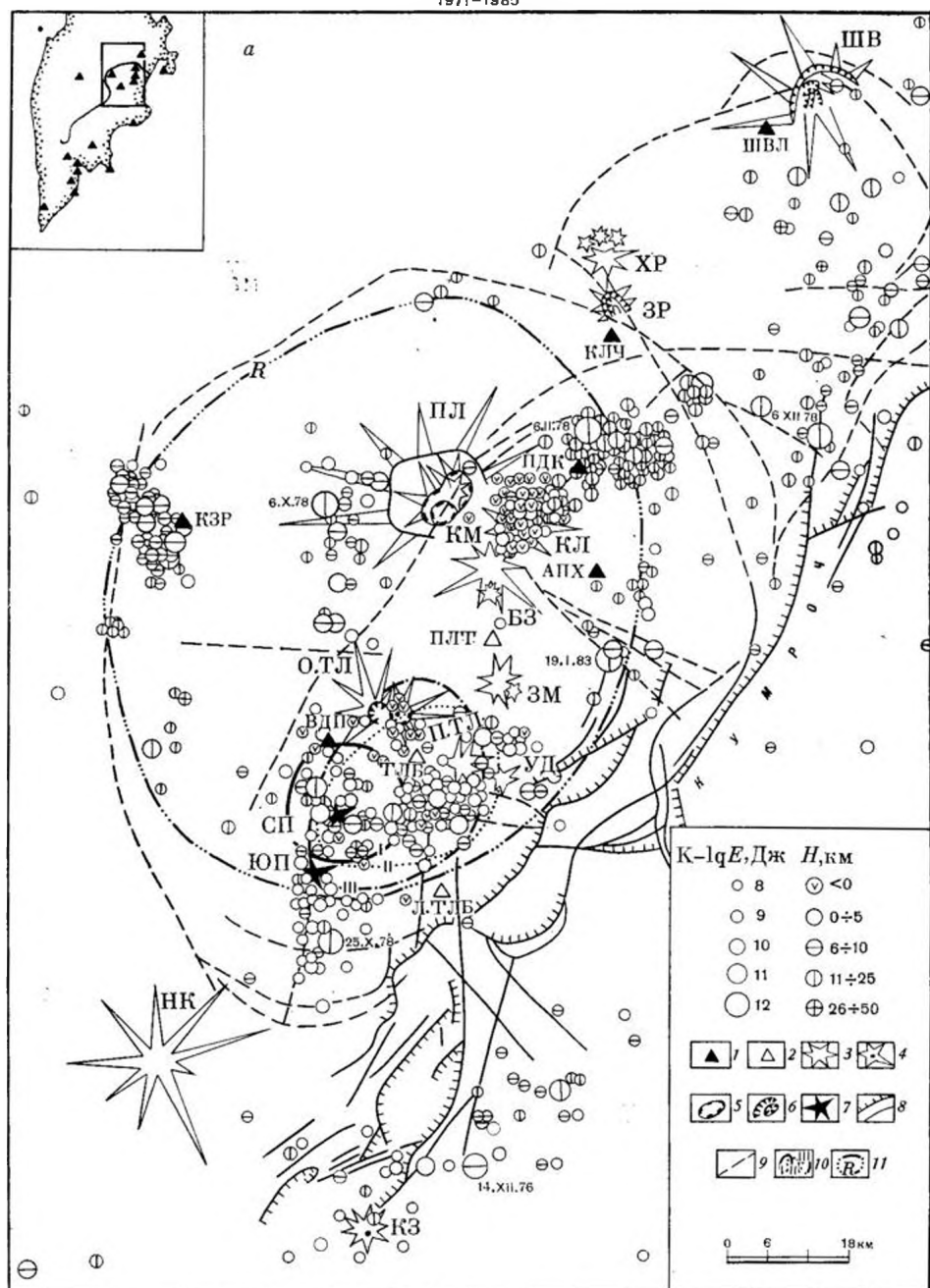


Рис. 4, а

вершинного кратера), Безымянного (Безымянная зона) и Плоского Толбачика (Толбачинская зона), а также структурными особенностями района — разломами северо-восточного и северо-западного простирания (зоны вблизи сеймостанций Подкова, Апахончич, Козыревск, см. рис. 4).

Сейсмичность зон, в которых расположены вулканы, непосредственно связана с вулканической деятельностью. При этом обнаруживается несколько различный характер распределения землетрясений по глубине под вулканами с различным строением зон питания и соответствен-

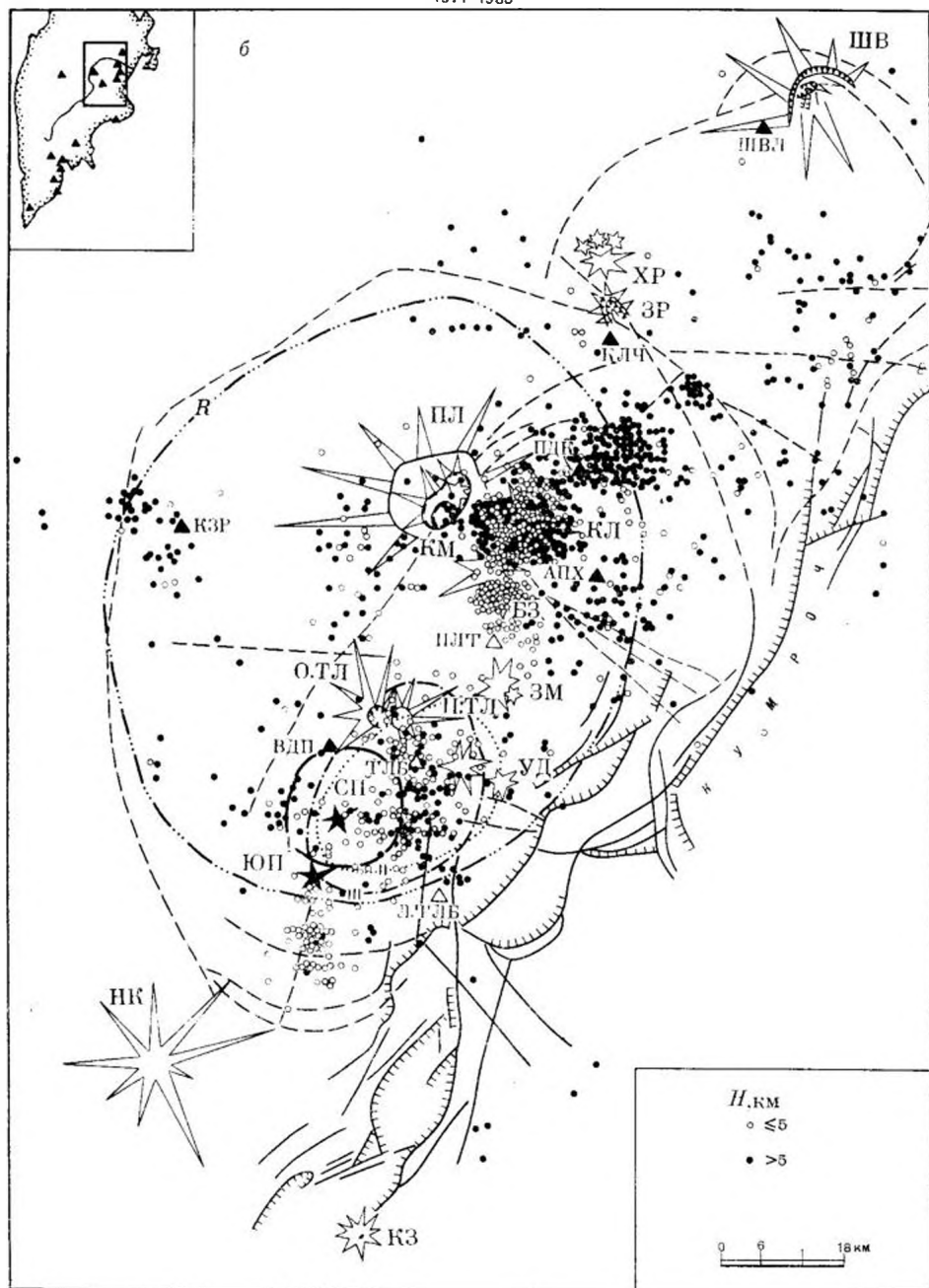


Рис. 4. Карты эпицентров землетрясений с $H \leq 30$ км, $K \geq 7,5$ (а) и $K < 7,5$ (б) для района Ключевской группы вулканов за 1971–1985 гг. Сейсмические станции: 1 — постоянные, 2 — временные; 3 — потухшие вулканы: ХР — Харчинский, ЗР — Заречный, ПЛ — Ближний и Дальний Плато, КМ — Камень, ЗМ — Зимны, УД — Удины, О. ТЛ — Острый Толбачик, НК — Николка; 4 — действующие вулканы: ШВ — Шивелуч, КЛ — Ключевской, БЗ — Безымянный, П. ТЛ — Плато Толбачик, КЗ — Кизимен; 5 — кальдеры; 6 — кратеры вулканов; 7 — Северный (СП) и Южный (ЮП) Прорывы БТТИ; тектонические нарушения: 8 — установленные, 9 — предполагаемые; 10 — контуры эпицентральных областей роев землетрясений, предварявших образование конусов Северного и Южного Прорывов БТТИ: I — с 27.VI по 5.VII.1975 г., II — с 2 по 17.VIII.1975 г., III — с 1 по 17.XI.1975 г.; 11 — контур области, под которой предполагается существование системы магматических промежуточных очагов, питающих Ключевскую группу вулканов

по разным химическим составом лав, а также различный характер временных соотношений сейсмичности с вулканической активностью на разных по глубине структурных этажах земной коры.

В зонах проявления современного базальтового вулканизма (Центральная зона, в которой происходят вершинные и побочные извержения Ключевского вулкана; Толбачинская зона, охватывающая кроме вулкана Плоский Толбачик область развития юго-западных шлаковых конусов, где время от времени возникают трещинные извержения) сейсмическая активность наблюдается во всем интервале глубин от 0 до 30 км. В верхних горизонтах земной коры, на глубинах менее 5 км, наибольшее количество землетрясений возникает главным образом при подготовке (краткосрочные предвестники) и во время извержений. В остальные периоды уровень сейсмичности на этих глубинах очень низок. В средних и нижних горизонтах земной коры под Центральной и Толбачинской зонами сейсмическая активность обнаруживает корреляцию не только с извержениями, но и более глубокую связь с вулканическим процессом в целом, включая процессы в магматическом канале и очаге или системе очагов [3, 12, 22]. Землетрясения с глубиной очага более 5 км могут происходить при любом состоянии вулкана, но преобладающее их число регистрируется, как правило, в периоды между извержениями, предвещая усиление извержения вершинного кратера или побочные извержения за время от нескольких месяцев до года (среднесрочные предвестники) [5].

В зоне проявления андезитового вулканизма, на вулкане Безымянный, сейсмическая активность, связанная с ростом и разрушением экструзивного купола, в последние 15 лет была относительно невысокая ($K_{\max}=8$) и сосредоточена на небольшой глубине, в основном выше ур. моря (см. рис. 4, б). Землетрясения с глубиной очага более 5 км под вулканом редки. Вероятный нижний предел глубины очагов землетрясений в земной коре здесь, по-видимому, ограничен кровлей крупного, размером 10×16 км, магматического очага, устанавливаемого, по данным ГСЗ, в интервале глубин 10—20 км [1]. Так же как и на вулкане Ключевской, поверхностная сейсмическая активность вокруг вулкана Безымянный обычно предвещает и сопровождает извержения.

В других сейсмоактивных зонах Ключевского центра, удаленных от кратеров действующих вулканов на расстояние до $20 \div 30$ км и более, поверхностных землетрясений немного, преобладают события с глубиной очагов $10 \div 20$ км. В основном они проходят без видимой связи с извержениями, но при некоторых крупных извержениях может наблюдаться повышение уровня сейсмической активности в пределах всего вулканического центра. Так, при подготовке и развитии Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) в июне—сентябре 1975 г. площадь, захваченная сейсмическими подвижками, первоначально составляла ~ 400 км². Во время и после извержения этого одного из крупнейших извержений нашего века произошло оживление на территории около 5000 км² (контур R на рис. 4) [22, 23]. Расширение сейсмичности по площади происходило дважды: в 1975—1976 гг. и в 1976—1978 гг. [23]. Скорость распространения сейсмической активности в стороны от района извержения оценивается в $1,95 \pm 0,35$ км/мес¹. По-видимому, в процесс Толбачинского извержения были вовлечены не только магматические очаги под Северным и Южным Прорывами и Плоским Толбачиком, но и вся система очагов, питающих Ключевскую группу вулканов, существование которой предполагается в нижних горизонтах коры или в слое, переходном от коры к мантии. В результате извержения, при котором был образован покров площадью около 36 км², очевидно, возникли деформации и растрескивание кровли над промежуточными оча-

¹ Расчеты выполнены аспирантом МГУ А. С. Коповым.

$A_{\mu}(T=0,8-1,1\text{с})$

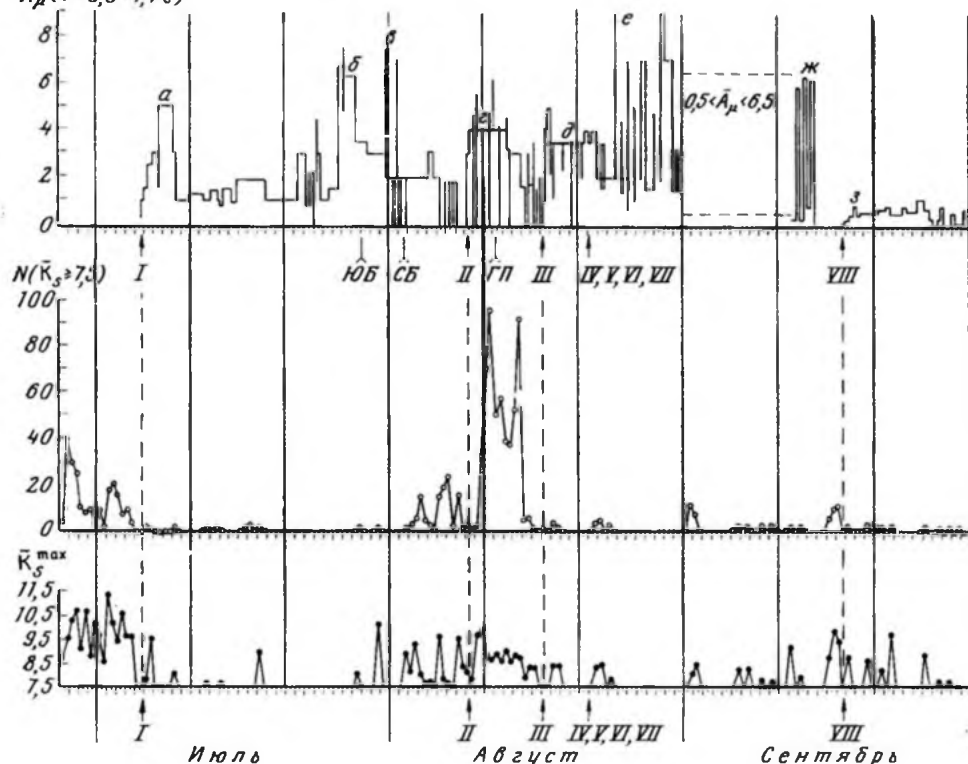


Рис. 5. Графики изменения во времени средней амплитуды A вулканического дрожания на сейсмостанции Толбачик, числа N землетрясений с $K \geq 7,5$ за период с 27.VI по 30.XI.1975 г. Стрелками показано время образования конусов извержения; ЮБ, СБ и ГП — прорыв Южной и Северной боков I конуса и главного потока II конуса

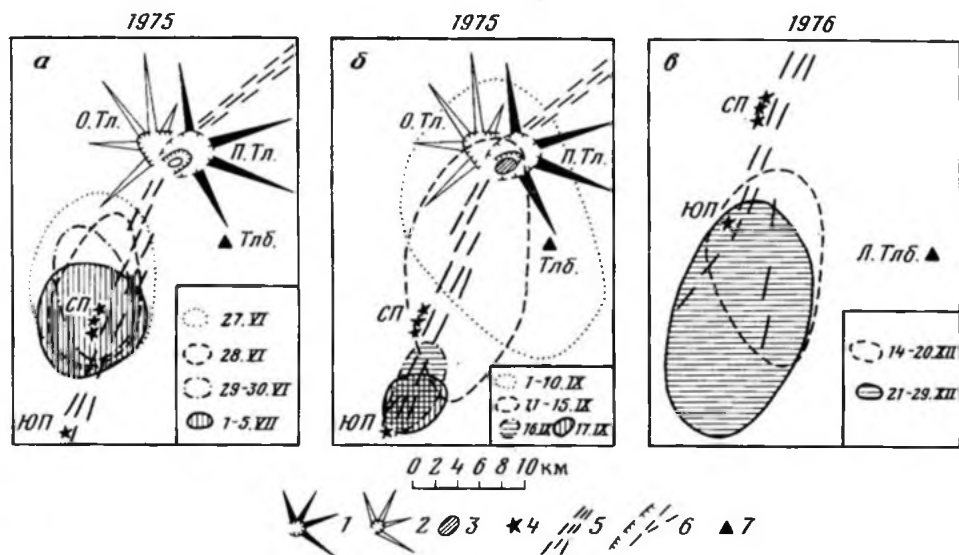


Рис. 6. Положение эпицентральных зон роев землетрясений БТН относительно центров извержений и их развитие в пространстве в процессе роя: 1 — действующие вулканы; 2 — потухшие вулканы; 3 — провал в кратере Плоского Толбачика; 4 — центры извержений; 5 — зона развития ареального вулканизма; 6 — тектонические нарушения; 7 — сейсмические станции

гами, что привело к распространению сейсмической активности на весь район Ключевской группы вулканов.

Временные соотношения между вулканическими и сейсмическими явлениями. Для каждого конкретного вулкана выделяются периоды покоя, подготовки и развития извержения, которым соответствуют определенные характеристики сейсмической активности. На рис. 5 показано изменение некоторых характеристик сейсмической активности при подготовке и развитии БТТИ [23]. За несколько суток до образования крупных конусов Северного и Южного Прорывов в месте их возникновения происходили рои землетрясений, по развитию которых во времени и в пространстве были успешно предсказаны начало извержения и его дальнейший ход [23]. Сильная эксплозивно-эффузивная деятельность Северного Прорыва сопровождалась интенсивным вулканическим дрожанием и взрывными землетрясениями. Изменение амплитуды вулканического дрожания (см. рис. 5) отражало перестройку динамического режима извержения [23]. Нарастание эксплозивной активности в начале извержения сопровождалось увеличением амплитуды дрожания. Когда помимо эксплозивной деятельности началось излияние лавы, появилось дрожание с резкими перепадами амплитуды колебаний (от 0,2 до 5÷6 мкм на расстоянии 13 км от активного кратера). Монотонное, в течение 479 дней, излияние лавы на Южном Прорыве сопровождалось умеренным вулканическим дрожанием при почти полном отсутствии землетрясений.

Различие в механизме извержений может сказываться на пространственно-временном развитии сейсмической активности в районе вулкана. На рис. 6 показано положение эпицентральных зон роев землетрясений, происходивших накануне образования Северного и Южного Прорывов в июне — июле и сентябре 1975 г. и после завершения извержения в декабре 1976 г., относительно центров извержений и изменение положения этих зон в пространстве в процессе каждого роя. Во время подготовки Северного Прорыва эпицентральные области на всех стадиях развития роя располагались вокруг конусов Северного Прорыва. В рое, предвзявшем образование Южного Прорыва (см. рис. 6, б), наблюдалось смещение эпицентральных областей в направлении на юго-запад от кратера Плоского Толбачика и Северного Прорыва. Южный Прорыв возник на юго-западной окраине предвзяющего роя. Предполагается [23], что Северный Прорыв образовался в результате подъема магмы к поверхности из нижних горизонтов коры или слоя, переходного от коры к мантии, где располагаются магматические очаги, питающие Плоский Толбачик и зону шлаковых конусов, в которой произошло БТТИ. В случае Южного Прорыва внедрение базальтов происходило не снизу вверх, а шло под уклон из района Северного Прорыва по трещинам, рост которых сопровождался роем землетрясений. После окончания Толбачинского извержения, в декабре 1976 г., возник рой землетрясений, вероятно, связанный с внедрением магмы дальше на юг от Южного Прорыва. И снова области эпицентров этого роя (см. рис. 6) обнаружили смещение одна относительно другой с северо-востока на юго-запад в направлении предполагаемого внедрения.

Таким образом, пространственно-временные характеристики распределения сейсмичности в районе вулканов содержат информацию о месте, времени, механизме извержений, а также о глубинном строении зон питания вулканов.

Параметры сейсмического режима

Параметры сейсмического режима вулканов и вулканических центров обладают рядом особенностей, обусловленных характером проявления сейсмичности, связанной с вулканической деятельностью.

Сейсмическая активность. Распределение сейсмической активности, как и распределение очагов вулканических землетрясений, носит локальный характер.

На рис. 7 приведены карты сейсмической активности, построенные для района Ключевской группы вулканов в периоды задолго до (1971—26.VI.1975 гг) и во время подготовки и развития БТТИ (27.VI—17.IX.1975 г.). В качестве меры сейсмической активности была выбрана активность A_8 , соответствующая числу землетрясений восьмого энергетического класса, происходящих в год на площади 100 км^2 [7].

Как видно на рис. 7, сейсмическая активность A_8 в районе извержения в июне—сентябре 1975 г. увеличилась по сравнению с периодом покоя на три порядка. Максимальные значения A_8 были сосредоточены в радиусе 10 км от конусов Северного и Южного Прорывов. При этом убывание сейсмической активности до фоновых значений происходило резко, на расстоянии всего 20—25 км.

Графики повторяемости вулканических землетрясений. Для землетрясений с глубиной очага 10—30 км долговременные значения угла наклона графика повторяемости $\gamma=0,4\text{--}0,5$, т. е. примерно такие же, как и для тектонических землетрясений [7, 17]. Для землетрясений, происходящих в верхних горизонтах земной коры и в вулканической постройке, коэффициент γ варьирует в широких пределах, от 0,5—0,6 до 1,5—2,5, что связано с резкой неоднородностью физических свойств пород и изменчивостью поля напряжений вблизи вулкана. Эти данные хорошо согласуются с экспериментальными исследованиями процессов разрушения, при которых выявлена прямая связь между величиной γ и степенью неоднородности образцов [2].

В целом для сейсмического режима активных вулканических областей, где преобладает роевая сейсмичность с большим количеством поверхностных и относительно слабых событий, характерны повышенные средние значения наклона графика повторяемости по сравнению с тектоническими районами.

Величина коэффициента γ изменяется в пространстве и во времени в зависимости не только от физических свойств земной коры, но и от характера процессов, происходящих в сейсмоактивных зонах под вулканом и в пределах всего вулканического центра.

Резкие площадные изменения наклона графика повторяемости отмечались в различных сейсмоактивных зонах, возникших в ходе Толбачинского извержения. Среднее значение γ для района Ключевской группы вулканов, подсчитанное по землетрясениям с $K \geq 7,5$ за период подготовки и развития БТТИ (27.VI—17.IX.1975 г.), составляло 0,7 [7]. В районе извержения в это время существовали зоны пониженных (0,4—0,5) и повышенных (1,2—2,5) относительно среднего для всего района значений γ [6] (рис. 8). Пониженные значения γ соответствовали району Северного и Южного Прорывов, где в период образования новых вулканов напряжение возрастало. Высокие значения γ отмечались в районе вулкана Плоский Толбачик, где шло обрушение вершинного кратера в результате оттока магмы и падения напряжения в магматическом очаге под вулканом.

Во многих роях вулканических землетрясений, предвещавших извержение вулкана Шивелуч в 1964 г. [20], прорыв побочных кратеров им. Б. И. Пийпа на Ключевском вулкане в 1966 г., образование Северного и Южного Прорывов БТТИ в 1975 г. [7], подводное дацитовое извержение в зоне рифа Куракоа в 1973 г. [27] и др., отмечено понижение величины γ перед возникновением наиболее сильного землетрясения в рое.

Графики повторяемости взрывных землетрясений имеют нелинейную форму. По данным наблюдений на вулкане Карымский [17—19] было установлено, что зависимость $N(K)$ в двойном логарифмическом мас-

1971 - 26. VI. 1975

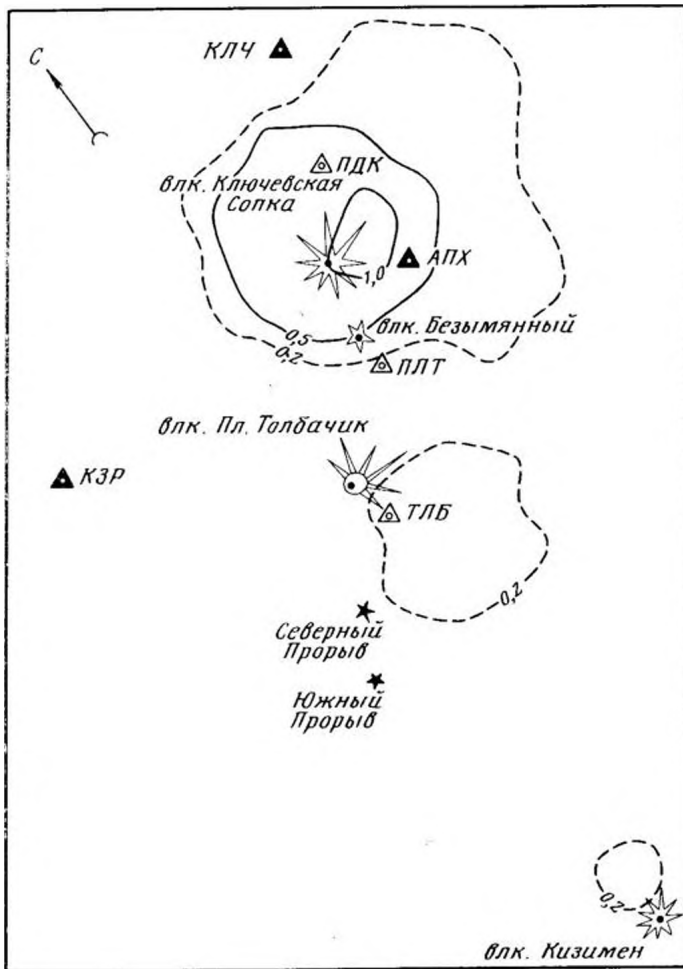


Рис. 7

штабе наилучшим образом аппроксимируется параболой. Параболическая форма графиков повторяемости взрывных землетрясений с максимумом при определенных значениях энергетического класса и резкое их отличие от графиков повторяемости тектонических и вулканических землетрясений объясняется тем, что взрывные землетрясения связаны не со сдвиговыми движениями пород в очаге, а со взрывами газов в канале вулкана. Наличие максимума на графике указывает, что в жерле вулкана при определенной скорости поступления вещества (магмы или газов) из глубины создаются оптимальные условия для возникновения взрыва и чем больше отклонения от этих условий, тем меньше вероятность взрыва.

Параметр плотности сейсмогенных разрывов $K_{ср}$ введен в сейсмологическую практику сравнительно недавно [15] как модификация концентрационного критерия разрушения твердых тел, величина которого определяется отношением среднего расстояния между трещинами к их средней длине в некотором сейсмоактивном объеме [8].

Значения параметра плотности сейсмогенных разрывов, рассчитанные за период с 27.VI по 17.IX 1975 г. для районов Северного и Южного Прорывов БТТИ и для кратера Плоского Толбачика лежат в пределах 5—10 [6], т. е. близки к аналогичным оценкам, полученным в лабора-

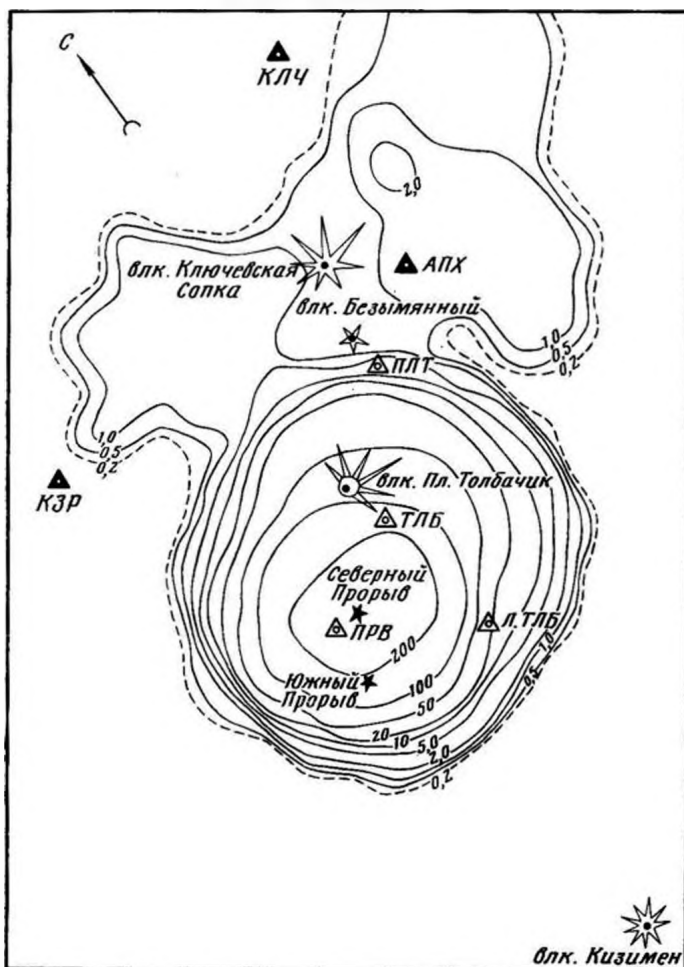


Рис. 7. Карты сейсмической активности A_8 для района Ключевской группы вулканов за периоды с 1971 по 26.VI.1975 г. и с 27.VI по 17.XI.1975 г. ПДК — Подкова; АПХ — Апахончич; ПЛТ — Платина; ТЛБ — Толбачик; КЗР — Козыревск; ПРВ — Прорыв; КЛЧ — Ключи

торных условиях для некоторых модельных материалов и горных пород [8], а также перед сильными землетрясениями Камчатки [15].

Было показано, что, как и при сильных тектонических землетрясениях, макроразрушение среды, происходящее при образовании магмоподводящих каналов на Северном и Южном Прорывах БТТИ или при обрушении вершинной кальдеры Плоского Толбачика, предваряется и сопровождается накоплением разрывов в некотором объеме горных пород. Это приводит к формированию в местах разрушения зон пониженных значений $K_{ср}$. Как и области повышенной сейсмической активности A , зоны пониженных значений параметра плотности сейсмогенных разрывов на вулканах характеризуются более локальными размерами по сравнению с аналогичными зонами в тектонически активных районах.

Заключение

Основными особенностями сейсмичности, связанной с магматической деятельностью, имеющей выход на поверхность (извержения вулканов), или интрузивной, являются: локальный и преимущественно роевой ха-

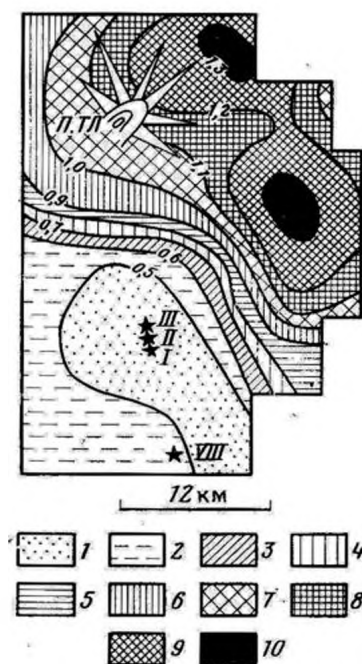


Рис. 8. Карта значений γ для района Большого трещинного Толбачинского извержения за период с 27.VI по 18.IX 1975 г. П. ТЛ — кратер вулкана Плоский Толбачик; звездочками обозначены конусы Северного Прорыва (I, II, III) и Южного Прорыва (VIII). Области значений γ : 1 — 0,41—0,50; 2 — 0,51—0,60; 3 — 0,61—0,70; 4 — 0,71—0,80; 5 — 0,81—0,90; 6 — 0,91—1,00; 7 — 1,01—1,10; 8 — 1,11—1,20; 9 — 1,21—1,30; 10 — $>1,30$

рактически возникновения землетрясений; повторение групп и роев землетрясений в одних и тех же сейсмоактивных зонах; большое количество поверхностных и относительно слабых событий; наличие более длиннопериодного излучения очагов вулканических землетрясений по сравнению с тектоническими землетрясениями такой же силы.

Специфика очагов вулканических землетрясений связана с природой эруптивных трещин, по которым осуществляется подъем магмы к поверхности. Отмечается ряд отличительных особенностей параметров сейсмического режима вулканов: малая величина предельной магнитуды (до 5,5—6); локализация участков повышенной сейсмической активности А и ее резкий спад по мере удаления от вулкана, сравнительно высокая величина наклона графика повторяемости.

В то же время сходство в поведении наклона графика повторяемости вулканических землетрясений и параметра плотности сейсмогенных разрывов в процессе подготовки и развития извержений и перед сильными землетрясениями, и при разрушении образцов в лабораторных условиях, а также сдвиговый характер подвижек в очагах вулканических и тектонических землетрясений являются подтверждением предположения об аналогии процессов разрушения на разных масштабных уровнях, управляемых одним и тем же физическим механизмом. Отмеченное обстоятельство делает исследование сейсмического режима вулканов и процесса формирования эруптивных трещин важным с точки зрения не только прогноза извержений и изучения физики вулканического процесса, но и позволяет использовать вулканы как своего рода «природные лаборатории» для наблюдения за процессами разрушения и растрескивания горных пород в естественных условиях.

В заключение авторы выражают признательность С. А. Федотову за полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
2. Виноградов С. Д. Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964. 84 с.
3. Горельчик В. И. Сейсмическая активность Ключевского вулкана в период подго-

- говки и развития прорыва Предсказанный в марте — июне 1983 г.//Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 71—87.
4. Горельчик В. И. Развитие побочных извержений Ключевского вулкана 1974, 1980 и 1983 гг. по сейсмологическим данным//Вулканическая деятельность, ее механизм, связь с геодинамикой, прогноз извержений и землетрясений: Тез. докладов VI Всесоюз. вулканол. совещания. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 206—208.
 5. Горельчик В. И. Сейсмичность района Ключевой группы вулканов и связь сейсмических и вулканических явлений на Ключевском вулкане, 1971—1983//Сейсмичность и сейсмический прогноз на Дальнем Востоке: Тез. докл. выездной сессии МСССС и VI науч. сессии Дальневост. секции МСССС. Петропавловск-Камчатский, 1986. С. 25—26.
 6. Горельчик В. И., Завьялов А. Д. Поведение параметра плотности сейсмогенных разрывов при подготовке и развитии Большого трещинного Толбачинского извержения//Вулканология и сейсмология. 1986. № 6. С. 60—66.
 7. Горельчик В. И., Зобин В. М., Чубарова О. С. Сейсмичность и динамические характеристики очагов землетрясений в районе Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975—1976 гг.//Вулканология и сейсмология. 1981. № 3. С. 73—98.
 8. Журков С. И. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел//Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 78—86.
 9. Зобин В. М. Механизм вулканических землетрясений, связанных с извержением вулкана Шивелуч в ноябре 1964 г.//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 3.
 10. Зобин В. М. Динамика очага вулканических землетрясений. М.: Наука, 1979. 92 с.
 11. Зобин В. М. О соотношении очаговых параметров вулканических землетрясений при центральных и латеральных извержениях вулканов//Вулканология и сейсмология. № 2. 1987. С. 85—90.
 12. Иванов Б. В., Андреев В. А., Горельчик В. И. и др. Извержение Ключевой сопки в 1972—1974 гг. и образование побочных кратеров на юго-западном склоне вулкана//Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 90—104.
 13. Кожемяка И. И. Долгоживущие вулканические центры в системе новейших вулканических зон Камчатки//Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 4—13.
 14. Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 220 с.
 15. Соболев Г. А., Завьялов А. Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов//Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 69—71.
 16. Токарев П. И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевой группы. М.: Наука, 1966. 120 с.
 17. Токарев П. И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. С. 164.
 18. Токарев П. И. Асачинский рой землетрясений и его природа//Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 3—13.
 19. Токарев П. И. Предвестники вулканических извержений//Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 108—119.
 20. Токарев П. И., Горельчик В. И. Сейсмический режим вулканов и прогноз извержений//Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, 1974. С. 161—166.
 21. Токарев П. И., Фирстов П. П. Сейсмологические исследования вулкана Карымского//Бюл. вулканол. станций. 1967. № 43. С. 9—22.
 22. Федотов С. А. Большие трещинные извержения, их теория. Механизм Толбачинского извержения//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984.
 23. Федотов С. А. и др. Сейсмологические данные о механизме и развитии извержения//Большое трещинное Толбачинское извержение. М.: Наука, 1984. С. 389—448.
 24. Davison C. A manual of seismology. L.: Cambridge Univ. Press, 1921.
 25. Decker R. W. State of the art in volcano forecasting//Geophysical Predictions. Wash., 1978. P. 47—57.
 26. Einarsson P., Branddottir B. Seismological evidence for lateral magma intrusion during the July 1978 deflation of the Krafla volcano in NE Iceland//J. Geophys. Res. 1980. V. 47. P. 160—165.
 27. Gibowicz S. J., Latter J. H., Sutton G. K. Earthquake swarm associated with volcanic eruption, Cauracoa Reef Area, Northern Tonga, July 1973//Ann. Geofis. 1974. V. XXVII. № 3—4. P. 443—475.
 28. Harada T. Stress field in Usu volcano deduced from focal mechanism solutions//Bull. Volcanol. Soc. Jap. 1981. № 2. P. 93—110.
 29. Kaufman K., Burdick L. I. The reproducing earthquakes of the Galapagos Islands//Bull. Seismol. Soc. Amer. 1980. V. 70. № 5. P. 1759—1770.
 30. Minakami T. Fundamental research for predicting volcanic eruptions (I)//Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 1960. V. 38. P. 497—544.
 31. Minakami T., Ishikawa T., Yagi K. The eruption of volcano Usu in Hokkaido, Japan//Bull. Volcanol. 1951. T. 11. P. 45—157.
 32. Weaver C. G. Post-May 18 seismicity at Mount St. Helens: volcanic and tectonic implications//US Geol. Surv. Prof. Paper 1250. 1981. P. 109—121.