

ГЛУБИННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ПОД КЛЮЧЕВСКИМ ВУЛКАНОМ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2004 г. **В. И. Горельчик**¹, **В. Т. Гарбузова**², **А. В. Сторчеус**¹

¹Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006

²Камчатская опытно-методическая партия ГС РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 30.06.2004 г.

Анализ данных имеющегося в настоящее время длинного временного ряда сейсмологических наблюдений (1977–1996 гг.) позволяет уточнить и дополнить сведения о магматической деятельности и сейсмичности Ключевского вулкана в пределах земной коры. В земной коре под вулканом выделены четыре горизонта с различным уровнем и характером сейсмичности: 4–5 км; 5–12 км; 12–20 км; 20–35 км. Исследованы пространственно-временные закономерности сейсмичности в выделенных горизонтах в зависимости от активности вулкана. В первых трех горизонтах происходят, главным образом, землетрясения, возникающие в твердой среде под действием непрерывно меняющегося поля напряжений, создаваемого вокруг магматических каналов, очагов, систем даек и силлов, внедряющихся в вулканическую постройку. В нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое (20–35 км) выявлена зона с аномальными физическими свойствами, в которой существуют длительно действующие источники генерации глубоких длиннопериодных землетрясений, имеющие иную генетическую природу, чем вулкано-тектонические землетрясения в исследуемом районе. В качестве гипотезы, наиболее удовлетворительно объясняющей наблюдаемые кинематические и динамические характеристики этих землетрясений под Ключевским вулканом, предлагается рассматривать возникновение импульсов давления в магме. Причиной появления таких импульсов могут быть быстропотекающие фазовые переходы в метастабильной магме. Таким процессом, по нашему мнению, может быть отделение газа вследствие спонтанной полимеризации силикатов в расплаве. Предложена модель генерации глубоких длиннопериодных землетрясений, удовлетворительно согласующаяся с экспериментальными данными и наблюдаемыми характеристиками землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Как объект сейсмологических исследований, вулкан Ключевской среди вулканов Камчатки занимает особое место. Можно смело утверждать, что это наиболее детально изученный вулкан. Этому способствовали следующие обстоятельства: 1) длительный период сейсмических наблюдений; 2) хорошо развитая сеть сейсмических станций в районе вулкана; 3) высокая активность вулкана; в последние десятилетия вулкан около 50% времени находится в активном состоянии.

Ниже мы кратко отметим основные этапы изучения сейсмичности и глубинного строения вулкана, в основном, связанные с личностью исследователя, и результаты этих исследований.

Сейсмологические исследования в районе Ключевского вулкана начались в 1946 г., когда в пос. Ключи была создана первая в районе Северной группы вулканов сейсмическая станция. А с 1962 г. в этом районе работали уже 3 сейсмостанции, что позволило определять координаты гипоцентров землетрясений. Первые результаты по глубинному строению Ключевского вулкана бы-

ли получены Г.С. Горшковым [16], который на основе предположения о различной степени затухания сейсмических волн в твердых телах и расплавах определил местонахождение магматического очага. Разделив вулканические землетрясения на типы, Г.С. Горшков заметил, что в различиях между типами землетрясений определяющая роль принадлежит глубине очага землетрясения, и указал на возможность прогноза места и силы вулканических извержений по сейсмологическим данным.

Изучение землетрясений, связанных с деятельностью вулканов Ключевской и Безымянный, выявление закономерностей в изменении сейсмичности в связи с извержениями и разработку методики прогноза извержений по сейсмическим данным продолжил П.И. Токарев [28], который на основе созданной им методики прогноза сильных извержений ($>0.05 \text{ км}^3$) успешно предсказал ряд крупных извержений [5, 27], в том числе вулканов Шивелуч (1964 г.) и Толбачик (1975 г.) с объемом изверженных продуктов свыше 1 км^3 .

Значительный вклад в изучение глубинного строения Ключевского вулкана привнесли ре-

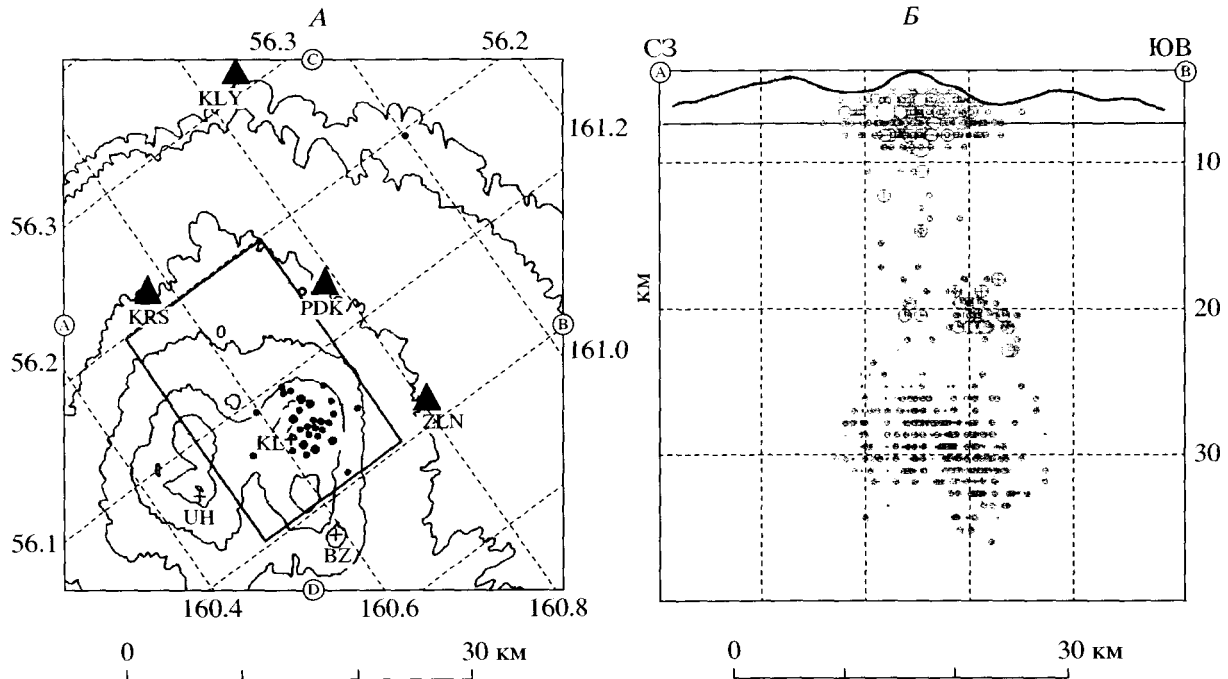


Рис. 1. Карта-схема района Центральной сейсмоактивной зоны (показан прямоугольником) с эпицентрами глубоких длиннопериодных землетрясений 1996 г., составленная при исследовании свойств этих землетрясений (А); вертикальный разрез через Центральную зону в плоскости СЗ–ЮВ, построенный по данным за 1977–1996 гг. (Б). Черными кружками на рис. А показаны эпицентры землетрясений, определенные по цифровым записям. Треугольники – сейсмические станции. Крестики – действующие вулканы: KL – Ключевской, BZ – Безымянный, УН – Ушковский.

зультаты ГСЗ [1, 2, 4]. По данным ГСЗ был построен геологический разрез вулкана и рассчитан годограф сейсмических волн.

В 1970-е годы XX в. под руководством В.И. Горельчик было начато создание каталога землетрясений района Северной группы вулканов. Для определения координат очагов землетрясений использовался местный годограф сейсмических волн [8, 11], рассчитанный для шестислойной модели земной коры с учетом данных ГСЗ. Авторы работы [32], основываясь на анализе пространственного распределения гипоцентров землетрясений, построенных по данным этого каталога, сделали важный вывод об отсутствии промежуточных очагов в питающей магматической системе вулкана. Там же впервые отмечалась миграция очагов землетрясений с глубин ~20–30 км почти до дневной поверхности перед усилениями активности центрального кратера или побочными извержениями.

Современный этап сейсмологических исследований вулкана начался после создания в КОМСП ГС РАН сети радиотелеметрических станций (РТС) [6] с цифровой регистрацией и внедрения методов компьютерной обработки сейсмических сигналов. Это на порядок повысило точность определения времени вступления сейсмических волн и, следовательно, уменьшило ошибки при

определении координат гипоцентров землетрясений. В настоящее время в районе Северной группы вулканов существует сеть из 10 радиотелеметрических станций.

Ниже мы кратко изложим основные результаты последних сейсмологических исследований глубинных магматических процессов и сейсмичности вулкана Ключевского, подробно представленные в [10, 12], с некоторыми дополнениями и комментариями.

Глубинное строение Ключевского вулкана. В [8–10, 14, 32, 34] было показано, что сейсмичность Ключевского вулкана, связанная с его магматической деятельностью в 1977–1987 гг., сосредоточена в Центральной сейсмоактивной области вокруг активного кратера. Эта область представляет собой зону трещиноватости, круто уходящую вниз от дневной поверхности до переходного от коры к мантии слоя до глубин не менее 20–30 км, отождествляемую с питающей магматической системой. Диаметр зоны в наиболее широкой части ~20 км, центр ее несколько смещен относительно кратера на северо-восток (рис. 1, А, Б). Предполагалось, что все происходящие в этой зоне землетрясения возникают в упругой среде при изменении в ней поля напряжений [32]. Внутри зоны не было обнаружено значительных асейсмичных областей диаметром более 3 км, которые могли

бы свидетельствовать о наличии крупных магматических тел в земной коре под вулканом.

В настоящей работе анализируются результаты исследования данных длинного ряда сейсмологических наблюдений за период 1978–1996 гг. Нами использовались данные каталога землетрясений района Северной группы вулканов, созданного В.И. Горельчик при участии О.С. Чубаровой, В.Т. Гарбузовой и М.Я. Малкиной. Содержащиеся в нем землетрясения обработаны по единой программе локализации гипоцентров с учетом местного годографа сейсмических волн для земной коры [8, 25]. На основе этого каталога, содержащего около 10000 землетрясений, под руководством О.С. Чубаровой при участии В.И. Горельчик, В.Т. Гарбузовой и М.Я. Малкиной, была создана электронная база данных “Вулканические землетрясения района Северной группы вулканов Камчатки”, используемая нами в исследовании сейсмичности вулкана. Для выявления пространственно-временных особенностей сейсмичности анализировались как полный каталог, включающий все события, координаты которых были определены, так и выборки землетрясений, локализованных с заданной точностью.

Кроме данных, полученных при обработке аналоговых записей смещения грунта (1978–1996 гг.), при исследовании кинематических и динамических характеристик землетрясений были использованы (начиная с октября 1996 г.) цифровые записи скорости смещений, любезно предоставленные лабораторией телеметрических станций КОМСП ГС РАН (заведующий лабораторией В.В. Ящук). Количественные оценки параметров сейсмического режима Ключевского вулкана проводились по выборке данных, заключенных в прямоугольнике, показанном на рис. 1. На рис. 1, А представлен район Центральной сейсмоактивной зоны, в котором проводились исследования землетрясений, и его вертикальный разрез (рис. 1, Б) с гипоцентрами землетрясений разного класса, зарегистрированных в 1978–1996 гг. не менее чем четырьмя сейсмическими станциями с погрешностью не более 3 км по глубине и эпицентру. Темными точками на рис. 1, А обозначены эпицентры исследованных нами землетрясений ($H = 20\text{--}35$ км), зарегистрированные сетью цифровых РТС в 1996 г.

В качестве характеристик землетрясений, помимо координат очагов, в наших исследованиях рассматривались: энергетический класс землетрясений K_s [29, 30], видимые периоды колебаний T_v , измерявшиеся в максимальной амплитуде S-волн, а также энергетические спектры землетрясений.

Для исследования спектральных характеристик и распределения землетрясений по энергетическим классам использовался пакет статистического программного обеспечения STATISTICA, разработанный фирмой StatSoft Inc., USA.

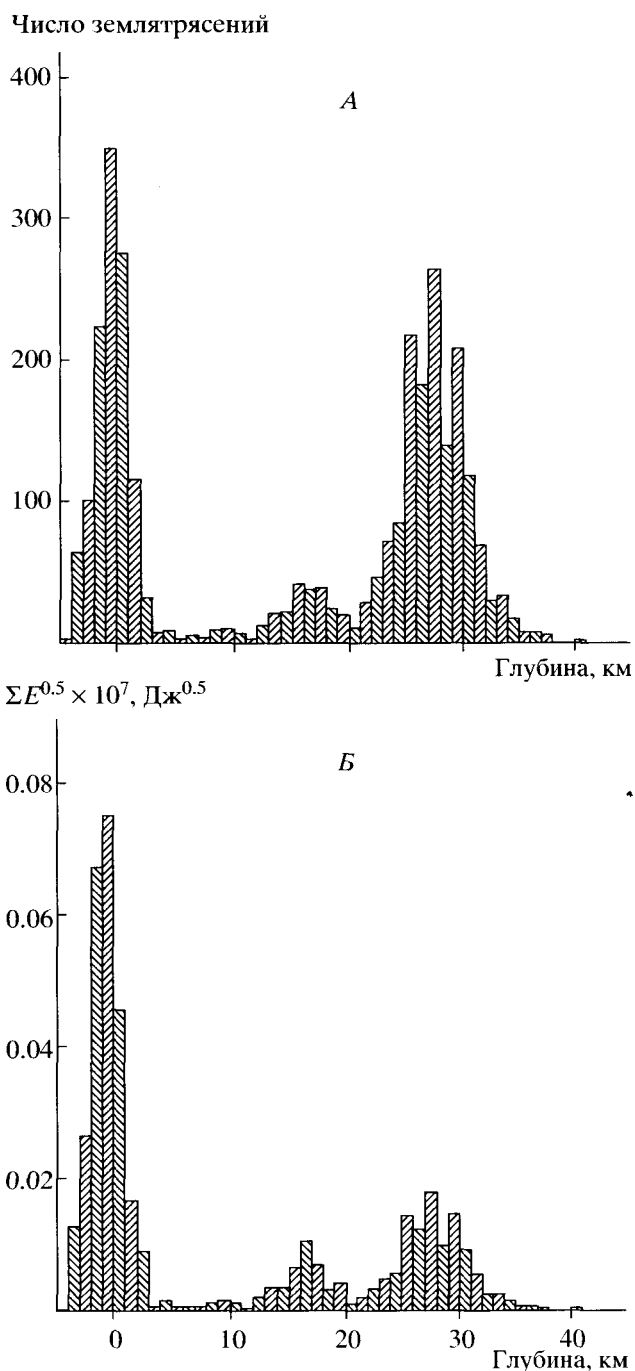


Рис. 2. Распределение числа N (А) и энергии E (Б) землетрясений Центральной зоны с $K_s \geq 5.5$ по глубине за период 1978–1996 гг.

Исследование распределения числа и энергии землетрясений по глубине (рис. 2) за двадцатилетний отрезок времени показало, что происходящие в Центральной зоне под Ключевским вулканом землетрясения из года в год приурочены к определенным интервалам глубин, активизирующимся на различных стадиях вулканической деятельности. По уровню сейсмической активности под вулканом бы-

ли выделены 4 горизонта (слоя), в которых заключена проходящая сквозь земную кору питающая магматическая система. Границы сейсмоактивных слоев в основном соответствуют основным границам пород геологического разреза, выделенным по данным сейсморазведки.

Слой 1 (4–5 км) представлен слагающими вулканическую постройку рыхлыми лавово-пирокластическими четвертичными отложениями и более плотными вулканогенно-осадочными породами палеоген-неогенового возраста, залегающими на меловом фундаменте. Слой 1 отличается максимальной суммарной сейсмической энергией и максимальным энергетическим классом возникающих здесь землетрясений, $K_s^{\max} = 9.2$ ($M \sim 3.1$). Кроме сейсмических сигналов, характеризующих динамику извержений, здесь происходят сильные рои землетрясений, являющиеся краткосрочными предвестниками побочных прорывов [28], относительно более слабые рои, связанные с усилением эксплозивно-эффузивной деятельности вершинного кратера, субтерминальной активностью, а также с растрескиванием вулканической постройки и возникновением на трещинах короткоживущих эруптивных центров. Всего за 1978–1996 гг. в вулканической постройке и вулканогенно-осадочной толще под Ключевским вулканом зарегистрировано более 20 роев землетрясений. В целом эпицентральная область землетрясений слоя 1 в период 1978–1996 гг. имела площадь около 150–170 км². Значение параметра γ в распределении числа землетрясений N по энергии $\lg N = a - \gamma \lg E$ равно 0.75.

Слой 2 (5–12 км), включающий в себя меловый фундамент и отложения гранитно-метаморфического слоя, слабосейсмичный. В нем происходит менее 5% от общего числа возникающих в Центральной зоне землетрясений, суммарная сейсмическая энергия которых более чем на два порядка ниже, чем в слое 1, за период 1978–1996 гг. $K_s^{\max} = 7.5$ ($M \sim 2$).

Слой 3 (12–20 км) по общим представлениям о геологическом строении района Ключевской группы вулканов [2, 4], соответствует “гранитному” слою, имеющему на глубине 18–20 км нечетко выраженную границу с нижним горизонтом земной коры, так называемым “базальтовым” слоем. Слою 3 присущи более высокая сейсмическая активность и большие поперечные размеры по сравнению со слоем 2. Максимальный энергетический класс землетрясений в период 1978–1996 гг. достигал 9.3 ($M = 3.1$). Значение параметра $\gamma \sim 0.86$. Землетрясения во втором и третьем слоях Центральной зоны, возникающие в виде редких одиночных событий, в целом подобны. Это вулкано-тектонические (ВТ) землетрясения. Разделение интервала глубин 5–20 км на два слоя

основано на различии уровней сейсмичности, которая в слое 2 на порядок ниже, чем в слое 3.

Слой 4 расположен на глубинах 20–35 км, в низах земной коры и зоне перехода от коры к мантии. В слое 4 наблюдается наибольшее число землетрясений, но суммарная сейсмическая энергия их более чем на порядок ниже, чем в слое 1. $K_s^{\max} = 6.7$. Площадь эпицентральной области, образованной этими землетрясениями в 1978–1996 гг., занимает приблизительно 110 км². Область вытянута с северо-запада на юго-восток на 10–12 км. Значение величины γ , определенное для 1450 землетрясений, составило 2.6. Следует заметить, что в последнее годы (2000–2003 гг.) подавляющее большинство землетрясений в слое 4, по данным КОМСП ГС РАН, происходит на глубине 30 км.

Большинство землетрясений (кроме эксплозивных) в слоях 1–3 по природе их возникновения относятся к вулкано-тектоническим (ВТ) землетрясениям (рис. 3, А–2), возникающим в упругодеформированной среде вокруг магматических каналов и магматических очагов под действием меняющегося поля напряжений. В слое 1, кроме того, происходят рои длиннопериодных землетрясений (рис. 3, А–1), предвещающих латеральные извержения. Землетрясения в интервале глубин 5–20 км (слои 2 и 3) являются индикаторами подвижек, возникающих на путях миграции магмы в средних горизонтах земной коры, через которые проходит магмоподводящий канал или система каналов.

Сейсмичность на глубинах 20–35 км резко отличается от сейсмичности вышележащих горизонтов глубин по ряду параметров: угловому коэффициенту графика повторяемости, максимальному энергетическому классу землетрясений, суммарной сейсмической энергии и числу землетрясений. Существенные отличия землетрясений слоя 4 от ВТ землетрясений, происходящих в трех вышележащих горизонтах – низкий максимальный энергетический класс, однотипная форма записи сигналов (рис. 3, Б), более длинные преобладающие периоды сейсмических колебаний, – позволяют отнести землетрясения, происходящие в низах коры и переходном от коры к мантии слое под Ключевским вулканом, к разряду глубоких длиннопериодных (ГДП) событий [15, 41].

Пространственное распределение гипоцентров землетрясений в нижних горизонтах земной коры под Ключевским вулканом обрисовывает систему трещин, по которым магма может продвигаться к поверхности. На аналоговых и цифровых записях ГДП землетрясений четко прописываются S-волны, из чего следует, что на глубине 20–35 км располагается не сплошная магматическая колонна, а среда с системой трещин, в которой могут образовываться и через которую могут проходить поперечные сейсмические волны. Та-

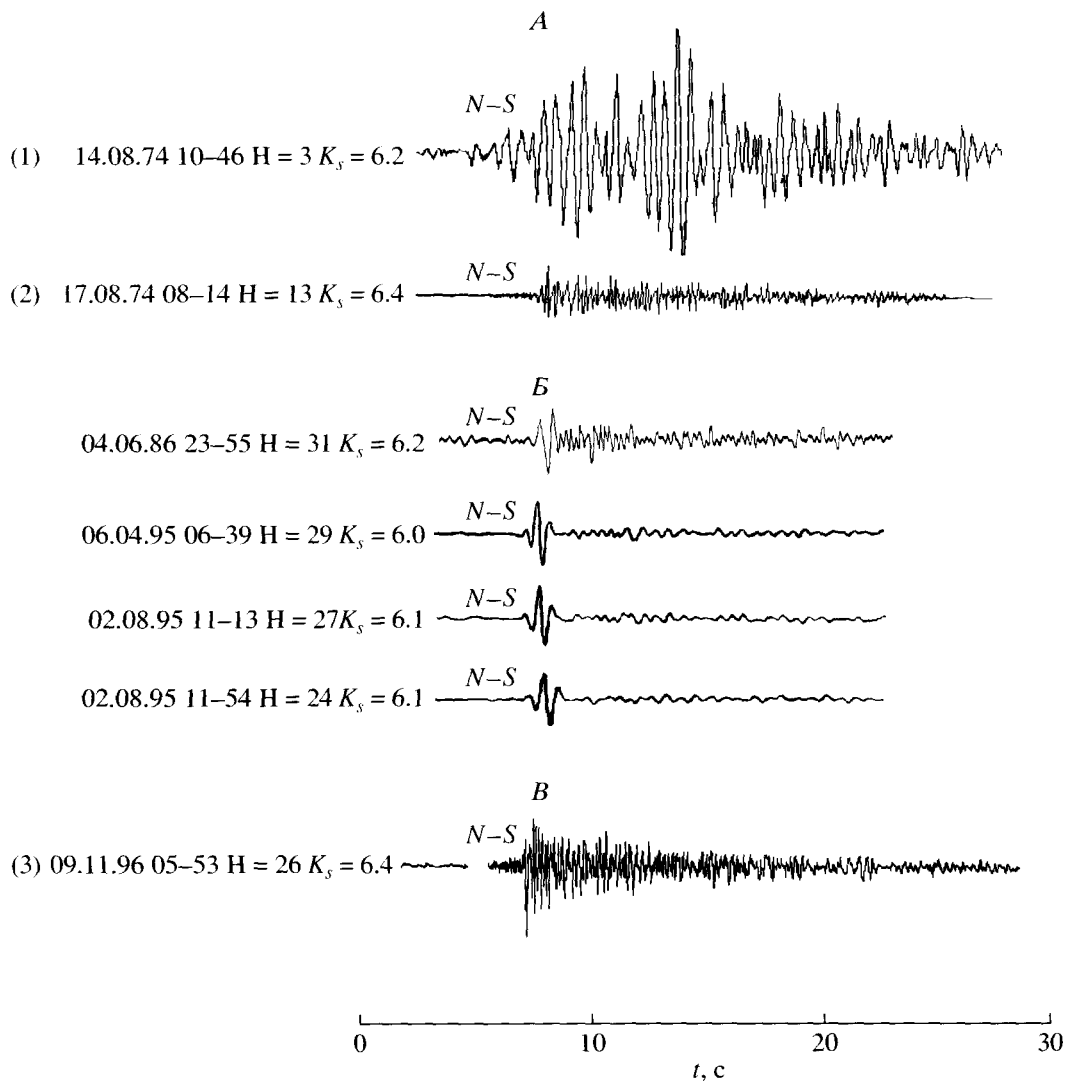


Рис. 3. Образцы аналоговых записей землетрясений: А – в верхних горизонтах земной коры, (1) – поверхностного длиннопериодного, (2) – вулcano-тектонического; Б – глубоких длиннопериодных землетрясений в слое 4; В – вулcano-тектонического (3) из района с/ст. PDK.

ким образом, ГДП землетрясения трассируют пути движения магмы в слое 4. Глубже 35 км в течение всего периода сейсмических наблюдений в районе Ключевского вулкана землетрясений зарегистрировано не было. По-видимому, на глубине 20–35 км мы имеем дело с системой заполненных магмой мелких трещин, являющихся верхней частью диапира, расположенного глубже 35 км в асейсмичной области на границе земной коры и верхней мантии. В этой же зоне под Ключевской группой вулканов ранее были обнаружены аномалии затухания короткопериодных сейсмических волн, связываемые с существованием магматического очага [33].

Закономерности пространственно-временного распределения землетрясений в средних и нижних горизонтах земной коры на разных ста-

диях активности Ключевского вулкана. В течение двадцати с лишним лет детальных сейсмологических наблюдений в Центральной зоне под Ключевским вулканом неоднократно наблюдалась миграция очагов землетрясений снизу вверх, с глубин 20–35 км до самых верхних частей вулканической постройки в периоды усиления вулканической активности, а также сверху вниз – в периоды ее ослабления [32]. Нами было установлено, что сейсмическая активность слоя 4 более устойчива (“инерционна”) как во времени, так и в пространстве. Длиннопериодные вариации уровня сейсмичности в слое 4 в среднем опережают на 2 года изменения уровня сейсмичности слоя 1 (рис. 4), связанные, в основном, с сейсмической подготовкой перед извержениями.

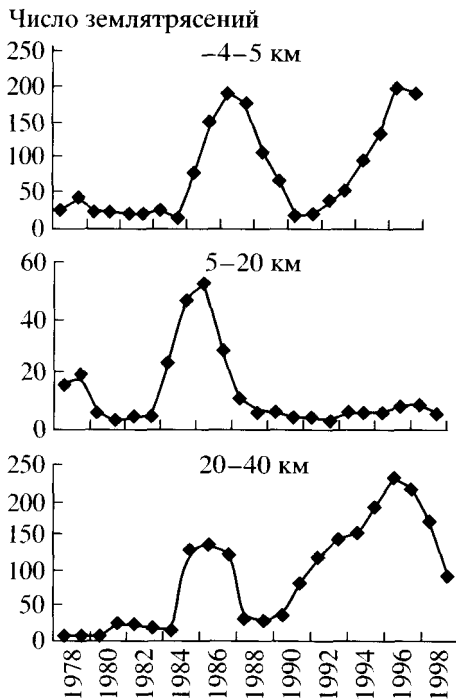


Рис. 4. Графики изменения среднегодового числа землетрясений с $K_s \geq 5.5$ на различных интервалах глубин под Ключевским вулканом за период с 1977 по 2000 г. Среднегодовые значения получены по трехлетним интервалам времени с шагом в 1 год.

После окончания цикла вулканической активности сейсмическая активность в слое 4 продолжается также значительно дольше, чем в выше лежащих горизонтах земной коры. Наиболее ярко это проявилось после пароксизмального извержения 1994 г., когда закончился очередной цикл вулканической активности, а в слое 4 еще более 2-х лет сохранялся высокий уровень сейсмичности. Затем был период полного “покоя” на всех глубинах под Ключевским вулканом до середины 2000 г., когда появились первые землетрясения в слое 4, предвещающие начало вулканической активности в конце 2002 г.

На фоне длиннопериодных вариаций уровня сейсмичности в слое 4 выделяются отдельные рои и периоды “затишья”. Появление таких роев в слое 4 опережает рост сейсмичности в слое 1 от нескольких недель до нескольких месяцев. В течение 1978–1987 гг. перемещение очагов землетрясений отмечалось практически перед всеми побочными и вершинными извержениями сразу или вскоре после их окончания [32]. По нашим оценкам, за минувшие 20 лет максимальная скорость миграции сейсмической энергии вверх достигала ~1–2 км/сут. Длительность периодов появления роев землетрясений в интервале глубин 20–35 км составляла от нескольких недель до 5–10 мес., при этом тенденция к более продолжи-

тельной (более 5 мес.) сейсмической активизации в слое 4 наблюдалась в 1989–1994 гг., когда происходили наиболее значительные вершинные и побочные извержения Ключевского вулкана. Усиление сейсмичности внутри этих периодов отмечалось в среднем за 0.5–4 мес. до начала, а также спустя несколько дней или несколько недель после окончания эруптивных событий.

Заметим, что высокая скорость миграции очагов землетрясений косвенно свидетельствует об отсутствии периферического магматического очага под Ключевским каналом. Подобная скорость движения магмы к дневной поверхности наблюдалась при подготовке Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. [5].

Во многих случаях наблюдались два типа характерных временных последовательностей сейсмических и вулканических событий: 1) группы и рои длиннопериодных землетрясений на глубинах 20–35 км → единичные землетрясения в интервале 5–20 км → рои ВТ землетрясений в вулканогенно-осадочном слое и вулканической постройке (–4–5 км) → появление и/или усиление вулканического дрожания (в.д.) и других поверхностных длиннопериодных сигналов → начало или усиление вулканической активности; 2) окончание извержения → ослабление и/или исчезновение в.д. → уменьшение числа поверхностных длиннопериодных и ВТ землетрясений → появление единичных землетрясений на глубинах 5–20 км → возобновление сейсмической активности в интервале глубин 20–35 км.

В ряде случаев наблюдалась непосредственная связь между появлением землетрясений в 3-м или 2-м слоях и извержениями Ключевского вулкана. Так, сразу после землетрясения 28 февраля 1983 г. с $K_s = 8.3$ и $H = 13$ км (слой 3) произошло резкое ослабление вершинного извержения. А спустя 32 ч на восточном склоне начал развиваться рой неглубоких землетрясений, предвещавший побочное извержение Предсказанное [7]. Самое сильное землетрясение ($K_s = 8.7$; $H = 0$ км) в рое, предвещавшем побочное извержение им. Скуридина в июле 1989 г., произошло через 5 ч после землетрясения с глубиной 8–10 км (слой 2) непосредственно под вершинным кратером Ключевского вулкана.

Нами были также исследованы особенности пространственного распределения очагов землетрясений на глубинах 5–20 и 20–35 км в Центральной сейсмоактивной зоне относительно кратера Ключевского вулкана и центров побочных извержений в 1974–1990 гг. в зависимости от усиления или ослабления вулканической деятельности.

Было обнаружено, что во время подготовки или усиления извержений очаги землетрясений в средних горизонтах земной коры Центральной сейсмоактивной зоны под Ключевским вулканом

располагаются в непосредственной близости от вершинного кратера, охватывая район "свежих" побочных эруптивных центров или часть из них.

В периоды образования провалов в вершинном кратере Ключевского вулкана и ослабления или прекращения извержений, одновременно с перемещением сейсмичности в низы коры, на глубинах 5–20 км отмечалось удаление очагов землетрясений от вершинного кратера и зоны побочных конусов в периферические участки Центральной зоны, на расстояния до 10–15 км и далее. Особенно ярко это проявилось после пароксизмального вершинного извержения 7.09.–2.10.1994 г., когда в кратере вулкана в результате значительного опустошения магматического канала начал формироваться огромный провал, дважды зафиксированный аэрофотосъемкой (в августе 1995 г. и сентябре 2000 г.) [17]. В течение 1995–1999 гг. происходило смещение сейсмической активности на глубинах 5–20 км к северу, западу и северо-западу от кратера Ключевского вулкана к вулканам Ушковский и Крестовский. Наиболее сильные землетрясения были зарегистрированы в районе РТС РДК и под вулканом Крестовский.

В нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое подобной зависимости в размещении очагов землетрясений от направления миграции сейсмичности не наблюдается. На всех стадиях вулканической деятельности ГДП землетрясения в интервале глубин 20–35 км располагаются вокруг и внутри области вершинного кратера и зоны расположения эруптивных центров независимо от активности вулкана.

Из выше сказанного следует, что: 1) ВТ землетрясения на глубинах 5–20 км возникают, по-видимому, в основном при перераспределении напряжений в среде, вмещающей питающую магматическую систему Ключевского вулкана, давление в которой меняется в зависимости от условий накопления или поступления магмы. Различие в уровне сейсмической активности в слоях 2 и 3 определяется, по-видимому, прочностными свойствами среды; 2) зона генерации ГДП землетрясений более устойчива в пространстве и не зависит от перераспределения давления в магматической системе; 3) сейсмическая активность в слое 4 является отражением глубинных магматических процессов, определяющих, в конечном итоге, состояние вулкана.

Глубинные магматические процессы недоступны для прямых наблюдений и исследований. Поэтому любая информация, полученная дистанционными методами, особенно ценна для их понимания. Особый интерес у нас вызывает механизм генерации и природа ГДП землетрясений. Так как механизм генерации ГДП землетрясений, по нашему мнению, непосредственно связан с физико-химическими процессами, происходящими в

магме, ниже мы приведем более полный обзор результатов работ [12, 13], посвященных исследованию природы ГДП землетрясений.

Исследование характеристик ГДП землетрясений. По данным аналоговых записей был проведен сравнительный анализ следующих характеристик ГДП землетрясений и землетрясений, происходящих на глубинах 4–20 км: формы записи, распределения числа землетрясений N по энергетическим классам K_s , периода T_s в максимальной амплитуде колебаний поперечных волн, коэффициента корреляции зависимости $T_s = T_s(K_s)$.

На рис. 3 приведены образцы аналоговых записей землетрясений по смежности с энергетическим классом $K_s \sim 6$, происходящих в выделенных слоях Центральной сейсмоактивной зоны под Ключевским вулканом и вне этой зоны. ГДП землетрясения (рис. 3, Б) преимущественно однотипны по форме записи, которая в значительной степени отличается как от записей землетрясений в вышележащих слоях (рис. 3, А), так и от записей тектонических землетрясений (рис. 3, В) на глубине более 20 км и удалении 35 км от кратера вулкана, в которых в ближней зоне регистрации амплитуда коды S -волн спадает по экспоненциальному закону. Средний видимый период колебаний T_s в S -волнах максимальной амплитуды для землетрясений слоя 4 – наибольший по сравнению с T_s в землетрясениях, происходящих в других горизонтах под Ключевским вулканом и в других сейсмоактивных зонах, существующих в районе вулканов Ключевской группы [9]. Для землетрясений слоя 4 с энергетическим классом $K_s \sim 6$ периоды T_s составляют на эпицентральных расстояниях от 20 до 45 км ~ 0.6 – 0.9 с. Для землетрясений слоев 2 и 3 под Ключевским вулканом $T_s = 0.3$ – 0.5 с, а в слое 1 ~ 0.5 – 0.6 с.

Нами были построены гистограммы распределения числа землетрясений по энергетическим классам для 1–3 слоев (рис. 5, А) и в слое 4 (рис. 5, Б). При построении использовались данные за 1978–1995 гг. по 1351 землетрясению в интервале глубин 4–20 км и данные по 2015 землетрясениям с глубиной 20–35 км. Очевидно, что распределение числа землетрясений по K_s для глубин 20–35 км близко к нормальному закону и отличается от распределения для верхних горизонтов глубин, сходного с распределением для тектонических землетрясений [35].

В последние годы (1997–2000 гг.) в районе Ключевского вулкана увеличилось число сейсмостанций сети РТС и повысилась точность уверенной регистрации слабых землетрясений. Но вид гистограмм распределения землетрясений на глубинах 4–20 км и 20–35 км, происходивших в эти годы, не отличается от приведенных на рис. 5.

Не было выявлено статистической зависимости энергетического класса K_s ГДП землетрясений

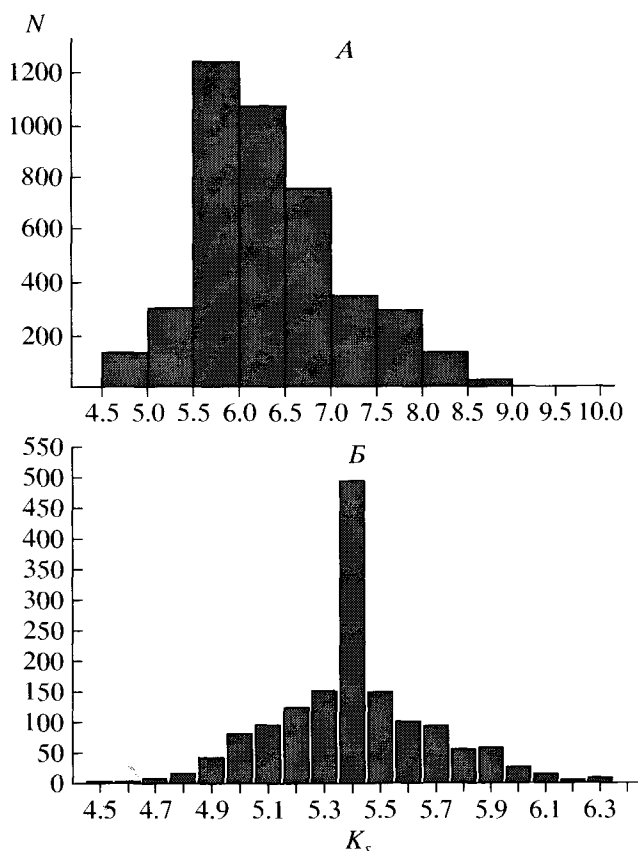


Рис. 5. Гистограммы распределения числа N землетрясений по энергетическим классам K_s для глубин 0–20 км (А) и 20–40 км (Б).

от периода колебаний в поперечных волнах T_s , что не характерно для тектонических [20] и ВТ землетрясений, связанных с образованием трещин при движении магмы. Коэффициент корреляции, рассчитанный для $K_s = K_s(T_s)$ ГДП землетрясений, равен -0.57 .

Кроме аналоговых записей использовались цифровые данные сети РТС в 1996 г. Для 25-ти ГДП событий, обработанных по цифровым записям скоростей смещения, были построены энергетические спектры 3-х компонент: С–Ю, В–З и Z волн P и S для сравнения со спектрами P- и S-волн тектонических землетрясений такого же энергетического класса ($K_s \sim 6$) и происходящих на таких же глубине и эпицентральной расстоянии от пункта регистрации, что и ГДП землетрясения, но за пределами Центральной сейсмоактивной зоны на удалении ~ 35 км от кратера вулкана Ключевского. Характерный вид графиков нормированной спектральной плотности вертикальной компоненты Z для ГДП и тектонических землетрясений представлен на рис. 6. Спектры P- и S-волн ГДП землетрясений подобны и имеют один резко выраженный пик на более низких частотах, чем у ВТ землетрясения, имеющего, по-

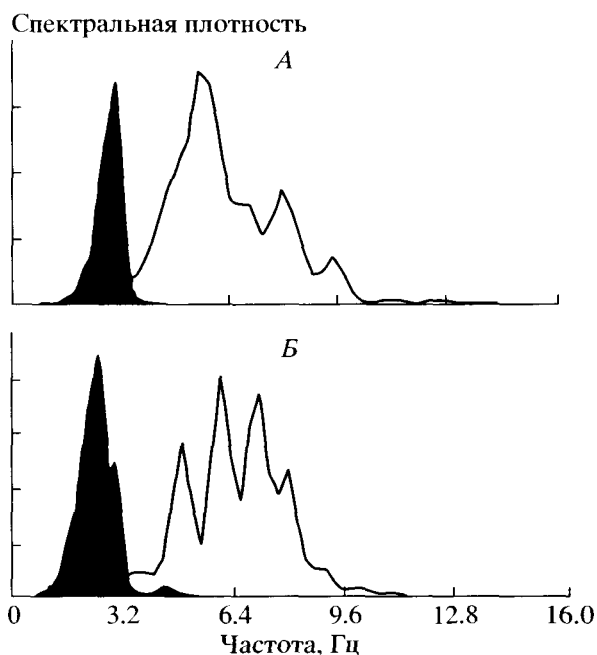


Рис. 6. Графики спектральной плотности, нормированной по максимальному значению, вертикальной Z компоненты P-волн (А) и S-волн (Б) для глубокого длиннопериодного землетрясения (зачерненная область), и вулканно-тектонического землетрясения (светлая область).

видимому, обычный для тектонических землетрясений сдвиговый механизм. На рис. 6 видно также, что для ГДП землетрясений частота колебаний в S-волнах приблизительно равна частоте колебаний P-волн. Аналогичная картина наблюдается и для спектров горизонтальных каналов.

Таким образом, в результате исследований характеристик ГДП землетрясений, было выявлено:

1. Для ГДП землетрясений характерна однотипная форма записи. Форма записи ГДП землетрясений свидетельствует об импульсной природе их источника.
2. Энергетические спектры P- и S-волн ГДП землетрясений имеют один резко выраженный пик на более низких частотах, чем для P- и S-волн тектонических землетрясений такого же энергетического класса.
3. График повторяемости для ГДП землетрясений близок к нормальному распределению, в отличие от графиков повторяемости для вулканических землетрясений на глубинах $4-20$ км и тектонических землетрясений. Коэффициент γ для ГДП землетрясений значительно выше, чем для землетрясений в слоях 1–3.
4. Наиболее характерные особенности динамических и кинематических параметров ГДП землетрясений: а) равенство периодов колебаний в P- и S-волнах; б) на Z-канале амплитуды колеба-

ний в P - и S -волнах примерно равны; на горизонтальных каналах амплитуда колебаний S -волны на порядок больше, чем в P -волне; в) как правило, в пункт регистрации первой вступает волна сжатия.

О механизме генерации глубоких длиннопериодных землетрясений. На основании исследованных нами характеристик ГДП землетрясений были рассмотрены две возможные гипотезы о механизме их генерации:

1. Возникновение мелких трещин в упруго-пластичной среде при движении магмы.

2. Импульсы давления в магме, заполняющей уже существующие трещины.

Обе гипотезы предполагают существование области трещиноватости. Но механизм генерации сейсмических волн в этих гипотезах принципиально различается.

Исходя из гипотезы 1, средний размер источника r ГДП землетрясений можно оценить по формуле Брюна [36]:

$$r = 0.35V_p/f_0,$$

где V_p – скорость продольных волн, $V_p \approx 7.5$ км/с [1] и f_0 – угловая частота, $f_0 = 1.5\text{--}2.0$ Гц.

Таким образом, мы получим, что $r = 1.3\text{--}1.8$ км.

Учитывая размеры источников, рассчитанных по формуле Брюна, справедливой для землетрясений, имеющих сдвиговый механизм, трудно предположить, что в небольшом объеме среды, ограниченном гипоцентрами землетрясений, способно появиться такое количество трещин (сотни) в течение короткого интервала времени (продолжительность одного роя – от нескольких недель до нескольких месяцев) длиной 1–2 км. Определенные трудности возникают при интерпретации на основе гипотезы 1 появления роев ГДП землетрясений после снижения внешних проявлений вулканической активности. Кроме того, на основе гипотезы 1 достаточно трудно интерпретировать пункты 1–4 из выше перечисленных характерных особенностей ГДП землетрясений, так как параметры землетрясений, связанных с движением магмы в интервале глубин 4–20 км под вулканами, также как и тектонических землетрясений, отличаются от параметров ГДП землетрясений.

Обсудим подробнее эти различия.

Одна из основных особенностей ГДП землетрясений, выявленных при обработке аналоговых записей – это различные законы распределения ГДП землетрясений и землетрясений на глубинах до 20 км. Протекающие в природе случайные процессы, зависящие от многих факторов, описываются суперпозицией простых законов распределения. Так, для тектонических землетрясений закон повторяемости Гутенберга-Рихтера, хорошо апп-

роксимируемый правой ветвью распределения Пуассона, определяется такими основными факторами, как линейный размер блоков и характерное время процесса (время между землетрясениями) [25]. Землетрясения, происходящие на глубинах до 20 км в исследуемом нами районе, также достаточно хорошо описываются распределением Пуассона. Коэффициент γ , рассчитанный для правой ветви распределения ВТ землетрясений по энергетическим классам, примерно равен γ для тектонических землетрясений Камчатки [31]. Это свидетельствует о том, что механизм очагов подавляющего большинства ВТ землетрясений не отличается от механизма очагов тектонических землетрясений.

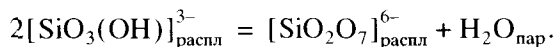
ГДП землетрясения хорошо аппроксимируются нормальным законом распределения, который, как правило, описывает поведение случайно варьирующей величины, обусловленное, например, случайными ошибками или отклонениями от установившегося процесса. Поэтому можно предположить, что основные факторы, определяющие распределение ГДП землетрясений, иные, чем для ВТ землетрясений.

Важной особенностью ГДП землетрясений является равенство периодов колебаний в P - и S -волнах, что отличает их от ВТ землетрясений. Это присуще и длиннопериодным землетрясениям, зарегистрированным во время извержения вулкана Пинатубо (Филиппины) на глубине 20–35 км [45]. Следует также отметить, что у всех исследованных нами ГДП землетрясений с четкими вступлениями P -волн первой приходит волна сжатия, что также не характерно для ВТ землетрясений.

Все это позволяет предположить иную генетическую природу ГДП землетрясений, отличную от природы обычных ВТ землетрясений. Об этом косвенно свидетельствует идентичность формы записей ГДП землетрясений в отличие от землетрясений других слоев, что было отмечено и для длиннопериодных землетрясений при извержении вулкана Пинатубо [40, 42].

Обсудим далее гипотезу 2, впервые предложенную в работе [37], в рамках которой удовлетворительно объясняются перечисленные выше особенности ГДП землетрясений (пункты 1–4) в слое 4 в Центральной зоне под Ключевским вулканом. В этой модели длиннопериодные землетрясения генерируются при колебаниях стенок заполненных магмой трещин в результате импульсов давления в магме; волны давления в магме, как предполагают авторы модели [37–39], возникают при движении магмы со сверхзвуковой скоростью. Последнее предположение, по нашему мнению, является самым уязвимым звеном модели, так как это означает движение потока магмы со скоростью более 1 км/с, что представляется весьма проблематичным.

С нашей точки зрения причиной импульсов давления в магме могут быть быстропротекающие фазовые переходы 1-го рода в ограниченных объемах метастабильной магмы, к примеру, такие как: дегазация магматического расплава, кристаллизация расплава, структурная перестройка молекул силикатов. Наиболее подходящим процессом, сопровождающимся фазовым переходом 1-го рода, по нашему мнению, является спонтанная полимеризация [3, 26] в расплаве низкомерных форм силикатов, протекающая, к примеру, по следующему механизму [15]:



Спонтанная полимеризация в метастабильной магме должна происходить с бурным выделением летучих (фазовый переход 1-го рода) [3], что и приводит к импульсам давления в магме.

Из экспериментальных данных [43] известно, что в базальтовых расплавах при внешнем давлении $P = 1$ атм (10^5 Па) газовый пузырек может появиться и вырасти до микронных размеров за время, измеряемое миллисекундами. Уровень метастабильности при этом может составлять несколько атмосфер [43].

Но процесс газоотделения на глубине 20–35 км (внешнее давление $P = (8-14) \times 10^8$ Па) и при $P = 1$ атм (10^5 Па) должен иметь некоторые различия. Во-первых, процесс газоотделения на большой глубине из-за большого гидростатического давления можно рассматривать как происходящий в замкнутом объеме. Во-вторых, отличаются физико-химические свойства магматического расплава, определяющие скорость роста пузырьков при различном давлении, – газосодержание, вязкость, коэффициент диффузии. Эти факторы влияют на скорость появления и роста пузырьков.

Спонтанная полимеризация метастабильной магмы в замкнутом объеме, каковым является магматическая система на глубине 20–35 км, может происходить по следующей схеме.

Пусть в некотором объеме, занимаемом метастабильной магмой, началась спонтанная полимеризация и, следовательно, газоотделение. Образование свободной газовой фазы и рост газовых пузырьков приводит к возрастанию давления в этом объеме, что снижает уровень метастабильности и, следовательно, ведет к замедлению и приостановке процессов полимеризации и газоотделения. Рост газовых пузырьков происходит до достижения ими состояния механического и химического равновесия с окружающей их магмой. После окончания роста пузырьков давление в магме постепенно приходит к первоначальному значению, и процессы полимеризации и газоотделения начинаются вновь. Скорость роста пузырьков в магме зависит от многих факторов, главные из которых: давление пересыщения магматичес-

кого расплава, внешнее гидростатическое давление, вязкость магмы, коэффициенты диффузии и теплопроводности. Таким образом, в магме в области спонтанной полимеризации периодически будут генерироваться импульсы давления с частотой, зависящей от вышеперечисленных факторов и определяемой внутренними свойствами магмы. Эти импульсы давления на стенках трещины формируют сейсмические волны, период колебаний в которых определяется длительностью самого импульса давления в магме и размерами трещины.

Исходя из предлагаемой гипотезы, попытаемся связать период сейсмических колебаний ГДП землетрясений с физическими характеристиками магматического расплава и сравнить с экспериментальными данными. В [13] было установлено, что основным фактором, определяющим время роста пузырьков, является процесс диффузии.

Рассмотрим процесс роста пузырьков газа, исходя из уравнения диффузии:

$$dM = -D \frac{dp_g}{dx} ds dt, \quad (1)$$

где D – коэффициент диффузии, (для базальтовой магмы Ключевского вулкана при $P = 5000$ атм (5×10^8 Па) $D \sim 10^{-5}$ см²/с [21]); dM – масса газа, диффундирующего в пузырек за время dt через поверхность пузырька ds ; dp_g/dx – градиент концентрации свободного газа в магме.

Из уравнения (1) следует, что длительность импульса в магме будет зависеть от коэффициента диффузии и концентрации свободного газа в магме по формуле:

$$\tau = \int dt = - \int \frac{dM}{D ds dp_g/dx}. \quad (2)$$

Для наших оценок о влиянии диффузии на рост пузырьков в первом приближении будем считать, что $dp_g/dx = \text{const}$ и, учитывая, что $dM = 4/3\pi R^3 d\rho$, ρ – плотность газа в пузырьках (при $P = 10^9$ Па, $\rho \approx 1$ г/см³ [22]), а $ds = 4\pi R^2$, из уравнения (2) получим, что:

$$\tau = \frac{\rho R dx}{3D dp_g}. \quad (3)$$

Оценим значения величин, входящих в формулу (3).

Как следует из формулы (3), продолжительность импульса τ определяется, в первую очередь, плотностью газа ρ в пузырьках, размером пузырьков R , и в значительной мере зависит от самой неопределенной в нашей задаче величины – градиента концентрации свободного газа dp_g/dx . Принимая во внимание экспериментальные данные [43] о возможном уровне пересыщения магмы летучими, в качестве исходной величины давления пересыщения предположим $P = 10^5$ Па.

Средний радиус образовавшихся пузырьков R немного превышает радиус газовых зародышей при нуклеации, размеры которых можно оценить при следующем условии. Будем считать, что появление и рост пузырьков происходят, в основном, за счет сжимаемости магмы [24]. Тогда можно записать, что:

$$dV_m \approx dV_g = \frac{4}{3} \pi R^3 N \quad (4)$$

$$\text{и } dP = \frac{1}{\beta} \frac{dV_m}{V_m}, \quad (5)$$

где β – модуль объемного сжатия, $1/\beta \sim 10^9$ Па [21, 22]; V_m – объем магмы; V_g – объем, занимаемый пузырьками в объеме магмы V_m ; N – количество газовых зародышей в 1 см^3 магмы.

Из последнего равенства при уровне пересыщения расплава $dP = 10^5$ Па находим, что

$$dV_m = 10^{-4} V_m. \quad (6)$$

Исходя из гипотезы Ферхугена [44] об образовании пепла, количество пузырьков N в единице объема должно соответствовать минимальному размеру пепловых частиц. В наших расчетах минимальный размер пепловых частиц будем принимать ~ 1 Мкм, что попадает в диапазон мельчайших пепловых частиц, образующихся при извержениях базальтовых вулканов [18]. Учтем, что в момент слияния пузырьков первоначальный объем V_m увеличивается примерно в 4 раза и, следовательно, размер пепловых частиц 1 мкм будет соответствовать $N = 4 \times 10^{12}$. Подставляя значение N в (4) и учитывая (6), получим $R = 1.8 \times 10^{-6}$ см.

Попытаемся оценить количественное значение dp_g/dx , исходя из весовой концентрации растворенной в магме воды $W(P)$. Основываясь на экспериментальных данных [19], определим вначале величину

$$dp_g/dP = \rho_m dW(P)/dP \approx (3-4) \times 10^{-10} \text{ г/Па.}$$

Тогда из последнего выражения получим, что $dp_g \approx (3-4) \times 10^{-5}$ г в 1 см^3 . Величина dx определяется количеством газовых зародышей N в 1 см^3 магмы, $N \sim (1/dx)^3$.

Используя вычисленные значения в формуле (3), получим, что рассчитанная нами длительность импульса $\tau = 1.2$ с близка к наблюдаемым периодам P - и S -волн ГДП землетрясений.

По формуле $dE = VdP + PdV$ можно оценить объем магмы, в котором происходит процесс образования пузырьков, сопровождаемый землетрясением энергетического класса $K_s = 6$. Для этого искусственно разделим процесс газоотделения на 2 фазы. Предположим, что вначале газ выделился мгновенно в пузырьки (фаза 1). При этом давление в рассматриваемом объеме повысилось

на величину, определяемую давлением пересыщения магмы ($\sim 10^5$ Па). Энергия dE в этом объеме V магмы возросла на величину:

$$dE = VdP. \quad (7)$$

Затем начинается фаза изотермического расширения газовых пузырьков (фаза 2), в конце которой избыточная энергия $dE = VdP$ при достижении механического равновесия газовых пузырьков с магмой вся переходит в энергию расширения пузырьков:

$$dE = PdV. \quad (8)$$

Из формулы (7) при уровне пересыщения 10^5 Па определим, что в идеальном случае, когда вся энергия расширения расходуется на генерацию сейсмических волн, для того, чтобы произвести землетрясение $K_s = 6$ ($E = 10^6$ Дж) необходимо $V = 10 \text{ м}^3$ пересыщенной летучими магмы. Объем dV выделившейся при этом процессе воды можно оценить по формуле (8). При $P = 10^9$ Па (на глубине ~ 30 км) $dV = 10^{-3} \text{ м}^3$, что совпадает со сделанными выше по формуле (6) расчетами.

При оценке объема V магмы, в котором происходит нуклеация, по формуле (7), следует учитывать, что не вся энергия расширения газа расходуется на генерацию сейсмических волн. К примеру, при камуфлетных взрывах основная часть энергии (до 80%) тратится на дробление породы ударными волнами вблизи камуфлетной полости. Остальная часть энергии взрыва расходуется на работу расширения полости. Считается, что энергия сейсмических волн составляет до 1% от энергии взрыва [23]. Но в случае низкоэнергетического источника с небольшим избыточным давлением этот процент значительно возрастает [23]. И только при бесконечно медленном расширении газового объема энергия его расширения равна излучаемой в окружающее пространство энергии бесконечно длинной волны. Рассматриваемый нами случай занимает некое среднее положение, так как это низкоэнергетический источник, но время его действия конечно.

Мы надеемся, что следующие исследования с использованием дополнительных сейсмологических данных, позволят более точно оценить некоторые вычисленные выше физические параметры магмы.

В рамках предлагаемой модели достаточно хорошо можно объяснить почти все особенности ГДП землетрясений, выявленные при их предварительном исследовании. Непонятным пока остается только большой интервал глубин (20–35 км), в котором происходят ГДП землетрясения. Но если полагать, что на глубине 20–35 км магма находится в насыщенном состоянии, то при движении магмы вверх отдельные ее порции достигают метастабильного состояния на всем интервале глубин и, таким образом, вопрос о широком интервале глубин ГДП землетрясений становится легко

объясним. Образование газовых пузырьков на глубинах 20–35 км приводит к повышению давления в магматической системе, движению магматического расплава и, как следствие, миграции вверх очагов землетрясений в слоях 2–3. Понятным становится и роевой характер появления ГДП землетрясений.

Следует подчеркнуть, что в рассмотренной выше модели наша задача заключалась в том, чтобы показать возможность генерации ГДП землетрясений в результате фазовых переходов 1-го рода (образование газовой фазы). Поэтому расчеты, проведенные нами, были сделаны для системы расплав–вода, наиболее изученной к настоящему времени. Но принципиальная схема генерации ГДП землетрясений в предложенной нами модели не изменится, если в процессе нуклеации газовых пузырьков в качестве активного агента будет выступать другой газ. Определение подходящего на такую роль магматического газа и возможных физико-химических процессов, в результате которых образуется газовая фаза, является задачей геохимии. Диапазон глубин и характеристики ГДП землетрясений дают дополнительные условия для такого поиска.

Выводы. 1. По результатам анализа многолетних сейсмологических наблюдений в районе Северной группы вулканов (1977–1996 гг.) под вулканом Ключевской по уровню сейсмичности выделяются 4 сейсмически активных слоя: 4–5; 3–12; 12–20; 20–35 км.

2. Исследованы пространственно-временные закономерности сейсмичности в выделенных горизонтах в зависимости от активности вулкана.

3. Установлено, что сейсмичность слоев 2 и 3 зависит от проявлений внешней активности и отражает состояние питающей магматической системы на этих глубинах. Вулкано-тектонические землетрясения в этих слоях являются индикаторами подвижек, происходящих на путях движения магмы в средних горизонтах земной коры, через которые проходит магмоподводящий канал или система каналов.

4. Сейсмичность слоя 20–35 км резко отличается от сейсмичности вышележащих горизонтов глубин по ряду исследованных параметров: угловому коэффициенту графика повторяемости, максимальному энергетическому классу землетрясений, суммарной сейсмической энергии и числу землетрясений. Динамические и кинематические параметры землетрясений в этом слое и землетрясений на глубинах меньше 20 км также различны. Это позволяет предполагать иную генетическую природу землетрясений, происходящих под вулканом в нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое.

5. Предложена модель генерации ГДП землетрясений, в которой в качестве возбуждающей

силы источника землетрясений рассмотрен процесс спонтанной полимеризации магматического расплава и сопутствующего ей газоотделения. Проведенные расчеты показывают удовлетворительное согласие предложенной модели с экспериментальными сейсмологическими данными.

Так как ГДП землетрясения связаны с движением магмы, есть основания предполагать, что исследование длиннопериодной сейсмичности на глубинах более 20 км под вулканом может выявить дополнительные прогностические признаки извержений. Последняя активизация вулкана в 2002 г. и предшествующее ей возобновление сейсмической активности в слое 4 подтверждают эти предположения.

Авторы благодарят Г.И. Аносова, В.Н. Двига-ло, Б.В. Иванова, И.В. Мелекесцева, П.П. Фирстова и В.А. Широкова за внимание к работе и интересные дискуссии, О.С. Чубарову за полезные замечания, а также М.Я. Малкину, выполнившую большой объем работы по подготовке фактических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Иванов Б.В., Утнасин В.К. Основные черты тектонического строения Ключевской группы вулканов (Камчатка) в связи с ее глубинной структурой // Докл. АН СССР. 1974. Т. 219. № 5. С. 1192–1195.
2. Аносов Г.И., Биккенина С.Л., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
3. Багдасарьян Х.С. Теория радикальной полимеризации. М.: Наука, 1959.
4. Балеста С.Т., Гонтовая Л.И., Каргапольцев А.А. и др. Результаты сейсмических исследований земной коры в районе Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1991. № 3. С. 3–18.
5. Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ, Камчатка, 1975–1976 гг.) / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. 638 с.
6. Гаврилов В.А., Воропаев В.Ф., Головщикова И.А. и др. Комплекс радиотелеметрической аппаратуры ТЕСИ-2 // Сейсмические приборы. 1987. № 19. С. 5–17.
7. Горельчик В.И. Сейсмическая активность Ключевского вулкана в период подготовки и развития прорыва “Предсказанный” в марте–июле 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 71–87.
8. Горельчик В.И. Сейсмичность района Ключевской группы вулканов и связь сейсмических и вулканических явлений на Ключевском вулкане, 1971–1983 гг. // Сейсмичность и сейсмический прогноз на Дальнем Востоке. Тез. докл. Выездной сессии МСССС и VI научной сессии Дальневосточной секции МСССС. Петропавловск-Камчатский, 1986. С. 25–26.
9. Горельчик В.И. Сейсмичность магматической системы Ключевского вулкана на Камчатке // Тез.

- докл. VII Всесоюз. вулканологического совещ. "Вулканизм, структуры и рудообразование". Иркутск, июнь 1992. Петропавловск-Камчатский. С. 48–49.
10. Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение его современной магматической деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 352–372.
 11. Горельчик В.И., Степанов В.В. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки в 1971–1972 гг. // Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976. С. 198–218.
 12. Горельчик В.И., Сторчеус А.В. О длиннопериодных вулканических землетрясениях в нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое под Ключевским вулканом // Матер. научно-практической конференции "Проблемы сейсмичности Дальнего Востока, новая карта сейсмического районирования ОСР-97, ее роль и значение для Петропавловска-Камчатского и области" Петропавловск-Камчатский, 6–9 апреля 1999. С. 373–389.
 13. Горельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский, 2001 г.
 14. Горельчик В.И., Чубарова О.С., Гарбузова В.Т. Сейсмичность района Северной группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 90–100.
 15. Гордеев Е.И. Природа сейсмических сигналов на активных вулканах: Автореф. дисс. ... док. физ.-мат. наук. М., 1998. 30 с.
 16. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703–705.
 17. Двигало В.Н., Мелекесцев И.В. Крупные современные обвалы на конусе вулкана Ключевской (по результатам ревизии последствий событий 1944–1945 и 1984–1985 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2000. № 1. С. 3–17.
 18. Земцов А.Н. Исследование твердой дисперсной фазы эруптивного вулканического облака: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1986. 22 с.
 19. Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 97 с.
 20. Канаи К., Осада К., Исозава К. Соотношения между периодами и амплитудами сейсмических волн // Слабые землетрясения. М.: Из-во иностр. лит-ры, 1961. С. 231–242.
 21. Лебедев Е.Б. Влияние воды на физико-химические свойства расплавов магматического состава: Автореф. дисс. ... док. химических наук. М., 1981. 42 с.
 22. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
 23. Садовский М.А. Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 1999. 335 с.
 24. Сторчеус А.В. К вопросу о природе вулканических взрывов // Вулканология и сейсмология. 1983. № 4. С. 72–78.
 25. Сургучев П.И., Горельчик В.И., Левина В.И., Мячкин В.И. Массовое определение гипоцентров землетрясений на ЭВМ в районе Северной группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С. 50–63.
 26. Тагер А.А. Физико-химия полимеров, М.: Изд-во ИЛ, 1963.
 27. Токарев П.И. Рой землетрясений вулкана Шивелуч в мае 1964 г. // Бюл. вулканол. станций. 1964. № 38. С. 41–44.
 28. Токарев П.И. К методике прогноза извержений вулканов Камчатки по сейсмологическим данным // Бюл. вулканол. станций. 1977. № 53. С. 38–45.
 29. Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1960–1961 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 9. С. 1360–1375.
 30. Федотов С.А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
 31. Федотов С.А., Токарев П.И., Годзиковская А.А., Зобин В.М. Детальные данные о сейсмичности Камчатки и Командорских островов (1965–1968 гг.) // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 35–46.
 32. Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. № 2. С. 3–42.
 33. Фирстов П.П., Широков В.А. Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 113–117.
 34. Широков В.А. Геодинамические аспекты взаимосвязи сейсмических и вулканических процессов, прогноз сильных землетрясений и вулканических извержений по сейсмологическим данным // Основные результаты научно-исследовательских работ Института вулканической геологии и геохимии за 1991–1996 гг. Петропавловск-Камчатский, 1996. С. 73–80.
 35. Цубои Ч. Соотношения между магнитудой и повторяемостью землетрясений в Японии и вблизи нее // Слабые землетрясения. М.: Из-во иностр. лит-ры, 1961. С. 334–342.
 36. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves earthquakes // J. of Geophysical Res. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
 37. Chouet B.A. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting // Nature. 1996. V. 380. P. 309–316.
 38. Chouet B.A., Page R.A., Stephens C.D. et al. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989–1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool // J. of Volcanol. and Geother. Res. 1994. V. 62. P. 95–135.

39. Chouet B.A. A seismic source model for the source of long-period events and harmonic tremor // *J. of Geophysical Res.* 1988. V. 93. P. 4373–4400.
40. Harlow D.H., Power J.A., Laguerta E.P. et al. Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo // *Newhall C.G., Punongbayan R.S. Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle and London, 1996. P. 285–306.
41. Lahr J.C., Chouet B.A., Stephens C.D. et al. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska // *J. of Volcanol. and Geother. Res.* 1994. V. 62. P. 137–151.
42. Ramos E.G., Laguerta E.P., Hamburger M.W. Seismicity and magmatic resurgence at Mount Pinatubo in 1992 // *Newhall C.G., Punongbayan R.S. Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle and London, 1996. P. 387–406.
43. Sparks R.S.J. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis // *J. of Volcanol. and Geother. Res.* 1978. V. 3. P. 1–37.
44. Verhoogen J. Mechanics of ash formation // *Am. J. Sci.* 1951. V. 249. P. 729–739.
45. White R.A. Precursory Deep Long-Period Earthquakes at Mount Pinatubo: Spatio-Temporal Link to a Basalt Trigger // *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo*, Philippines, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle and London, 1996. P. 307–327.

Deep-Seated Volcanic Processes Beneath Klyuchevskoi Volcano as Inferred from Seismological Data

V. I. Gorelchik¹, V. T. Garbuzova², A. V. Storcheus¹

¹*Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

²*Kamchatkan Experimental Methodical Seismological Department, Geophysical Service, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

An analysis of the long time series of seismological observations available at present (1977–1996) provides refinements and supplements to the evidence bearing on the magmatic activity and seismicity of Klyuchevskoi Volcano within the crust. Four crustal horizons of different level and character of seismicity have been identified beneath the volcano: 4–5 km, 5–12 km, 12–20 km, 20–35 km. The space-time seismicity patterns at the horizons were studied in relation to the volcano's activity. The first three horizons mostly involve earthquakes that occur in the solid earth due to the continually varying stress field around the magma channels, chambers, dike and sill systems that have intruded into the volcanic edifice. In the lower horizons of the crust and in the crust-mantle transition layer (20–35 km) we have identified a zone of abnormal physical properties which contains long-lived sources of deep-focus long-period earthquakes having a different origin from the volcano-tectonic earthquakes in the area of study. Pressure pulses in the magma are invoked as a hypothesis to provide the most satisfactory explanation of the observed kinematic and dynamic characteristics of these earthquakes beneath Klyuchevskoi Volcano. The pulses may have been caused by fast phase transitions in a metastable magma. The responsible process may be, in our opinion, separation of gas due to spontaneous polymerization of silicates in the melt. We put forward a model for the generation of deep-focus long-period earthquakes that is in satisfactory agreement with experimental data.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2004

Эруптивный цикл вулкана Шивелуч в 2001–2004 гг.

*С. А. Федотов, Н. А. Жаринов, В. Н. Двигало, Н. И. Селиверстов,
С. А. Хубуная*

3

Катастрофические извержения Авачинского вулкана (Камчатка)
в голоцене: хронология, динамика, геолого-геоморфологический
и экологический эффекты, долгосрочный прогноз

Л. И. Базанова, О. А. Брайцева, И. В. Мелекесцев, Л. Д. Сулержицкий

15

Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом
по сейсмологическим данным

В. И. Горельчик, В. Т. Гарбузова, А. В. Сторчеус

21

Составы расплавов и условия кристаллизации андезитов
вулканов Авачинский, Безымянный, Шивелуч и Карымский
(по данным изучения расплавных включений)

*Г. Е. Богоявленская, В. Б. Наумов, М. Л. Толстых, А. Д. Бабанский,
С. А. Хубуная*

35

Активные вулканы современных островных дуг:
гидролого-гидрохимический аспект исследований

Г. М. Гавриленко

49

Внеземной вулканизм (информационный обзор)

Л. К. Мальшева

65

Памяти Е.А. Вакина (1931–2003)

78

Памяти М.Д. Лесных (1947–2004)

80

*В номере представлены материалы
II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии
“Вулканизм и геодинамика”
Екатеринбург, 9–12 сентября 2003 г.*

*Редколлегия выражает признательность
председателю совета академику В.А. Коротееву
и ответственному секретарю А.И. Мальшеву.*

ISSN 0203-0306

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2004



ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

журналу 25 лет



<http://www.maik.ru>

Handwritten signature in blue ink.



“НАУКА”