

УДК 551.21

## Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка

В.И. Горельчик, А.В. Сторчеус

*Опубликовано:* Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск -Камчатский, 2001 г., 428с.; УДК 551.21+552+550.34

[^](#)

В нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое (интервал глубин 20-40 км) под Ключевским вулканом выявлена зона с аномальными физическими свойствами, имеющая эффективную вязкость на несколько порядков меньше, чем в астеносфере. Многолетними (1977-1996 гг.) сейсмологическими наблюдениями установлено, что в этой зоне существуют длительно действующие источники генерации глубоких длиннопериодных (ГДП) землетрясений, которые имеют иную генетическую природу, чем вулканно-тектонические и тектонические землетрясения в исследуемом районе. В качестве гипотезы, наиболее удовлетворительно объясняющей наблюдаемые кинематические и динамические характеристики ГДП событий под Ключевским вулканом, предлагается рассматривать возникновение импульсов давления в магме. Причиной появления таких импульсов могут быть быстропротекающие фазовые переходы в ограниченных объемах метастабильной магмы. Таким процессом, по нашему мнению, может быть отделение газа в следствие спонтанной (взрывной) полимеризации низкомерных форм силикатов в расплаве.

### Введение.

В настоящее время все разнообразие сейсмических сигналов, регистрируемых на вулканах, ряд исследователей [3,31,32 и др.] предлагают разделить на две основные группы в зависимости от физической природы генерирующих источников.

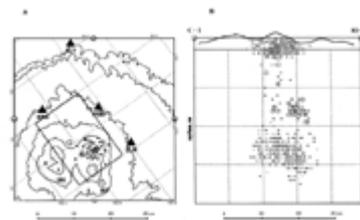
Первая группа включает сейсмические события, возникающие в твердой среде в результате хрупкого разрушения пород под действием сдвиговых и растягивающих напряжений, создаваемых активными магматическими процессами, и распределенных в достаточно большом объеме, окружающем магматические каналы и очаги. Эти землетрясения называются вулканно-тектоническими (ВТ), поскольку по механизму очага [7,21] и виду записи они практически неотличимы от чисто тектонических землетрясений. ВТ землетрясения характеризуются четкими вступлениями волн  $P$  и  $S$  и быстро спадающей кодой, преобладающие частоты лежат в широком диапазоне от 1 до 15 Гц [40]. Термин "вулканно-тектонические землетрясения" впервые был предложен Г.С.Горшковым при изучении сейсмичности Северной группы вулканов на Камчатке [4]. ВТ землетрясения возникают в районах активных и потухших вулканов как единичные события, так и роями длительностью от часов и дней до недель или месяцев. Часто эти землетрясения являются первыми признаками возобновившейся вулканической активности (долгосрочные предвестники) [22,29,41,45 и др.]. Известно множество примеров значительного усиления ВТ сейсмичности непосредственно перед началом извержений (краткосрочные предвестники) [2,8,22 и др.]. Вторая группа сейсмических сигналов состоит из источников, в которых активную роль в генерации сейсмических волн играют флюиды. К этой группе землетрясений относятся так называемые длиннопериодные (ДП) события: неглубокие ДП землетрясения, взрывные землетрясения, вулканическое дрожание (в.д.), сейсмические сигналы, сопровождающие дегазационные процессы в магме, и другие эруптивные явления [31]. По сравнению с ВТ, ДП землетрясения характеризуются более низкочастотной квазимонохроматической кодой, четко выраженной пиковой формой спектра, диапазон преобладающих частот лежит в интервале от 0,5 до 5 Гц [45]. Как показало теоретическое моделирование [4,32-36], характеристики природных сигналов, зарегистрированных от ДП событий на вулканах, подобны записям синтетических сигналов, генерируемых трещинами или каналами, заполненными жидкостями и флюидами и возбужденными меняющимся давлением. В этом смысле ДП землетрясения могут быть индикаторами пульсаций или перестройки давления в динамически активных магматических системах и, следовательно, содержать ценную прогностическую информацию как о начале, так и о развитии извержений, в частности, что особенно важно, о приближении катастрофической стадии извержения, как это было в 1991 г. на вулкане Пинатубо [37,45]. Так же как ВТ землетрясения, ДП землетрясения происходят в виде единичных событий, роев и продолжительных серий накладывающихся друг на друга сигналов, которые в ряде случаев удается связать с движением магмы [2,38,39].

Важной особенностью ДП сейсмичности является подобие формы записи индивидуальных сигналов, составляющих серии и рои, что свидетельствует о неоднократном возбуждении стационарного источника при неструктивном процессе [34]. Наблюдается сходство пространственных, временных и спектральных характеристик вулканического дрожания и ДП сигналов, подтверждающее общность физических процессов в источниках этих событий [32,39,43]. ДП землетрясения и ДП в.д. были зарегистрированы на многих вулканах (см., например, обзор литературы в [43]). Большинство этих событий возникают на глубинах менее 3-5 км. Это поверхностные длиннопериодные (ПДП) землетрясения, непосредственно связанные с вулканической активностью. ДП землетрясения на глубинах более 10 км относятся к глубоким длиннопериодным (ГДП) землетрясениям, они наблюдались не так часто [45], и их связь с извержениями менее ясна [30].

Настоящая статья посвящена исследованию глубоких длиннопериодных (ГДП) землетрясений под базальтовым Ключевским вулканом - одним из наиболее активных вулканов Северной группы на Камчатке. В статье приводятся результаты изучения сейсмичности слоя, в котором происходят ГДП землетрясения, частично публикуемые в настоящем сборнике в работе [6]. На основании особенностей характеристик ГДП землетрясений делается попытка обсудить возможные причины их возникновения.

Решение задачи определения природы ГДП землетрясений может способствовать изучению физических свойств среды, в которой они происходят, и поиску дополнительных предвестников извержений, что является актуальной задачей вулканической сейсмологии.

**Использованные данные и методы исследования.** В работе использованы каталоги землетрясений района Северной группы вулканов за 1974-1996 гг., составленные по данным сети стационарных сейсмических станций (с/ст) с однотипной амплитудно-частотной характеристикой сейсмических каналов [23] и сети радиотелеметрических станций (РТС). Подробнее о развитии сейсмических наблюдений в этом районе можно прочитать в работе [8]. Наиболее однородный каталог получен авторами [6] для периода 1977-1996 гг. Содержащиеся в нем землетрясения обработаны по единой программе локализации гипоцентров с учетом местного годографа сейсмических волн для земной коры [1,21]. Количественные оценки параметров сейсмического режима Ключевского вулкана проводились по выборке данных, заключенных в прямоугольнике, показанном на рис.1 в статье [6] настоящего сборника. Этот прямоугольник схематично представляет Центральную сейсмоактивную зону Ключевского вулкана, в которой в последние десятилетия была сосредоточена его основная магматическая деятельность. Для выявления пространственно-временных особенностей сейсмичности анализировались как полный каталог, включающий все события, координаты которых было возможно определить, так и выборки землетрясений, локализованных с заданной точностью. Кроме данных, полученных при обработке аналоговых записей смещения грунта (1977-сентябрь 1996 гг.), при исследовании кинематических и динамических характеристик ВТ и ГДП землетрясений были использованы (начиная с октября 1996 г.) цифровые записи скорости смещений, любезно предоставленные лабораторией телеметрических станций КОМСП Геофизической Службы РАН (заведующий лабораторией В.В.Ящук). На рис.1,А представлен район Центральной сейсмоактивной зоны, в котором проводились исследования землетрясений, и его вертикальный разрез (рис.1,Б) с гипоцентрами землетрясений, зарегистрированных в 1977-1996 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 ГДП землетрясений, зарегистрированных сетью РТС в 1996 г.



**Рис. 1**

В качестве характеристик землетрясений, помимо координат очагов, в наших исследованиях рассматривались: энергетический класс землетрясений  $K_s$ , видимые периоды колебаний  $T_s$ , измеренные в максимальной амплитуде  $S$  волн, а также энергетические спектры землетрясений.

Энергетический класс землетрясений  $K_s = \log E$  (Дж) оценивался по  $S$ -волнам по номограмме С.А.Федотова [24].  $K_s = 4,6 + 1,5 M$ , где  $M$  - магнитуда, определенная по поверхностным волнам.

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

**Краткая характеристика сейсмичности Ключевского вулкана, связанной с его современной магматической деятельностью.** Как было установлено в результате многолетних сейсмологических наблюдений [5,6,9,26], сейсмичность Ключевского вулкана, связанная с его магматической деятельностью в течение последних десятилетий, проявлялась, главным образом, в Центральной сейсмоактивной зоне, охватывающей область вокруг вершинного кратера и круто падающей вниз почти до 40 км. На основании распределения числа и уровня сейсмической энергии землетрясений по глубине в земной коре под вулканом Ключевской были выделены четыре сейсмоактивных горизонта: -4-5 км; 5-2 км; 12-20км и 20-35 км. Подробные характеристики слоев даны в работе [6] настоящего сборника.

В слоях 1-3 происходят преимущественно ВТ землетрясения, возникающие в упруго-деформированной среде вокруг магматических каналов и магматических очагов под действием меняющегося поля напряжений. Самый высокий уровень сейсмичности, отмечается на глубинах менее 5 км (слой 1), где происходят многочисленные рои землетрясений, связанные с внедрением даек и силлов в вулканическую постройку. 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.

В нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое 4 (интервал глубин 20-40 км) под Ключевским вулканом выявлена зона, в которой генерируется множество ГДП землетрясений [6]. Слой 4 характеризуется максимальным количеством происходящих в нем землетрясений и относительно низкой суммарной сейсмической энергией (более чем на порядок ниже, чем в слое 1). Максимальный энергетический класс землетрясений, происходящих в этом слое, не превышает 6,5-6,7. По приближенным оценкам, величина коэффициента  $\gamma$  в распределении числа землетрясений по энергии аномально высока:  $\gamma \sim 2,6$  [6]. Существенные отличия землетрясений слоя 4 от ВТ землетрясений, происходящих в трех вышележащих горизонтах: низкий максимальный энергетический класс, однотипная

форма записи сигналов, более длинные преобладающие периоды сейсмических колебаний [6], позволяют отнести землетрясения, происходящие в низах коры и переходном от коры к мантии слое под Ключевским вулканом, к разряду глубоких длиннопериодных (ГДП) событий.

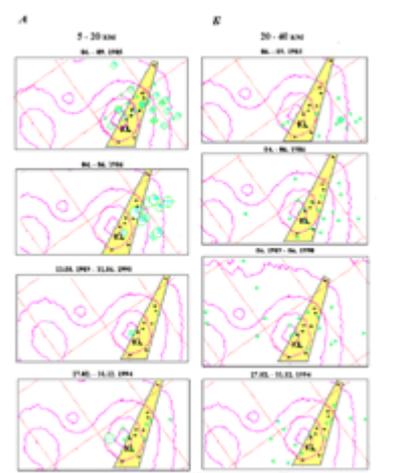
В работах [6,10] отмечалось, что увеличение числа ГДП землетрясений, как правило, происходит до или сразу после значительных вулканических событий (начало вершинных или побочных извержений, усиление эффузивной и/или эксплозивной деятельности в ходе извержений), опережая на срок от нескольких дней или недель до нескольких месяцев возникновение неглубоких ВТ и ПДП землетрясений. Во многих случаях наблюдалось два типа характерных временных последовательностей сейсмических и вулканических событий:

- группы и рои длиннопериодных землетрясений на глубинах 20-35 (40) 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 в.д. и других ПДП сигналов → начало или усиление вулканической активности;
- окончание извержения → ослабление и/или исчезновение в.д. → уменьшение числа поверхностных ВТ и ДП землетрясений → появление единичных землетрясений на глубинах 5-20 км → возобновление сейсмической активности в интервале глубин 20-40 км.

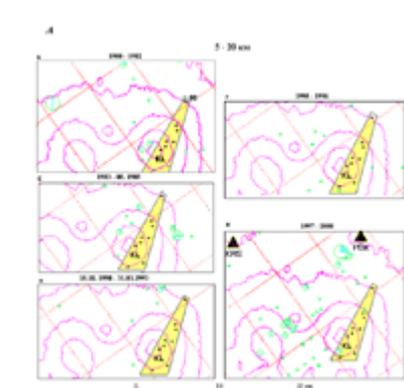
Связь землетрясений Центральной зоны с извержениями свидетельствует о том, что магма играет активную роль в формировании путей, по которым она продвигается к поверхности.

**Пространственное распределение землетрясений в средних и нижних горизонтах земной коры на разных стадиях активности Ключевского вулкана.** Нами были исследованы особенности пространственного распределения очагов землетрясений на глубинах 5-20 и 20-40 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 цепочку "свежих" побочных [эруптивных центров](#) или хотя бы часть из них ([рис.2, А](#)).



[Рис. 2](#)



[Рис. 3](#)

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 ([рис.3, А](#)). Особенно ярко этот эффект проявился после пароксимального 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 в сентябре 2000 г.) [12]. 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.

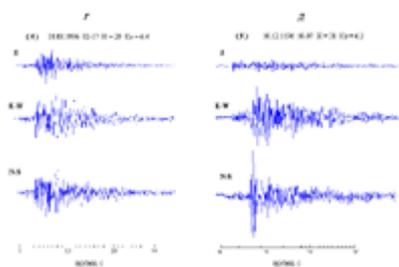
В нижних горизонтах земной коры и переходном от коры к мантии слое, как видно из [рис.2, Б](#) и [рис.3, Б](#), подобной зависимости в размещении очагов землетрясений от направления миграции сейсмичности не наблюдается. Несмотря на различие размеров эпицентральных зон на всех стадиях вулканической деятельности ГДП землетрясения в интервале глубин 20-40 км располагаются вокруг и внутри заштрихованной на рисунках области вершинного кратера и цепочки эруптивных центров.

Из выше сказанного следует, что:

- 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.
- Зона генерации ГДП землетрясений более устойчива в пространстве и не зависит от перераспределения давления в магматической системе.

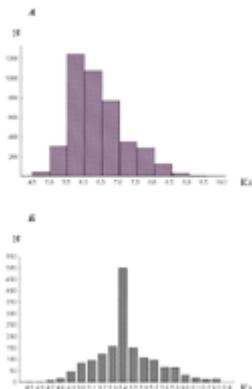
**Исследование характеристик ГДП землетрясений.** По данным аналоговых записей был проведен сравнительный анализ следующих характеристик ГДП землетрясений и землетрясений, происходящих на глубинах -4-20 км: формы записи, распределения числа землетрясений  $N$  по энергетическим классам  $K_s$ , периода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

На [рис.4,А](#) приведены образцы аналоговых записей землетрясений по смещению с энергетическим классом  $K_s \sim 6$ , происходящих в выделенных слоях Центральной сейсмоактивной зоны под Ключевским вулканом и вне этой зоны. ГДП землетрясения ([рис.4,Б](#)) преимущественно однотипны по форме записи, которая в значительной степени отличается как от записей землетрясений в вышележащих слоях ([рис.4,А](#)), так и от записей тектонических землетрясений ([рис.4,В](#)) на глубине более 20 км, 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 аналогичными периодами землетрясений, которые происходят 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 км до 45 км  $\sim 0,6-0,9$  с. Для землетрясений слоев 2 и 3 под Ключевским вулканом  $T_s = 0,3-0,5$  с, а в слое 1  $\sim 0,5-0,6$  с.



[Рис. 4](#)

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 1978-1995гг по 1351 землетрясению в интервале глубин -4-20 км и данные по 2015 землетрясениям с глубиной 20-40 км. Очевидно, что распределение числа землетрясений по  $K_s$  для глубин 20-40 км близко к нормальному закону и отличается от распределения для верхних горизонтов глубин, сходного с распределением для тектонических землетрясений (см., например, [28]).

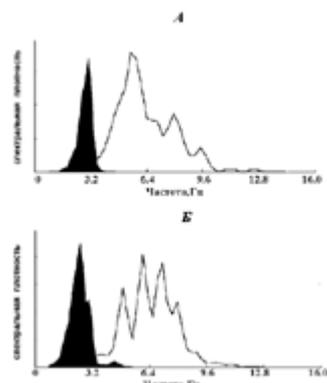


[Рис. 5](#)

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 20-40 км, происходивших в эти годы, не отличается от приведенных на [рис.5,А,Б](#).

Не было выявлено статистической зависимости энергетического класса  $K_s$  ГДП землетрясений от периода колебаний в поперечных волнах  $T_s$ , что не характерно для тектонических [16] и вулcano-тектонических землетрясений, связанных с образованием трещин при движении магмы. Коэффициент корреляции, рассчитанный для ГДП землетрясений, равен -0,57.

Кроме аналоговых записей нами были использованы 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 Р и S для сравнения со спектрами Р 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  $\sim 35$  км от кратера вулкана Ключевской. Характерный вид графиков нормированной спектральной плотности вертикальной компоненты Z для ГДП и тектонических землетрясений, записи которых приведены на [рис.4,Г,Д](#), представлен на [рис.6](#). Из [рис.6](#) следует, что спектры Р и S волн ГДП землетрясений подобны и имеют один резко выраженный пик на более низких частотах, чем у тектонического землетрясения, удаленного от вулкана и имеющего, по-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 Р-волн. Аналогичная картина наблюдается и для спектров горизонтальных каналов.



[Рис. 6](#)

Таким образом, по итогам работы [6] и в результате исследований ГДП землетрясений, выполненных в настоящей статье, было выявлено, что:

- Эпицентры ГДП землетрясений расположены на глубине 20 - 35 км и сконцентрированы в районе центрального кратера, независимо от проявлений вулканической активности.
- ГДП землетрясения чаще происходят роями продолжительностью до 9 месяцев, а иногда и дольше.
- Для ГДП землетрясений характерна однотипная форма записи.
- Энергетические спектры Р и S волн ГДП землетрясений имеют один резко выраженный пик на более низких частотах, чем для Р и S волн тектонических землетрясений такого же энергетического класса.
- 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  $\gamma$  для ГДП землетрясений значительно выше, чем для землетрясений в слоях 1-3.
- Наиболее характерные особенности динамических и кинематических параметров ГДП землетрясений: а) равенство периодов колебаний в Р и S волнах; б) на Z-канале амплитуды колебаний в Р и S волнах примерно равны; в) как правило, в пункт регистрации первой вступает волна сжатия.

### Обсуждение результатов

Из анализа сейсмичности слоя 4 совместно с проявлениями вулканической активности можно предположить непосредственную связь ГДП землетрясений с магматической деятельностью. Об этом свидетельствует появление роев ГДП землетрясений перед активизацией вершинного кратера или латеральными извержениями [6], а также особенности пространственного распределения очагов землетрясений на глубинах 5-20 и 20-40 км на разных стадиях состояния вулкана.

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 20-40 км располагается не сплошная магматическая колонна, а среда с системой трещин, в которой могут образовываться и через которую могут проходить поперечные сейсмические волны. По-видимому, на глубине 20-40 км мы имеем дело с системой заполненных магмой мелких трещин, являющихся верхней частью диапира, расположенного глубже 40 км в асейсмичной области между земной корой и верхней мантией, где под Ключевской группой вулканов ранее были обнаружены аномалии затухания короткопериодных сейсмических волн, связываемые с существованием магматических очагов [27]. Относительно небольшие энергетические параметры ГДП землетрясений в сравнении с более мелкофокусными ВТ землетрясениями свидетельствуют о том, что в нижних слоях земной коры за счет свойств среды не происходит интенсивного накопления напряжений. Следовательно, эта среда более пластична (по-видимому, за счет теплового потока от магматического очага).

**О механизме генерации ГДП землетрясений.** На основании полученных данных нами были рассмотрены две возможные гипотезы о механизме генерации ГДП землетрясений под Ключевским вулканом:

- Возникновение мелких трещин в упруго-пластичной среде при движении магмы.
- 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 [30]:

$$r = 0,35 V_p / f_0, \text{ где}$$

$V_p$  - скорость продольных волн,  $V_p \approx 7,5 \text{ км/с}$  [1] и

$f_0$  - угловая частота,  $f_0 = 1,5-2,0 \text{ Гц}$ .

Таким образом, мы получим, что  $r = 1,3 \dots 1,8 \text{ км}$ .

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) длиной 1-2 километра. 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 3-6 из выше перечисленных характерных особенностей ГДП землетрясений, т.к. 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 Гуттенберга-Рихтера, хорошо аппроксимируемый правой ветвью распределения Пуассона, определяется такими основными факторами, как линейный размер блоков и характерное время процесса (время между землетрясениями) [19]. Землетрясения, происходящие на глубинах до 20 км в исследуемом нами районе, также достаточно хорошо укладываются в распределение Пуассона. Коэффициент  $\gamma$ , рассчитанный для правой ветви распределения ВТ землетрясений по энергетическим классам, примерно равен  $\gamma$  для тектонических землетрясений Камчатки [25]. Это свидетельствует о том, что механизм очагов подавляющего большинства ВТ землетрясений не отличается от механизма очагов тектонических землетрясений.

ГДП землетрясения хорошо описываются 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.

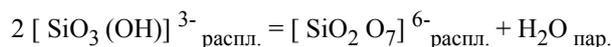
Важной особенностью ГДП землетрясений является равенство периодов колебаний в Р и S волнах, что отличает их от тектонических землетрясений. Это присуще и длиннопериодным землетрясениям, зарегистрированным во время извержения вулкана Пинатубо [45]. Заметим, что для тектонических землетрясений частота колебаний в S-волнах, как правило, ниже, чем в Р-волнах (см., например, [16]). Следует также отметить, что у всех исследованных нами ГДП землетрясений с четкими вступлениями Р-волн первой проходит волна сжатия, что также не характерно для тектонических и 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 [41].

Обсудим далее гипотезу 2, впервые предложенную в работе [34], в рамках которой неплохо объясняются перечисленные выше особенности ГДП землетрясений (пункты 1-6) в слое 4 в Центральной зоне под Ключевским вулканом. В этой модели ДП землетрясения генерируются при колебаниях стенок заполненных магмой трещин в результате импульсов давления в магме; волны давления в магме, как предполагают авторы [31,32,34], 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 нам весьма проблематичным.

С нашей точки зрения наиболее характерные особенности (пункты 3-6) ГДП землетрясений лучше объяснить неизменными в течение длительного времени физико-химическими свойствами магмы, заполняющей трещины, и характерными особенностями процессов, протекающих в магматическом расплаве и являющихся причиной возникновения в нем импульсов давления. Форма записи ГДП землетрясений также свидетельствует об импульсной природе их источника [13].

Причиной импульсов давления в магме могут быть быстротекающие фазовые переходы в ограниченных объемах метастабильной магмы. Таким процессом, по нашему мнению, является спонтанная полимеризация 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), что и приводит к импульсам давления в магме.

Из экспериментальных данных [43] известно, что в базальтовых расплавах при внешнем давлении  $P = 1 \text{ атм}$  ( $10^5 \text{ Па}$ ) 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 20-40 км (внешнее давление  $P = (8-16) \cdot 10^8 \text{ Па}$ ) и при  $P = 1 \text{ атм}$  ( $10^5 \text{ Па}$ ) 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 20-40 км, может происходить по следующей схеме, которая представляет собой процесс с обратной связью.

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 и 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 магматического расплава, 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. Для этого определим основные факторы, влияющие на рост пузырьков.

Так как теплопроводность играет заметную роль только для больших пузырьков (а в нашем случае мы имеем дело с пузырьками микронных и субмикронных размеров), процесс роста пузырьков будем считать изотермическим. Для того

чтобы определить, какому из оставшихся факторов (диффузия и вязкость) принадлежит основная роль в длительности формирования импульса давления в магме, рассмотрим влияние диффузии и вязкости на рост пузырьков в магме независимо друг от друга. Расчеты будем проводить для водонасыщенного базальтового расплава. Вначале оценим влияние вязкости.

Решение задачи о динамике газовых пузырьков основывается на уравнении Рэлея-Тейлора с учетом вязкости [42]:

$$R \frac{d^2 R}{dt^2} + \frac{3 (dR)^2}{2 (dt)^2} + \frac{4\nu dR}{R dt} = \frac{(P_1 - P)}{\rho_m}, \quad (1)$$

где  $R$  - радиус пузырьков,  $\rho_m$  - плотность магмы,  $\nu$  - кинематическая вязкость магмы,  $P$  - давление в магме,  $P_1$  - давление в газовом пузырьке.

Для того чтобы оценить время  $\tau$  релаксации избыточного давления, возникающего при расширении пузырьков, пренебрегаем первыми двумя членами в уравнении (1) вследствие их малости:

$$(4\nu / R) \frac{dR}{dt} = (P_1 - P) / \rho_m. \quad (2)$$

Условие механического равновесия в газовом пузырьке будет определяться уравнением:

$$P_1 - P = \frac{2\sigma}{R_0}, \quad (3)$$

где  $\sigma$  - коэффициент поверхностного натяжения.

Подставляя выражение (3) в (2), получим уравнение:

$$2\nu\rho_m \frac{dR}{dt} = \sigma,$$

из которого интегрированием по времени можно определить длительность импульса:

$$\tau = \int dt = \frac{2\nu\rho_m}{\sigma} \int dR. \quad (4)$$

Для водонасыщенных базальтовых магм на глубине 20 - 40 км по данным [18] вязкость  $\mu = \rho_m \nu \sim 10^1 - 10^2$  Пуаз (1-10 Па/с), а  $\sigma \approx 10^2$  дин/см ( $10^{-1}$  Па/с) [17]. Как следует из формулы (4), для  $\tau \sim 1$ с радиус  $R$  возникших в магме пузырьков должен составлять  $10^{-1} - 10^{-2}$  см, что на несколько порядков превосходит расчетные [20] и экспериментальные [43] данные. Следовательно, время  $\tau$  в нашей модели должно определяться другими параметрами.

Рассмотрим теперь процесс роста пузырьков газа исходя из уравнения диффузии:

$$dM = -D \frac{dp_g}{dx} ds dt, \quad (5)$$

где  $D$  - коэффициент диффузии, (для базальтовой магмы Ключевского вулкана при  $P = 5000$  атм ( $5 \cdot 10^8$  Па)  $D \sim 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с [16]);  $dM$  - масса газа, диффундирующего в пузырек за время  $dt$  через поверхность пузырька  $ds$ ;  $dp_g/dx$  - градиент концентрации свободного газа в магме, равный:

$$\frac{dp_g}{dx} = \frac{dW(P)}{dP} \frac{\rho_m}{dx},$$

где  $W(P)$  - весовая концентрация растворенного в магме газа,  $dW(P)/dP \approx 4 \cdot 10^{-10}$  г/Па [16].

Из уравнения (5) следует, что длительность импульса в магме будет зависеть от коэффициента диффузии и концентрации свободного газа в магме по формуле:

$$\tau = \int dt = - \int \frac{dM}{D ds d\rho_g / dx}$$

Для наших оценок о влиянии диффузии на рост пузырьков в первом приближении будем считать, что  $d\rho_g/dx = \text{const}$  и, учитывая, что  $dM = 4/3 \pi R^3 d\rho$ ,  $\rho$  - плотность газа в пузырьках, а  $ds = 4\pi R^2$ , из последнего уравнения получим, что:

$$\tau = \frac{\rho R}{3D} \frac{dx}{d\rho_g} \quad (6)$$

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. Тогда можно записать, что:

$$dV_m \approx dV_g = \frac{4}{3} \pi R^3 N \quad dP = \frac{1}{\beta} \frac{dV_m}{V_m},$$

где  $\beta$  - модуль объемного сжатия,  $1/\beta \sim (1-3) \cdot 10^9$  Па [17,18];  $N$  - количество газовых зародышей в  $1 \text{ см}^3$  магмы,  $N \sim (1/dx)^3$ .

Подставляя известные значения в формулу (6), мы, при  $N \sim 10^9-10^{12}$ , получим, что время релаксации  $\tau$  лежит в пределах наблюдаемых нами периодов  $P$  и  $S$  волн.

Исходя из гипотезы Верхугена [44] об образовании пепла, количество пузырьков  $N$  в единице объема должно соответствовать минимальному размеру пепловых частиц. В наших расчетах минимальный размер пепловых частиц будет составлять  $\sim 1$  Мкм, что попадает в диапазон мельчайших пепловых частиц, образующихся при извержениях базальтовых вулканов [14].

Проведенные оценки нам представляются вполне разумными и позволяют считать основным фактором, определяющим скорость роста пузырьков в магме на начальной стадии, процесс диффузии.

Энергетические оценки по формуле  $dE = PdV + VdP$  показывают, что для того, чтобы произвести землетрясение энергетического класса  $K_S \approx 6$  по предлагаемой нами гипотезе, необходимо, чтобы в течение 0,5-1 секунды на глубине  $\sim 30$  км произошла спонтанная полимеризация сопровождаемая выделением газа в объеме магмы  $\sim 10 \text{ м}^3$  с уровнем пересыщения  $\sim 1$  атм. ( $10^5$  Па).

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 считать, 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 об интервале глубин ГДП землетрясений становится легко объясним. В этом случае понятным становится роевой характер появления ГДП землетрясений.

Образование газовых пузырьков на глубинах 20-40 км приводит к повышению давления в магматической системе и, как следствие, миграции вверх очагов землетрясений в слоях 2-3.

Дальнейшие исследования пространственно-временных закономерностей распределения ГДП землетрясений и их характеристик в различные периоды сейсмической и вулканической активности с использованием цифровых записей, возможно, позволят подтвердить предлагаемую модель генерации 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

- По результатам анализа многолетних сейсмических наблюдений в районе Северной группы вулканов (1977-1996 гг.) под вулканом Ключевской выделяются 4 сейсмически активных слоя: -4-5 км; 3-12 км; 12-20 км; 20-40 км. Установлено, что сейсмичность слоев 2 и 3 зависит от проявлений внешней активности и отражает состояние питающей магматической системы на этих глубинах.
- Сейсмичность слоя 20-40 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.
- 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 сейсмическими 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.

Авторы выражают благодарность В.Т.Гарбузовой, первой обратившей внимание на необычную форму землетрясений под Ключевским вулканом в нижних горизонтах коры и переходном от коры к мантии слое и внесшей существенный вклад в обработку этих землетрясений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- *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. N 5. С.1192-1195.
- Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ, Камчатка, 1975-1976 гг.) / Отв. ред. *Федотов С.А.* М.: Наука, 1984. 638 с.
- *Гаврилов В.А., Воропаев В.Ф., Головицкова И.А. и др.*, Комплекс радиотелеметрической аппаратуры ТЕСИ-2 // Сейсмические приборы. 1987. N 19. С.5-17.
- *Гордеев Е.И.*, Природа сейсмических сигналов на активных вулканах: Автореф. дисс. док. физ.-мат.наук. Москва, 1998. 30 с.
- *Горельчик В.И.*, Сейсмичность магматической системы Ключевского вулкана на Камчатке // Тез.докл. VII Всесоюзного вулканологического совещания "Вулканизм, структуры и рудообразование". Иркутск, июнь 1992. Петропавловск-Камчатский, 1992. С.48-49.
- *Горельчик В.И., Гарбузова В.Т.*, Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение его современной магматической деятельности (настоящий сборник).
- *Горельчик В.И., Зобин В.М., Токарев П.И.*, Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. N 6. С.61-77.
- *Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Дроздин Д.В., Левина В.И., Фирстов П.П., Чубарова О.С., Широков В.А.*, Вулкан Шивелуч: глубинное строение и прогноз извержений по данным детальной сейсмичности, 1962-1994 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. N 4-5. С.54-75.
- *Горельчик В.И., Чубарова О.С., Гарбузова В.Т.*, Сейсмичность района Северной группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1988. N 1. С.90-100.
- *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 // Материалы научно-практической конференции "Проблемы сейсмичности Дальнего Востока, новая карта сейсмического районирования ОСР-97, ее роль и значение для Петропавловска-Камчатского и области". Петропавловск-Камчатский, 1999, 6-9 апреля. С.73.
- *Двигало В.Н.*, Морфологические предвестники (первые признаки) активизации некоторых вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2000. N 4. С.3-16.
- *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. N 1. С.3-17.
- *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1971. Т.1 316 с.
- *Земцов А.Н.* Исследование твердой дисперсной фазы эруптивного вулканического облака: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. Наук. М., 1986. С.22.
- *Кадик А.А., Луканин О.А.* Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 97 с.
- *Канаи К., Осада К., Иосизава К.* Соотношения между периодами и амплитудами сейсмических волн // Слабые землетрясения. М.: Из-во ин. лит.-ры, 1961. С.231-242.
- *Лебедев Е.Б.* Влияние воды на физико-химические свойства расплавов магматического состава: Автореф. дисс. док. химических наук. М., 1981. 42 с.
- *Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
- *М.А.Садовский.* Избранные труды. Геофизика и физика взрыва. М. Наука, 1999. 335 с.
- *Сторчеус А.В.* К вопросу о природе вулканических взрывов // Вулканология и сейсмология. 1983. N 4. С.72-78.
- *Сургучев П.И., Горельчик В.И., Левина В.И., Мячкин В.В.*, Массовое определение гипоцентров землетрясений на ЭВМ в районе Северной группы вулканов Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1992. N 2. С.50-63.
- *Токарев П.И.* Рой землетрясений вулкана Шивелуч в мае 1964 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1964. N 38. С.41-44.

- Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф. Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1960-1961 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. N 9. С.1360-1375.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация курило-камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
- 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.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Горельчик В.И. Деформации и землетрясения Ключевского вулкана, модель его деятельности // Вулканология и сейсмология. 1988. N 2. С.3-42.
- Фирстов П.П., Широков В.А., Локализация корней вулканов Ключевской группы по сейсмологическим данным // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971 С.113-117.
- Цубои Ч. Соотношения между магнитудой и повторяемостью землетрясений в Японии и вблизи нее // Слабые землетрясения. М.: Из-во ин. лит-ры, 1961. С.334-342.
- 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.
- Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1970. V.75. N26. P.4997-5009.
- Choue, B.A. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. // Nature. 1996. V.380. P.309-316.
- Chouet B.A., Page R.A., Stephens C.D., Lahr J.C., and Power J.A. Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1994. V.62. P.95-135.
- Chouet B.A., Excitation of a buried magmatic pipe: A seismic source model for volcanic tremor: Journal of Geophysical Research. 1985. V.90. P.1881-1893.
- Chouet B.A. A seismic source model for the source of long-period events and harmonic tremor: Journal of Geophysical Research. 1988. V.93. P.4373-4400.
- Chouet B.A. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor // Gasparini P., Scarpa R., and Aki K., etc. Volcanic seismology: International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVSEI). Proceedings in Volcanology, Berlin, Springer-Verlag. 1992. P.113-156.
- Ferrazzini V., Chouet B.A., Fehler M., and Aki K. Quantitative analysis of long-period events recorded during hydrofracture experiments at Fenton Hill, New Mexico // Journal of Geophysical Research. 1990. V.95. P.21871-21884.
- Harlow D.H., Power J.A., Laguerta E.P., Ambubuyog G., White R.A., and Hoblit R.P. Precursory seismicity and forecasting of the June 15, 1991, eruption of Mount Pinatubo // Newhall, Christopher G. and Punongbayan, Raymundo 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
- Klein F.W., Koyanagi R.Y., Nakata, J.S., and Tanagawa W.R.. The seismicity of Kilayea's magma sistem, Data from Hawaiian Volcano Observatory 1969-1985 // Decker R.W., Wright T.L., and Staffe, P.H., eds. Volcanism in Hawaii: U.S. Geological Survey Professional Paper 1350. 1987. V.2. P.1019-1186.
- Koyanag, R.Y., Chouet B.A., and Aki K. Origin of volcanic tremor in Hawaii, Part I, Data from Hawaiian Volcano Observatory 1969-1985 // Decker R.W., Wright T.L., and Staffer P.H., eds. Volcanism in Hawaii: U.S. Geological Survey Professional Paper 1350. 1987. V.2. P.1228-1258.
- Lahr J.C., Chouet B.A., Stephens C.D., Power J.A., and Page R.A.. Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1994. V.62. P.137-151.
- Ramos E.G., Laguerta E.P., and Hamburger M.W. Seismicity and magmatic resurgence at Mount Pinatubo in 1992 // Newhall, Christopher G. and Punongbayan, Raymundo 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.
- Rosner D.R., Epstein M. Effects of interface kinetics, capillarity and solute diffusion on bubble growth rate in highly supersaturated liquids // Chem. Eng. Sci. 1972.V.27. P.69-88.
- Sparks R.S.J. The dynamics of bubble formation and growth in magmas: a review and analysis // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1978. V.3. P.1-37.
- Verhoogen J. Mechanics of ash formation // Am. J. Sci. 1951. V.249. P.729-739.
- White Randall A., Precursory Deep Long-Period Earthquakes at Mount Pinatubo: Spatio-Temporal Link to a Basalt Trigger, in: Newhall, Christopher G. and Punongbayan, Raymundo 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.307-327.

### Deep long-period earthquakes beneath Klyuchevskoi volcano

Gorelchik V.I., Storcheus A.V.

A zone of anomalous physical properties and effective viscosity a few orders of magnitude lower than in asthenosphere has been distinguished in the lower earth crust horizons and in crust -mantle transition layer (depth range is from 20 to 40 km) beneath Klyuchevskoi volcano. Long-term seismological observations (1978-1996) demonstrate that deep long-period earthquakes are generated within this zone. Their genetic origin is different from that of volcano-tectonic and tectonic earthquakes. As a hypothesis

of DLP earthquake generation beneath Klyuchevskoi we propose to consider occurrence of pressure impulses in magma. High-speed phase transitions in the limited volumes of the metastable magma are suggested to be responsible for occurrence of such impulses. We suggest a spontaneous polymerization accompanied by gas separation from the silicate melt to be such a process.