

Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН
Камчатский государственный педагогический университет

Фирстов Павел Павлович

**ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АКУСТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ
ДИАПАЗОНА 0,5 - 10 Гц В
АТМОСФЕРЕ
И ИХ СВЯЗЬ С ЭКСПЛОЗИВНЫМ
ПРОЦЕССОМ**



Фирстов Павел Павлович, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник Камчатского ГИО РАН, доцент кафедры 90 в г. Петропавловск-Камчатский Камчатского государственного педагогического университета, занимается исследованиями в области вулканической активности.

В настоящее время им ведется работа по созданию мониторинга вулканической активности на Петропавловск-Камчатском государственном университете в области вулканической активности вулканической активности.

П.П. Фирстов занимается исследованиями в области вулканической активности вулканической активности.

Введение

Извержения с различными типами активности и интенсивностью сопровождаются большим разнообразием физических процессов, в результате которых возникают в атмосфере волновые возмущения широкого диапазона частот - от 1500 до 0,001 Гц. Все акустические волновые возмущения в атмосфере, возникающие во время излияния лавы на дневную поверхность, её дегазации, выноса раскаленного пирокластического материала в атмосферу, объединяются автором в «акустику вулкана». В широком диапазоне частот в «акустике вулкана» особое место в ближней зоне регистрации занимают акустические сигналы (АС) с частотой $f = 0,5 \div 10$ Гц, которые возникают во время дегазации магмы при ее излиянии на поверхность Земли и несут информацию о динамике извержения. Изучение АС этого диапазона частот представляет большой интерес как с точки зрения понимания физики взрывного процесса, так и для разработки методики мониторинга вулканической активности. Исследования автора были начаты около тридцати лет назад, когда не было четких представлений о физической природе, об особенностях генерации и распространения АС в ближней зоне. Извержение вулкана – уникальное, редкое природное событие, поэтому информация о каждом извержении представляет большую научную ценность. За тридцатилетний период автором были изучены АС от многих извержений вулканов Камчатки, и обобщающая работа является весьма кстати для дальнейшего развития направления «акустика вулкана».

Экспериментальное изучение АС, возникающих во время извержений вулканов, до 70^х годов XX столетия носили фрагментарный и сугубо качественный характер, что было связано с малой разрешающей способностью регистрации АС как по времени, так и по чувствительности. С целью изучения разнообразия форм импульсов АС, особенностей их генерации и распространения автором ставилась задача их регистрации в непосредственной близости от извергающихся вулканов с чувствительностью не хуже $S = 0,1$ мВ/Па и разрешающей способностью по времени не менее 0,1 секунды. Основной задачей работы было изучение взрывного процесса с использованием дистанционного метода наблюдений – регистрацией акустических сигналов, что позволяло выйти на мониторинг взрывного процесса и сделать оценки некоторых параметров вулканических извержений с позиции физики взрыва.

Впервые в мировой практике вулканологических исследований дана классификация акустических сигналов, возникающих во время истечения вулканического материала на поверхность Земли, в зависимости от их физической природы. Показано, что во время выноса вулканического материала возникают АС диапазона 0,5÷10 Гц, которые можно отнести к классу слабых воздушных ударных волн (ВУВ). Причем АС генерируются с характерным временем длительности, контролируемым диаметром кратера вулкана. Показаны особенности генерации АС, которые выражены в их квазипериодическом появлении со скважностью 0,8÷4

секунды. Впервые на основании экспериментальных данных рассмотрены особенности распространения звукового импульса из вершины вулкана Ключевского в ближней зоне (до 15 км) в зависимости от стратификации атмосферы. Установлено, что при определенных геометрических размерах жерла вулкана, на дне которого происходят эксплозии, возникают нелинейные колебания. На основании регистрации акустического излучения для трех вулканических извержений стромболианского типа показана возможность оценки количества эксплозивного газа.

В основу работы положен анализ экспериментальных данных, полученных автором работы на действующих вулканах полуострова Камчатка. Более 25 лет под руководством и при непосредственном участии автора организовывались экспедиции для создания выносных пунктов с целью регистрации АС вблизи всех вулканов Камчатки, которые находились в стадии извержения.

Автор выражает искреннюю благодарность и признательность всем, кто рядом с ним работал в экстремальных условиях вблизи извергающихся вулканов. Автор всегда ощущал поддержку коллег, с которыми ему приходилось ставить лагерь, развешивать системы наблюдений и любоваться неповторимой феерией извергающихся вулканов. Автор отдает дань уважения и признательности своему первому учителю и наставнику П.И. Токареву. Все годы работы на Камчатке автор всегда мог положиться на помощь и внимание друга и коллеги В.А. Широкова, длительные дискуссии с которым были весьма полезны для понимания многих проблем вулканологии. На многих извержениях работы проводились совместно с А.В. Сторчеусом, которому автор признателен за помощь при проведении полевых работ, в процессе которых частые дискуссии способствовали лучшему пониманию физики эксплозивного процесса. Полезные советы и ценные критические замечания на различных этапах работы автор получил от М.А. Алидибирова, В.И. Горельчик, Н.М. Кравченко, А.П. Максимова, В.Х. Пергамента, Ю.Б. Слезина, Б.А. Трубникова, Ю.А. Филиппова, И.П. Чунчузова. Особую благодарность и признательность автор выражает научному руководителю работы академику РАН, профессору Виталию Васильевичу Адушкину. Многолетнее общение с ним и его поддержка во многом способствовали развитию направления «акустика вулкана» в российской вулканологии. Особую признательность выражаю моей жене Е.Н. Дубининой за постоянную моральную поддержку во время работы над этой книгой.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
От редактора.....	5
Предисловие.....	6
Введение.....	7
ГЛАВА 1. Вулканические извержения и проблема изучения их динамики дистанционными методами.....	9
1.1. Классификация вулканических извержений.....	9
1.2. Акустические сигналы в атмосфере, связанные с вулканическими извержениями.....	11
1.3. Сейсмические наблюдения, типы вулканических землетрясений.....	14
ГЛАВА 2. Аппаратура и методика обработки акустических и сейсмических сигналов.....	16
2.1. Электродинамические микробарографы серии ЭДМБ и их конструктивные особенности.....	16
2.2. Калибровочное устройство для определения амплитудно- частотных характеристик микробарографических каналов.....	20
2.3. Сейсмические наблюдения.....	23
2.4. Методика обработки сигналов.....	24
ГЛАВА 3. Организация на вулканах Камчатки микробарографических наблюдений	27
3.1. Извержение вулкана Карымского в 1970÷1973 гг.....	27
3.2. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975÷1976 гг.....	29
3.3. Извержения вулкана Ключевского: 1978; 1983; 1984; 1987÷1989 гг.....	30
ГЛАВА 4. Акустические сигналы в атмосфере, как результат нестационарных процессов в кратере извергающегося вулкана.....	36
4.1. Типы вулканических акустических сигналов.....	36
4.2. Особенности генерации и распространения акустических сигналов от вулканических эксплозий	
4.2.1. Характерное время фазы сжатия АС и его связь с размером кратера.....	49

4.2.2. Отражение режима автоколебаний взрывного процесса в акустическом и сейсмическом излучениях	51
4.2.3. Распространение АС в ближней зоне от взрывов вершинного кратера вулкана Ключевского.....	57
4.2.4. Нелинейные колебания в жерле вулкана Ключевского.....	63
4.3. Динамика извержений вершинного и побочного кратеров вулкана Ключевского в 1983 г. по акустическим данным.....	67
4.4. Оценка количества взрывного газа, участвующего в извержениях стромболианского типа.....	73
Заключение.....	79
Литература.....	83
Оглавление.....	88

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулканические извержения - стихийное бедствие, которое известно человечеству с незапамятных времен. Еще в описании извержения вулкана Везувия в 79 г. новой эры Плинием Мл. упоминается о сотрясении почвы и грохоте, сопровождавших это гигантское извержение. С развитием сейсмологии планомерная регистрация сейсмических явлений, предваряющих и сопровождающих вулканические извержения («вулканическая сейсмология»), нашла широкое применение с целью мониторинга вулканических извержений.

Инструментальное изучение динамики вулканических извержений возможно только с помощью дистанционных методов, одним из которых является метод, условно названный автором «акустика вулкана». «Акустика вулкана» получила значительно меньшее распространение по сравнению с сейсмическими наблюдениями в силу ряда причин. Прежде всего, это было связано с тем, что устойчивость регистрации акустического сигнала (АС) определяется температурной и ветровой стратификацией атмосферы, а также отсутствием датчиков измерения слабых флуктуаций атмосферного давления. Планомерное изучение волновых возмущений в атмосфере, сопровождавших вулканические извержения, началось только в 50^х годах XX столетия, когда появились датчики инфразвуковых колебаний в атмосфере для регистрации воздушных волн от ядерных взрывов.

С середины 70^х до 90^х годов XX столетия направление «акустика вулкана» интенсивно развивалось в Институте вулканологии ДВО РАН, руководимом академиком С.А. Федотовым. Развитию направления способствовали высокая активность вулканов Камчатки, современная на тот период аппаратная база, большая увлеченность исследователей и поддержка руководства ИВ. В этот период многие работы, выполненные по «акустике вулкана» в ИВ ДВО РАН, были пионерными. С образованием в 1991 г. Института вулканической геологии и геохимии работы этого направления были продолжены там. К сожалению, трудное финансовое положение российской науки не позволило автору в последнее десятилетие получить новый экспериментальный материал по акустическому излучению вулканов в ближней зоне. Благодаря поддержке и вниманию директора ИВГиГ ДВО РАН д.г.-м.н. Б.В. Иванова был осмыслен и обработан экспериментальный материал, полученный в предшествующие годы, который был положен в основу данной книги.

ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая книга систематизирует результаты многолетних экспериментальных исследований акустических и ударно-волновых явлений, происходящих при извержениях вулканов Камчатки. Начиная с 1970 г., автор организовал и проводил в течение трех лет регистрацию акустических и сейсмических волн на действующем вулкане Карымский. В 1975-1976г.г. им был получен обширный материал по указанным видам наблюдений во время уникального Большого трещинного Толбачинского извержения. И, наконец, в последние десять лет своей активной экспериментаторской деятельности (1978 - 1989 г.г.) перед прекращением финансирования российской науки, автором были проведены многочисленные измерения акустических и сейсмических колебаний при проявлении вулканической деятельности крупнейшего в мире Ключевского вулкана.

Прежде чем прокомментировать научные результаты данной работы, следует отметить большой вклад автора в разработке необходимого методического оснащения для своих исследований. В этом отношении он, безусловно, проявил себя блестящим экспериментатором, обеспечив проводимые измерения соответствующей полевой аппаратурой, которую приобрести в то время было негде. И еще хочется сказать о том, что измерения проводились в сложных полевых условиях в непосредственной близости от действующих вулканов. Это была настоящая мужская работа.

Что касается научного содержания работы, можно выделить две стороны: первое – непосредственно уникальные данные о параметрах акустических и сейсмических волн, образующихся при вулканических извержениях, и вторая – результаты анализа полученной информации, свидетельствующей об особенностях динамических явлений, происходящих в кратере действующего вулкана. Центральной частью работы, на мой взгляд, являются выявленные при регистрации типы акустических сигналов, генерируемых вулканическим процессом. В частности, выделены шесть различных форм акустических и ударно-волновых сигналов. Наряду с типичной формой ударной волны, характерной для взрывов химических взрывчатых веществ в свободной атмосфере, зарегистрированы формы волны, характерные для взрывов на выброс, и весьма оригинальные формы возмущений атмосферы с волной разряжения, заканчивающейся практически ударным фронтом. Все эти формы сигналов воздушных волн свидетельствуют о многообразии механизмов взрывных источников в кратере действующего вулкана: от прорыва крупных пузырей в вязкой магме и взрывов газозвуковых смесей в кратере до выбросов сверхзвуковых струй с образованием ударных волн в атмосфере. Удачно проведенная совместная регистрация акустических и сейсмических колебаний действующего вулкана позволили выявить их причинно-следственные связи в едином автоко-

лебательном взрывном процессе и составить представление о перераспределении энергии в источнике между сейсмическим и акустическим процессами.

Не менее интересны и результаты анализа экспериментальных данных, показавшие определенные возможности мониторинга вулканических извержений путем регистрации сейсмических, акустических и ударно-волновых колебаний. Показано, что по параметрам регистрируемых сигналов можно оценить геометрические размеры кратера, энергетические характеристики вулканического процесса, составить представление о динамике извержения и определить количество взрывного газа.

В целом работа П.П. Фирстова является серьезным вкладом в науку о вулканах и особенностях их взрывной деятельности. Автора следует считать пионером в проведении указанных наблюдений, заложившим научное направление «акустика вулкана». До него подобных систематических измерений акустических волн в процессе вулканических извержений не проводили.

Извержения вулканов всегда привлекали внимание людей как источник опасных катастрофических событий, которые следует изучать, уметь их прогнозировать и снижать риски последствий. Можно надеется, что предлагаемая книга окажется полезной в этом отношении и послужит источником так необходимой экспериментальной информации при разработке физико-математических вычислительных моделей вулканических извержений различного типа.

Академик РАН В.В. Адушкин

ГЛАВА 1. Вулканические извержения и проблема изучения их динамики

ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ

Все известные геофизические методы в той или иной мере привлекались различными исследователями для наблюдений на вулканах с целью изучения динамики и прогноза извержений. Во время извержений сейсмические, акустические явления, электрические разряды непосредственно наблюдаются и ощущаются в ближней зоне, а во время сильных извержений регистрируются на больших расстояниях от источника. «Вулканическая сейсмология» стала традиционным методом исследования вулканических процессов, в то время как «акустика вулкана» получила сравнительно ограниченное применение.

1.1. Классификация вулканических извержений

В основу всех известных классификаций вулканических извержений (ВИ), как правило, основанных на различиях в силе, характере и продуктах извержения, заложены визуальные наблюдения за извержением на конкретных вулканах. В зависимости от состава продуктов извержения, различают три типа вулканической деятельности: *эффузивный* (излияние лавы), *эксплозивный* (взрывной, являющийся следствием повышения давления магматических газов), *экструзивный* (выжимание вязкой лавы в виде купола или обелиска). На разных стадиях вулканической деятельности сочетание типов активности меняется, наиболее распространенное сочетание - эффузивно-эксплозивные извержения, при которых излияние лавы сопровождается выбросами пирокластики.

Наиболее распространенной является классификация вулканических извержений, при которой различным типам извержений присваиваются названия вулканов, в деятельности которых какая-либо сторона процесса наиболее характерна. Грубая схема такой классификации, заимствованная из работы (*Макдональд, 1975*), приведена в таблице 1.1. В этой работе в качестве исходных характеристик активности вулкана в этой работе приняты такие, как: взрывная деятельность; тип лавовых потоков; вид выбрасываемого материала и сформировавшаяся постройки. Реально в деятельности одного вулкана могут проявляться различные типы извержений.

В последние десятилетия XX века для классификации извержений привлекаются представления о физических процессах, доминирующих при подъеме магмы к поверхности (*Слезин, 2000*). По характеру взаимоотношения расплав - летучие продукты в магматическом канале можно выделить снизу вверх следующие зоны: 1) наиболее глубинная зона, в которой по каналу течет жидкость; 2) пузырьковая зона, где находится газожидкостный дисперсионный поток, в котором сплошная фаза-жидкость; 3) зона «разрушающейся пены», где возможны два варианта. В первом – увеличение расхода газа обеспечивается опережающим всплыванием

крупных пузырей (*барботирующий режим*). Во втором – в результате частичного разрушения соприкоснувшихся пузырьков возникает пористая масса, пронизанная сквозными каналами, по которым движется газ с опережающей, но ещё не достаточной для полного диспергирования расплава скоростью; 4) зона дисперсного потока, где непрерывной фазой является газ (*дисперсионный режим*).

Барботирующий режим характерен для основных маловязких магм, в то время как дисперсионный режим характерен для кислых высоковязких магм.

Таблица 1.1.

Классификация вулканических извержений по Г. Макдональду

Тип извержения	Физическое состояние магмы	Характер взрывной деятельности	Характер излияний	Характер преобладающих выбросов	Прижерловые постройки
Стромболианский	Умеренно текучая	Слабые до мощных выбросы пастообразных пузырей	Более мощные, менее протяженные потоки умеренно жидкой лавы; потоки могут отсутствовать	Сферические и веретеновидные бомбы, шлак, стекловатый пепел	Шлаковые конусы
Вулканический	Вязкая	От умеренных до мощных выбросы твердых или весьма вязких горячих обломков вновь образованной лавы	Потоки обычно отсутствуют, а если присутствуют, то короткие и мощные; пепловые потоки редки	Стекловатые и литоидные глыбы, пепел и пемза	Пепловые, глыбовые и глыбовопепловые конусы
Пелейский	Вязкая	Похож на вулканический; обычно с раскаленными лавинами	Купола и (или) короткие очень мощные потоки, но могут и отсутствовать	Похож на вулканический	Пепловые и пемзовые конусы, купола
Плинианский (особенно мощный вулканический)	Вязкая	Внезапные пароксизмальные выбросы больших объемов пепла, сопровождаемые обрушением с образованием кальдер	Пепловые потоки от небольших до очень объемных, но могут и отсутствовать вообще	Стекловатый пепел и пемза	Широко распространяющиеся пемзовые лапилли и пепловые слои; конусы обычно отсутствуют

1.2. Акустические сигналы в атмосфере, связанные с вулканическими извержениями

Воздушные волны, возникающие во время катастрофических извержений, использовались для зондирования атмосферы и изучения ее строения. Первое решение задачи о распространении возмущений в атмосфере и расчет её температурного профиля были выполнены Пекерисом (1939) на основании изучения воздушных волн, сопровождавших извержение вулкана Кракатау в 1883 г. Во время этого извержения воздушная волна оказалась столь мощной, что была зарегистрирована барографами с низкой чувствительностью на многих метеостанциях мира. Тротиловый эквивалент взрыва в атмосфере, вызывающего подобную воздушную волну, оценивается в 100÷150 мегатонн.

Извержения вулканов отличаются большим разнообразием как по характеру, так и по интенсивности, что находит отражение в спектральных характеристиках волновых возмущений в атмосфере – от длинноволновых с периодом в несколько десятков минут до колебаний звукового диапазона. Характеристика ожидаемых волновых возмущений в атмосфере в зависимости от типа вулканических извержений приведена в работе (Richards, 1963). Несмотря на то, что на период публикации данной работы экспериментальных наблюдений за волновыми возмущениями в атмосфере от вулканических извержений было очень мало, в основном, он правильно спрогнозировал возможные классы волновых возмущений в зависимости от типа вулканической активности (табл. 1.2)

Таблица 1.2.
Характеристика волновых возмущений в атмосфере от типа вулканической активности (Richards, 1963)

Тип активности	Характер извержения	Характер звука
Гавайский	Спокойное истечение лавы	Относительно тихий устойчивый белый шум
Стромболианский	Умеренное, в основном, ритмичное извержение с выбросом газа и пирокластики, лавовыми фонтанами.	Широкополосный шум с хорошо выраженной основной частотой и ее гармониками
Вулканский	Сильное взрывное извержение с образованием пепловых туч и выбросом раскаленных бомб	Нет инструментальных данных. Четко выделяются основная частота, вероятно, связанная с размерами кратера, и резонансные колебания
Пелейский	Очень сильное взрывное извержение с образованием раскаленных лавин	Нет инструментальных данных. Ударные волны, генерируемые сверхзвуковым потоком, шум реактивного двигателя
Плинианский	Извержение взрывного типа, в некоторых случаях с образованием кальдеры	Сильные ударные волны, низкочастотный рев

На основании полученных экспериментальных данных автором проведена феноменологическая классификация волновых возмущений в атмосфере от вулканических извержений. За основную характеристику классов волновых возмущений приняты характерный диапазон частот и физические процессы, в результате которых происходит их генерация (*Firstov, 1994, Firstov, 1996; Фирстов, Филиппов, 1997*).

1. Аэродинамический шум ($f = 20 \div 1000$ Гц), возникающий в результате аэродинамического воздействия потока на окружающую среду.

2. Импульсные АС, воздушные ударные волны ($f = 1 \div 10$ Гц), генерирующиеся нестационарными процессами в кратерной зоне во время дегазации магмы при ее поступлении на дневную поверхность.

3. Инфразвук ($f = 0,003 \div 1$ Гц), возникающий в результате сильных конвективных процессов, происходящих во время возникновения и формирования пирокластических потоков.

4. Длинноволновые возмущения ($f < 0,003$ Гц), обусловленные формированием мощной эруптивной колонны, иногда достигающей тропопаузы, во время пароксизмальных извержений.

На рис.1.1 показано, какие классы волновых возмущений в атмосфере характерны для различных типов вулканической активности.

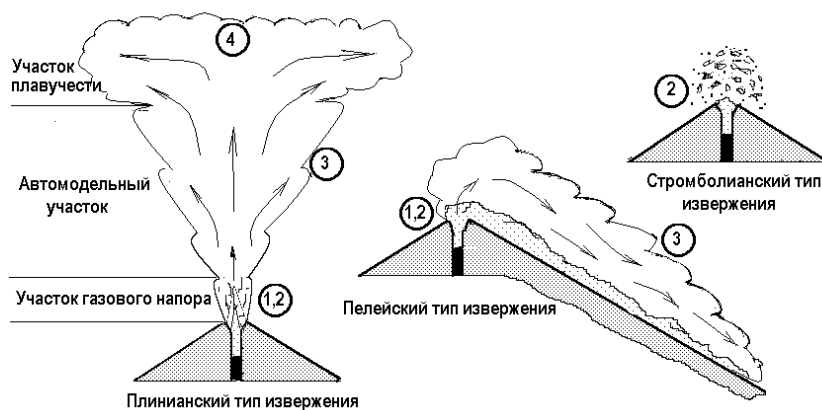


Рис. 1.1. Основные типы вулканической активности и преобладающие для них классы волновых возмущений в атмосфере

Из всех классов акустических волновых возмущений, возникающих во время извержений, наибольший интерес представляют АС 2 класса ($f = 1 \div 10$ Гц), которые генерируются непосредственно во время выноса магматического материала на дневную поверхность за счет его дегазации и дают возможность осуществлять мониторинг эксплозивной активности.

Изучение слабых акустических сигналов (АС) диапазона $1 \div 10$ Гц в ближней зоне от вулканических извержений стало возможным после появления микробарографов, что было стимулировано созданием национальных служб контроля за воздушными ядерными взрывами. АС в ранних работах (*Stewart, 1959; Токарев, 1964; Tolentino, 1973; Tanaka et al., 1974; Nain, 1976; Minakami et al., 1979; Tanaka, 1967, 1974; Dibble et al., 1984*) рассматривались как один из параметров, характеризующих динамику вулканических извержений. В работах японских исследователей (*Minakami et al., 1970; Tanaka et al., 1974*) была сделана попытка оценить глубину заложения источника вулканических эксплозий (взрывов), используя соотношение кинематических параметров акустических сигналов и эксплозивных землетрясений. Так, для вулкана Асама глубина заложения оценивается в 100 м (*Minakami et al., 1970*), а для вулкана Акита-Комагатаке в 50 м (*Tanaka et al., 1974*) от дна кратера. В этих работах, из-за малой разрешающей способности аппаратуры, не рассматривалась форма воздушной волны.

Впервые на полуострове Камчатка микробарографы были установлены в районе Ключевской группы вулканов в 1962 г. *П.И. Токаревым (1964)*. Несомненной удачей была регистрация волновых возмущений, возникших во время пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. На основании записей акустического и сейсмического сигналов, сопровождавших это извержение, был дан вариант реконструкции хода этого грандиозного извержения (*П.И. Токарев, 1967*).

Начиная с 70^х годов XX столетия, автор выполнял регистрацию АС в атмосфере от извержений вулканов Камчатки в непосредственной близости от них. Обширный экспериментальный материал был получен автором во время извержения Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. На основании этих данных по форме записи и ряду параметров было показано, что АС в ближней зоне относятся к классу слабых воздушных ударных волн (ВУВ) (*Фирстов, Адушкин, Сторчеус, 1978*).

Несколько позже японским исследователям удалось зарегистрировать ВУВ с помощью киносъемки на вулкане Сакурадзима (*Ishihara K., Igushi M., Kamo K., 1983; Ishihara K., 1985*). В этих работах детально проанализированы процессы генерации воздушной ударной волны и возникновения эруптивного облака во время эксплозий вулкана Сакурадзима. В этот период в кратере вулкана происходили отдельные выбросы, во время которых возникали ВУВ с амплитудой избыточного давления $\Delta P_+ > 100$ Па на расстоянии 2,8 км. Процесс начинался с землетрясения под кратером на глубине $0,8 \div 1,1$ км. При принятой скорости продольных сейсмических волн в 2,5 км/с, ВУВ начинала формироваться на дне кратера через $1,1 \div 1,3$ с после возникновения землетрясения. Если предположить единый источник для землетрясения и ВУВ, то скорость распространения ударной волны по магматическому каналу составляла $1,3 \div 1,6$ км/с.

Теоретическому рассмотрению вулканических источников акустических колебаний посвящена работа (*Woulff, McGetchin, 1976*), в которой авторы делают упор на теоретическом объяснении вулканического шума с позиции теории Лайтхилла.

После пароксизмального извержения вулкана Сент Хеленса в 1980 г., в результате которого возникла мощная воздушная волна в атмосфере, интерес к «акустике вулкана» значительно повысился (*Reed, 1980; Banister, 1984*). В настоящее время очень большой интерес к «акустике вулкана» проявляют американские и японские исследователи (*Garces, et. al., 1999*).

1.3. Сейсмические наблюдения, типы вулканических землетрясений

Как правило, подготовка извержений предваряется роем землетрясений, пространственно-временные характеристики которого позволяют в отдельных случаях прогнозировать извержения. Процесс извержения также сопровождается сейсмическими явлениями, которые отражают динамику извержения. Поэтому понятен интерес всех исследователей, изучающих действующие вулканы мира, к «вулканической сейсмологии».

Землетрясения, регистрируемые в районах активного вулканизма прямо или косвенно связанные с магматизмом, принято называть *вулканическими*. Первая попытка классификации вулканических землетрясений по форме записи и их связи с вулканической деятельностью в России была предпринята в работе (*Горшков, 1954 а,б*). Все местные землетрясения района Ключевской группы вулканов, зарегистрированные на сейсмической станции “Ключи”, были разбиты на 7 типов. Впервые в этих работах выделен тип вулкано-тектонических землетрясений и обращено внимание на вулканическое дрожание. Так как регистрация велась с малой скоростью развертки $V = 15$ мм/мин и небольшим увеличением $V=500$, то эта классификация при незначительной статистике была слишком условна.

Общепризнанной среди западных исследователей долгие годы была классификация вулканических землетрясений японского сейсмолога *T. Minakami (1960)*, а среди российских ученых *П.И. Токарева (1966)*.

В настоящее время *Е.И. Гордеевым (1998)* предложена новая классификация вулканических землетрясений, которая в некоторой степени синтезирует предшествующие классификации. Сейсмические сигналы, регистрируемые вблизи вулканических центров, разделены на две группы по природе их происхождения.

К первой группе относятся вулкано-тектонические землетрясения, происходящие на глубинах 20-25 км и связанные с реализацией напряжений, обусловленных изменением напряженно-деформированного состояния среды под вулканическими аппаратами.

Происхождение второй группы сейсмических сигналов связано с процессами дегазации магмы - низкочастотные землетрясения, эксплозивные землетрясения (вызваны взрывами в кратере) и вулканическое дрожание.

Вулканические акустические сигналы диапазона 1÷10 Гц возникают во время взрывов в кратере вулкана при вулканском типе активности или при разрушении всплывающих «пузырей» при стромболианском типе активности. В том и другом случае они отражают процесс дегазации магмы в верхней части магматического канала, при котором происходит и генерация сейсмических сигналов. Наибольший интерес из всего разнообразия сейсмических явлений в нашем случае представляют - *эксплозивные землетрясения (ЭЗ)* и *вулканическое дрожание (ВД)*.

При вулканических взрывах регистрируются ЭЗ, длительность записи которых достигает одной минуты и более, а очаги располагаются на глубине не более 1000 м от дна действующего кратера. Во время сильных вулканических выбросов одновременно с ЭЗ возникает воздушная ударная волна, приход которой в точку регистрации вызывает колебания грунта, фиксируемое сейсмографом. В некоторых случаях переход ЭЗ в непрерывные колебания до десятков минут связан с непрерывным истечением пепло-газовой смеси из кратера вулкана, что также вызывает акустические возмущения в атмосфере. Во время извержений стромболианского или гавайского типа эксплозивные землетрясения происходят с большой частотой. Сливаясь, они образуют квазигармоническое колебание почвы – «вулканическое дрожание». Различные типы сейсмических волн обнаружены в ВД, хотя в большинстве случаев указывается на преобладание поверхностных волн типа Релея и Лява.

ГЛАВА 2. Аппаратура и методика наблюдений акустических и сейсмических сигналов

Комплексные наблюдения за сейсмическим и акустическим излучением извержений вулканов Камчатки проводились автором, начиная с 1970 г. В качестве датчиков микрофлуктуаций атмосферного давления использовались микробарографы электродинамического типа. Для регистрации сейсмических сигналов использовались стандартные сейсмоприёмники также электродинамического типа.

2.1. Электродинамические микробарографы серии ЭДМБ и их конструктивные особенности

В конце 50^х годов XX века был серийно изготовлен электродинамический микробарограф ЭДМБ-IV (*Пасечник, Федосеенко, 1958*), который в течение почти двух десятилетий активно использовался для регистрации акустических сигналов в атмосфере как от различных природных источников, так и от воздушных ядерных взрывов (рис.2.1). К сожалению, ЭДМБ-IV был изготовлен ОКБ ИФЗ малой серией и концу 70^х годов стал музейной редкостью.

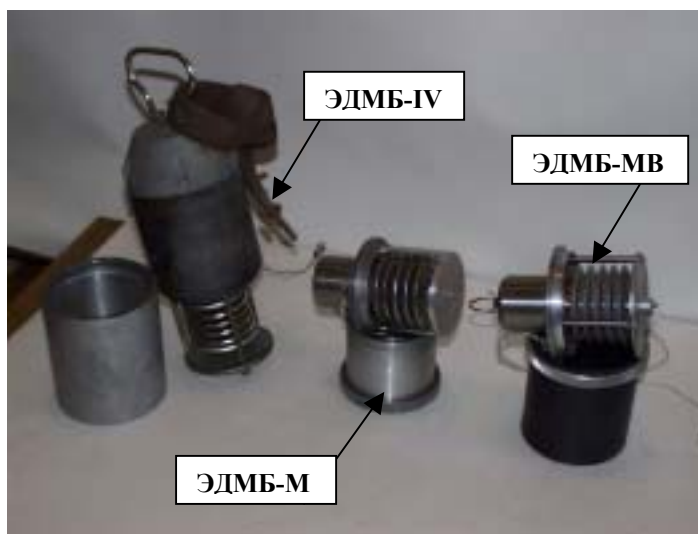


Рис.2.1. Общий вид электродинамических микробарографов, которые применялись для регистрации вулканических АС.

Попытка регистрации инфразвуковых колебаний от вулканических извержений этим микробарографом была предпринята *П.И.Токаревым (1964)* в 60^х годах. В 70^х годах этот микробарограф был успешно применен автором для регистрации слабых воздушных ударных волн от вулканических взрывов и инфразвуковых колебаний на некоторых вулканах Камчатки (*Фирстов и др., 1978 в*).

Для регистрации слабых воздушных ударных волн, с целью определения безопасности их действия на карьерах и разрезах, в Магнитогорском горно-металлургическом институте в 1980 г. была изготовлена серия электродинамических микробарографов ЭДМБ-М (*По-*

номарев и др., 1982), которые конструктивно выполнены аналогично ЭДМБ-IV, но использована компактная магнитная система от сейсмоприёмника СВ-05 (рис.2.1). Микробарограф ЭДМБ-М в начале 80^х годов использовался как приемник акустических сигналов, связанных с извержениями вулканов. Регистрация осуществлялась в тяжелых климатических условиях в высокогорных районах Камчатки. В результате эксплуатации ЭДМБ-М в комплекте с модернизированным сейсмическим усилителем постоянного напряжения (УПН-3) получены записи акустических сигналов с избыточным давлением $\Delta P = 2 \div 500$ Па в частотном диапазоне $1 \div 10$ Гц (*Фирстов, Сторчев, 1987*). Опыт работы с комплектом ЭДМБ-М + УПН показал его хорошие эксплуатационные качества, надежность в работе, но также выявил ряд конструктивных недостатков микробарографа ЭДМБ-М.

Отсутствие отечественных серийно выпускаемых приемников микрофлуктуаций атмосферного давления, а также расширение в 80^е годы работ, связанных с регистрацией АС от вулканических извержений, заставили организовать изготовление микробарографа ЭДМБ-МВ, в конструкцию которого были внесены отдельные изменения, устранявшие недостатки предшествующей модели (см. рис.2.1).

Чувствительным элементом в ЭДМБ-МВ является блок из 5 последовательно соединенных anerоидных коробок (барокоробка). Применяемые для изготовления микробарографов барокоробки изготавливались Рижским заводом геофизического приборостроения в двух модификациях: 1) М22А из бериллиевой бронзы, БрБ 2,5; 2) А22-7 из стали 42НХ со следующими техническими характеристиками:

- ход барокоробок, проверенный в условиях комнатной температуры при перепаде давления от $1,05 \cdot 10^5$ до $5 \cdot 10^5$ Па, равен $3,2 \pm 0,4$ мм - для М22А и $3,3 \pm 0,3$ мм - для А22-7;
- величина температурной погрешности на уровне моря составляет $5,4 \cdot 10^{-4}$ мм/°С - для М22А и $4,3 \cdot 10^{-4}$ мм/°С - для А22-7.

Из технических характеристик следует, что при резких перепадах температуры окружающей среды более предпочтительно применение барокоробок А22-7, которые нами и использовались.

В ЭДМБ-МВ конструктивно один конец блока из пяти барокоробок прикреплен к неподвижному корпусу, а другой соединен с подвесной системой электродинамического преобразователя от сейсморазведочного сейсмоприемника СВ-0,5 (рис. 2.1). Наведенная в катушке ЭДС пропорциональна скорости перемещения, поэтому электродинамический микробарограф регистрирует скорость изменения атмосферного давления.

Для согласования с электронными усилителями ЭДМБ-МВ стандартная катушка от сейсмоприемника СВ-0,5 перематывалась и имела две обмотки:

- 1) рабочая, $R_1 = 2,5 \div 3,0$ кОм;

2) дополнительная, $R_2 = 0,2 \div 0,3$ кОм.

Для предохранения от внешних механических воздействий блок anerоидных коробок помещается в стакан, соединенный муфтой с крышкой, на которой крепится магнитная система и подвесная система катушки. Для выравнивания давления в полости корпуса с атмосферным давлением в днище стакана микробарографа сверлилось отверстие диаметром 2 мм.

Поверка изготовленных ЭДМБ-МВ проводилась в режиме стационарных синусоидальных колебаний давления с помощью калибровочного устройства, прошедшего аттестацию службы госстандарта. Поверка проводилась по следующей схеме: прибор помещался в герметическую камеру, где имитировались колебания атмосферного давления по синусоидальному закону для ряда дискретных частот, перекрывающих диапазон 0,3-25 Гц. Избыточное давление в камере измерялось в статическом режиме образцовым многопредельным микроманометром ММН-2400-1. Сигнал с рабочей катушки микробарографа подавался на вход усилителя быстродействующего прибора Н327 или Н3031. В результате вычислялся коэффициент преобразования, который равен отношению величины ЭДС к скорости изменения давления.

На рис.2.2. приведены примеры тарировочных графиков для пяти микробарографов, а в таблице 2.1. приведены основные параметры для серии из семи микробарографов.

Таблица 2.1. Тарировочные характеристики ЭДМБ-МВ

№	Сопротивление рабочей катушки, кОм	Коэффициент преобразования, мкВ*с/Па	Сопротивление дополнительной, катушки кОм	Коэффициент преобразования, мкВ*с/Па
1	2,76	36±4	0,21	8
2	2,76	35±3	0,21	6
3	2,59	33±2	0,23	6
4	2,67	33±2	0,21	9
5	2,79	34±2	0,22	8
6	2,69	38±4	0,22	7
7	2,95	42±5	0,22	8

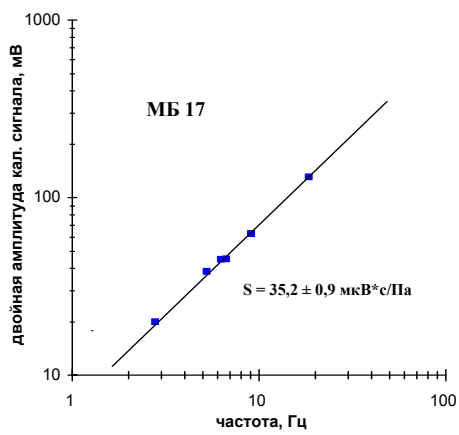
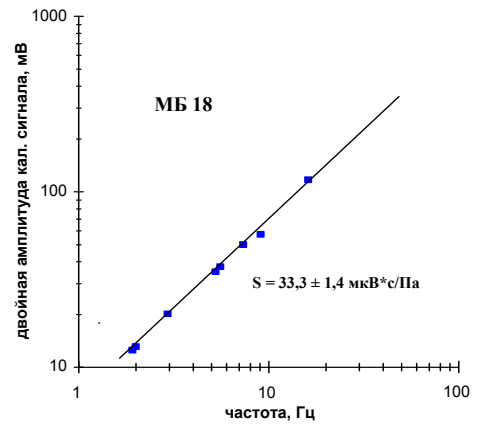
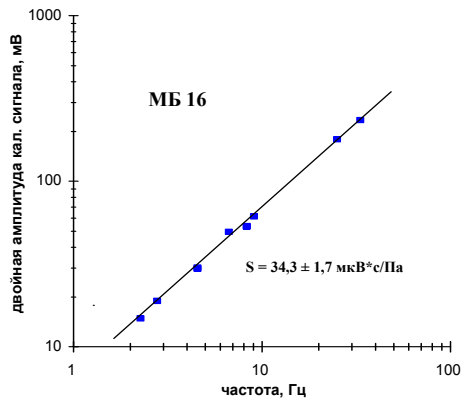
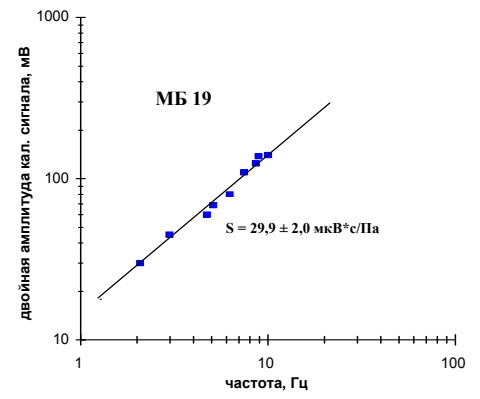
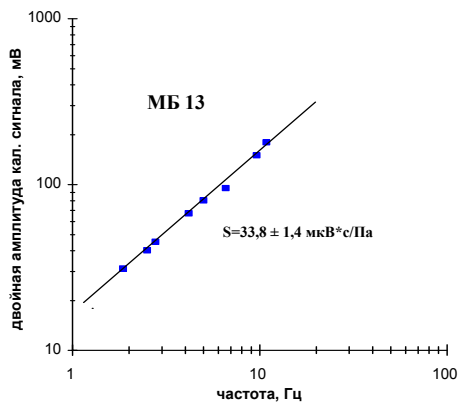


Рис. 2.2. Примеры тарировки микробарографов ЭДМБ-МВ

ЭДМБ-МВ прошел метрологическую аттестацию в Камчатском центре стандартизации и метрологии. По результатам метрологических исследований изделие ЭДМБ-МВ признано годным к эксплуатации и аттестовано со следующими параметрами:

1. Активное сопротивление основной катушки, кОм..... $2,7 \pm 5\%$.
2. Активное сопротивление дополнительной катушки, кОм..... $0,23 \pm 3\%$.
3. Коэффициент преобразования основной катушки, мкВ*с/Па..... $36 \pm 10\%$.
4. Коэффициент преобразования дополнительной катушки, мкВ*с/Па..... $7 \pm 14\%$.
5. Габаритные размеры, мм..... $d=90, h=140$.
6. Масса, кг..... $0,9$.
7. Объем изделия, см³..... 220 .

2.3. Калибровочное устройство для определения амплитудно-частотных характеристик микробарографических каналов

Метрологическое обеспечение играет важную роль в получении объективной и достоверной информации, а также интерпретации получаемых данных тем или иным измерительным устройством. Поэтому, для определения амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) микробарографических каналов, были сконструированы и изготовлены два калибровочных устройства:

А) для проведения калибровки при работе в полевых условиях по регистрации слабых воздушных ударных и инфразвуковых волн, сопровождающих извержения вулканов;

В) для калибровки стационарной аппаратуры, регистрирующей длинноволновые возмущения в атмосфере.

Конструктивно оба устройства выполнены аналогично и состоят из следующих узлов (рис.2.3.): электродвигатель (1), редуктор (2), нагнетательное устройство (3), герметичная камера (4), водяной манометр (5).

С помощью нагнетательного устройства в герметичной камере, в которой помещается ЭДМБ-МВ, объем изменяется по синусоидальному закону на величину ΔV , что приводит к колебаниям давления в камере на величину ΔP , которую можно найти расчетным путем (изотермический процесс): $\Delta V/V = \Delta P/P$; где P - значение атмосферного давления, а V - объем камеры. Герметичная камера представляет собой цилиндр: А) $d=13,1\text{см}$; $H=18,3\text{см}$; $V=2465\text{см}^3$; Б) $d=16,3\text{см}$; $H=28,7\text{см}$; $V=5990\text{см}^3$.

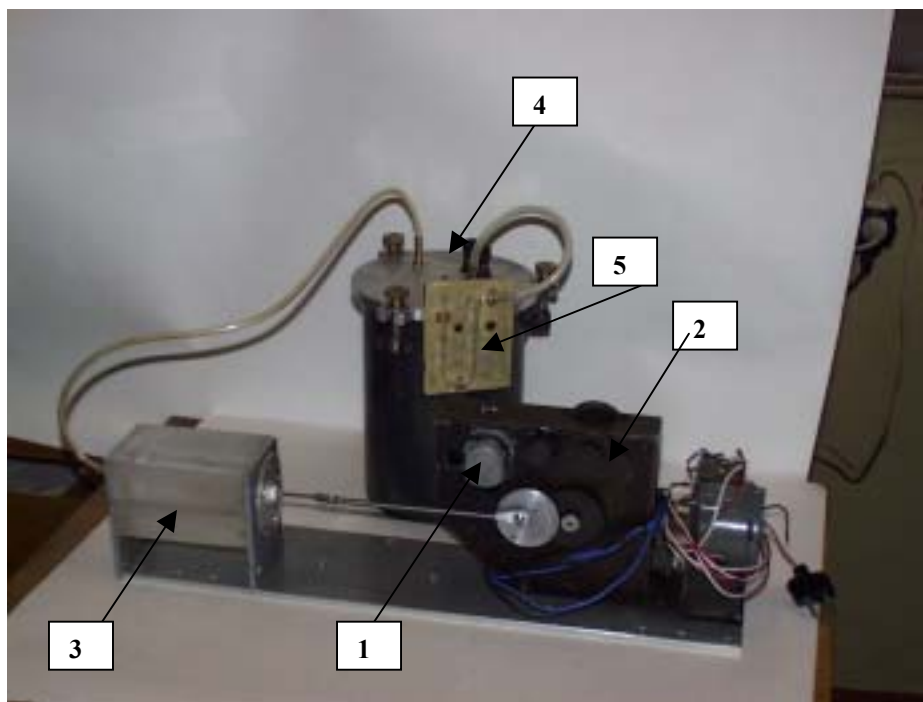


Рис.2.3. Общий вид калибровочного устройства (Б) для тарировки ЭДМБ-МВ и определения амплитудно-частотных характеристик микробарографических каналов.

В качестве нагнетательного устройства использован медицинский шприц объёмом 20см^3 , который вставлен в обойму из органического стекла с целью предохранения его от механических повреждений. Ход шприца, а соответственно ΔP , регулируется с помощью эксцентрика, который имеет 4 фиксированные положения, что соответствует ступенчатому изменению избыточного давления в пустой камере (двойная амплитуда $2\Delta P$): А) 466, 352, 220, 112 Па; Б) 196, 147, 101, 50 Па.

Вращение эксцентрику передается от асинхронного двигателя ДШМ-0,3 через ременную передачу и редуктор, оснащенный сменными шестернями. С помощью электродвигателя, сменных шкивов и шестерен частота колебаний давления в камере регулируется от 0,3 до 25 Гц. Калибровочное устройство Б, кроме того, оснащено еще одним двигателем с червячным редуктором, что дает возможность регулировать частоту колебаний давления в камере в диапазоне $1,2 \cdot 10^{-3} \div 0,2$ Гц.

Проверка калибровочного устройства заключается в измерении двойной амплитуды давления в камере при четырех фиксированных положениях эксцентрика. Проверка проводилась в статическом режиме микроманометром многопредельным ММН-2400, класс точности 1,0. При проверке учитывался дополнительный объём резервуара микроманометра и шланга, соединяющего камеру с трехходовым краном микроманометра.

На калибровочное устройство А в 1984 г. было получено свидетельство о метрологической аттестации в Камчатском центре стандартизации и метрологии. По результатам метро-

логической аттестации калибровочное устройство признано годным к эксплуатации. Наибольшая погрешность калибровки, с выводом сигнала на быстродействующие приборы типа Н3031, не превосходит 9%.

Тарировка производилась по следующей схеме. После загрузки микробарографов типа ЭДМБ в камеру, проверялась её герметичность с помощью водяного манометра. В случае микробарографа другого типа, к камере, после проверки её на герметичность, вместо манометра подключался вход датчика. При этом учитывались: изменение объёма камеры при помещении в неё микробарографа; изменение общего объёма за счет соединительных шлангов и рабочего объема подсоединенного прибора.

Сигнал от датчика прямо или через усилитель подавался на регистрирующий прибор, в качестве которого обычно применялись самописцы типа Н3031. На ленту самописца подавалась отметка времени от секундного хронометра или электронных часов. Выбиралось одно из возможных значений двойной амплитуды колебаний давления, и с помощью напряжения, подаваемого на электродвигатель, или редуктора изменялась частота колебаний давления.

При малых периодах процесс происходит почти адиабатически. Теплопроводностью можно пренебречь, тогда колебания давления имеют максимальную амплитуду ($\Delta P / \Delta P_{Ad} \longrightarrow 1$), т.е. $\Delta P \longrightarrow \Delta P_{Ad}$. Когда же колебания медленные, вследствие теплопроводности, процесс происходит почти изотермически:

$\Delta P \longrightarrow \Delta P_{из} = \Delta P_{ad} / \gamma = 0,71 \Delta P_{ad}$. Как показано в работе (Феофилактов, 1977),

$$\frac{\Delta P}{\Delta P_{Ad}} = \frac{1}{\gamma} \sqrt{\frac{u^2 + \gamma}{u^2 + 1/\gamma}},$$

где $u = \omega_0 / \omega$, а $\omega_0 = \beta / C_p C_V$. Частота целиком определяется величиной β коэффициента теплопроводности камеры. При $\omega = \omega_0$ ($U=1$)

$$\Delta P = \Delta P_{ad} / \sqrt{\gamma} = \sqrt{\Delta P_{ad}} \cdot \Delta P_{из},$$

т.е. величина амплитуды колебаний давления будет равна средней геометрической между ΔP_{Ad} и $\Delta P_{из}$ и составит 0,85 от ΔP_{Ad} . Таким образом, частота ω_0 характеризует переходную область между адиабатическим и изотермическим процессами.

Для расчета амплитуд ΔP на различных частотах необходимо знать зависящий от размеров бака коэффициент теплообмена или характеризующий его переходный период, соответствующий частоте ω_0 . Для нахождения ω_0 строился график спада амплитуды колебаний давления с увеличением периода при постоянном изменении ΔV . Замеры давления проводились с помощью микробарографа К304, который имеет строго постоянную чувстви-

тельность в диапазоне частот $0,2 \pm 0,003$ Гц. Полученные результаты усреднялись при помощи теоретической кривой спада давления. Перемещением этой кривой вдоль осей абсцисс и ординат добивалось наилучшее совпадение с экспериментальными точками (рис.2.4.) Переходный период для камеры калибровочного устройства Б оказался равен 45 с. Как видно на рис.2.4., до $f = 0,1$ Гц необходимо рассматривать процесс адиабатическим и это учитывать при калибровке микробарографов.

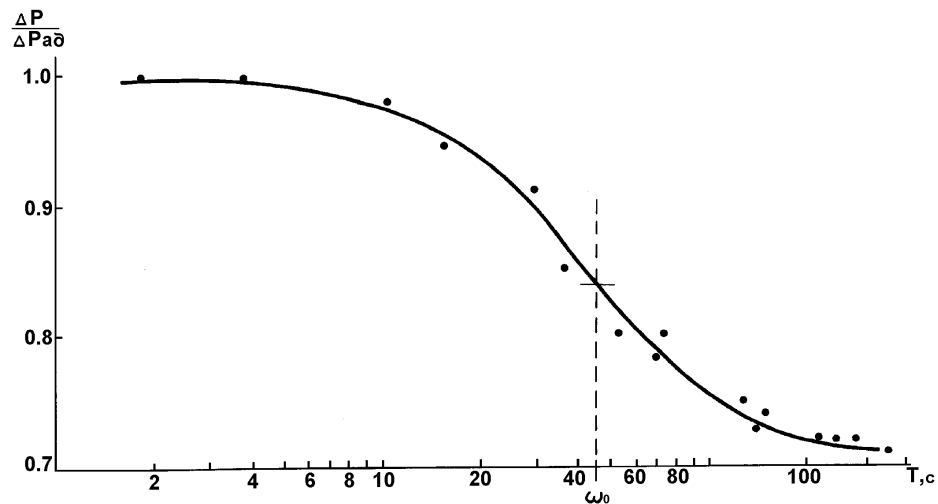


Рис.2.4. Экспериментальное определение переходного периода камеры калибровочного устройства (Б).

После измерения амплитуды и периода на регистрирующей аппаратуре в вольтах или миллиметрах находилась чувствительность $S = [В/Па]$ или $[мм/Па]$, в случае регистрации изменения давления, и $S = [В \cdot с/Па]$ или $[мм \cdot с/Па]$ для приборов, регистрирующих скорость изменения давления.

2.3. Сейсмические наблюдения

Региональная сеть камчатских сейсмических станций в течение последних двух десятилетий имела стандартную регистрирующую аппаратуру гальванометрического типа (*Федотов и др., 1964*). В качестве датчиков использовались сейсмографы ВЭГИК, СМ-2, которые нагружались на гальванометры ГБ-IV-BC-15 или ГБ-IV-BC-10 (*Аппаратура...1974*). Сейсмические каналы имели стандартную амплитудно-частотную характеристику (АЧХ). В качестве исходных параметров принимались:

- собственный период сейсмометра $T_s = 1,2c$;
- постоянная затухания сейсмометра $D_s = 0,4$;

- собственный период гальванометра $T_g = 0,075$ с;
- постоянная затухания гальванометра $D_g = 5,8$;
- коэффициент связи $\sigma^2 < 0,15$.

Так как период гальванометров изменялся в пределах 0,06-0,08 с, то АЧХ имели большой разброс. После проведения стандартизации частотных характеристик сети сейсмических станций Камчатки стали идентифицироваться парциальные параметры гальванометров $2D_g \cdot T_g = 0,81$, что значительно уменьшило разброс АЧХ (*Феофилактов, Гордеев, 1976*). Сквозная калибровка сейсмических каналов осуществлялась с помощью механического генератора (МГПА) с интегрирующей ячейкой. Постоянное по амплитуде напряжение частотой $0,5 \pm 20$ Гц подавалось на сопротивление затухания, стоящее в цепи калибровочной обмотки катушки сейсмоприемника. Особенности применения этого метода калибровки описаны в работе (*Феофилактов, Гордеев, 1976*).

В полевых комплектах в 70^х годах применялась гальванометрическая регистрация с помощью шлейфовых осциллографов ОСБ-I или ОСБ-IV. Начиная с 1978 г., в качестве регистраторов использовались перописущие приборы типа Н327 или Н3021 с чувствительностью $1 \div 500$ мВ/см. В этом случае сигнал от микробарографа или сейсмометра через трехканальный усилитель постоянного напряжения (УПН-III) подавался на перописущий регистратор. Чувствительность каналов УПН-III регулировалась 9-ступенчатым аттенуатором с кратностью 1,8.

2.4. Методика наблюдений и обработки сигналов

С целью уменьшения ветровых помех в пунктах регистрации микробарографы размещались в асбестоцементных трубах и подвешивались на резиновых жгутах для развязки с колебаниями грунта. При регистрации АС стратегия наблюдений строилась так, чтобы при минимальном количестве измерительных каналов получать информацию о скоростях распространения АС и азимуте его прихода. С этой целью во время регистрации ставились профильные и трехточечные расстановки приборов. Элементы расстановок определялись методом линейной триангуляции. Точность линий между приборами составляла ± 5 м, а высот расположения точек регистрации ± 2 м. Методика определения азимута прихода звукового луча была основана на измерении разности моментов прихода одной и той же фазы волны через три точки регистрации (*Монахов и др., 1959*). Если фронт звукового луча MN (рис.2.5) последовательно приходит в пункты 1, 2, 3 в моменты времени t_1, t_2, t_3 с одной и той же скоростью v , направление распространения фронта звуковой волны может быть выражено через угол β ,

который, в свою очередь, определяется через элементы расстановки микробарографов следующим образом:

$$\operatorname{ctg} \vartheta = \frac{L_{12}}{L_{13}} \cdot \frac{t_3 - t_1}{t_2 - t_1} \cdot \frac{1}{\sin \delta} - \operatorname{ctg} \delta .$$

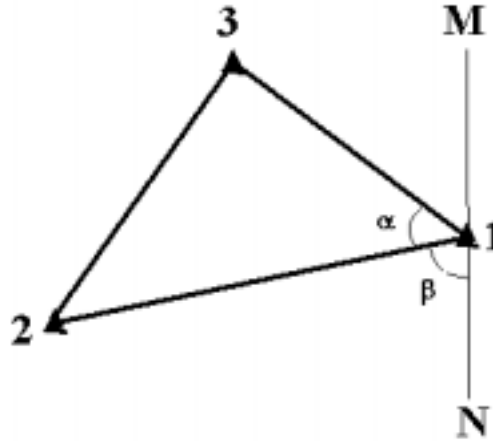


Рис. 2.5. Схема трехточечной микробарографической станции.

Зная направление прихода звукового луча и скорость звука в пункте регистрации, можно определить угол падения звукового луча:

$$L'_{12} = L_{12} \cdot \sin \vartheta ; \quad \cos \vartheta = \frac{v(t_2 - t_1)}{L'_{12}} \quad \text{или} \quad L'_{13} = L_{13} \cdot \sin \vartheta ; \quad \cos \vartheta = \frac{v(t_3 - t_1)}{L'_{13}} .$$

Как известно, на распространение звукового луча сильно влияет стратификация атмосферы, т.е. изменение температуры, скорости и направления ветра с высотой. На больших расстояниях от источника звука измеренные уровни могут существенно отличаться как в большую, так и особенно в меньшую сторону от тех значений, которые можно было ожидать вследствие геометрического расхождения. Это объясняется тем, что звуковой луч в зависимости от знака градиента скорости (Ω) преломляется или по направлению к земной поверхности, или от неё. В случае $\Omega > 0$ (температурная инверсия или рост скорости ветра с высотой) образуется теньевая зона, в которую прямая волна не попадает.

Для оценки градиента скорости и средней скорости распространения звука строились скоростные разрезы тропосферы, исходя из предположения о её горизонтальной однородности. Скорость на высоте H находилась по формуле:

$$C_H = 20,1 \sqrt{273 + t_H} \pm v_H \cos(\delta - \varphi_H) ,$$

где t_H , V_H , φ_H – температура, скорость, азимут ветра на высоте H , α - азимут от источника на пункт приёма. Использовались данные радиозондирования атмосферы в пос. Ключи.

Благодаря поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № РФФИ №95-07-19196) большое количество аналоговых записей зарегистрированных акустических и сейсмических сигналов были оцифрованы и занесены в базу данных (*Фирстов, Филиппов 1997*), что позволило применять к обработке сигналов современные пакеты прикладных программ. Использовались программы ПОС (пакет обработки сигналов фирмы «МЕРА»), MESOSAUR, STATISTICA.

Для спектрального анализа акустических и сейсмических сигналов использовалось весовое окно Ханнинга:

$$W_i = 0,5 * (1 - \cos(2i/N)); \quad i = 0, \dots, N-1,$$

где N – число дискретных отчетов взвешиваемого процесса. Это окно имеет оптимальные показатели и минимальные потери преобразования по сравнению с другими типами окон (прямоугольное, Блэкмана –Харриса, Flat Top, треугольное).

ГЛАВА 3. Организация на вулканах Камчатки микробарографических наблюдений

Комплексные наблюдения за акустическими и сейсмическими колебаниями от извержений вулканов Камчатки проводились автором, начиная с 1970 г. В данной работе использованы материалы регистрации акустических и сейсмических сигналов во время извержений некоторых вулканов Камчатского полуострова (см. рис. 3.1).

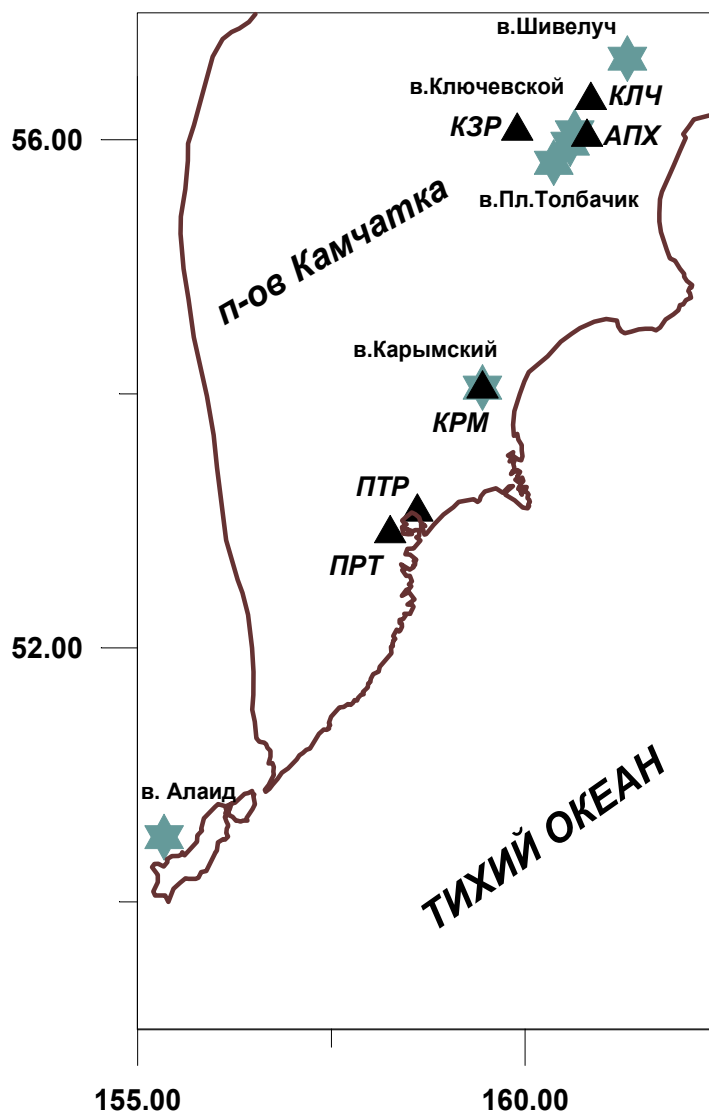


Рис. 3.1. Схема расположения наиболее активных вулканов Камчатки, вблизи которых проводились микробарографические наблюдения (звездочки), и стационарных пунктов (треугольники), где размещались микробарографы. Сокращение в названии станций: **КЛЧ** – Ключи; **АПХ** – Апахончич; **КРМ** – Карымский; **КЗР** – Козыревск; **ПТР** – Петропавловск; **ПРТ** – Паратунка.

3.1. Извержение вулкана Карымского в 1970 - 1973 гг.

Карымский стратовулкан представляет собой правильный конус высотой около 1500 м над уровнем моря, расположенный в центральной части кальдеры. Относительная высота конуса около 700 м. Это один из наиболее активно действующих вулканов Камчатского

полуострова. В мае 1970 г. начался новый эруптивный цикл этого вулкана, который длился с небольшим перерывом до 1983 г. Совместная регистрация сейсмического и акустического колебаний проводилась в 1970-1972 гг. В этот период для вулкана была характерна умеренная деятельность вулканского типа, которая, в основном, носила эксплозивный характер. В кратере вулкана происходили отдельные выбросы с частотой от нескольких в сутки до нескольких десятков в час. Высота эруптивного облака при этом варьировала от нескольких сотен метров до двух километров над кратером вулкана. Среди большого разнообразия выбросов по визуальным наблюдениям выделяются выбросы двух разновидностей (*Фирстов и др., 1977 г.*):

1. Кратковременные выбросы, как правило, сильные. Высота подъема эруптивного облака не менее 1 км. Ночью над кратером появлялись обрывки светящейся лавы. При наиболее сильных выбросах этой разновидности на расстоянии 3,5 км был слышен грохот взрыва и шум падающих камней. Скорость фронта эруптивного облака в начальный момент, определенная по киносъемке, составляла не менее 50 м/с (*Фирстов и др., 1978*), а длительность выбросов была 5-10 секунд. По характеру разлета материала такие выбросы напоминали взрывы взрывчатого вещества (ВВ), и они условно были названы "взрывом".

2. При выбросах второй разновидности из кратера происходило продолжительное истечение (до трех минут) пеплогазовой смеси со скоростью 10-30 м/сек, при этом над кратером медленно появлялось эруптивное облако и иногда был слышен звук, похожий на шум реактивного самолета. Выбросы второй разновидности можно отождествить с истечением многофазной смеси (*дисперсионный режим*). Такие выбросы названы "продувками". Большое количество выбросов было комбинацией взрыва с последующей продувкой.

С середины июля 1971 г. по конец декабря 1972 г. деятельность вулкана носила эффузивно-эксплозивный характер, когда, наряду с выбросами, происходило истечение вязкого лавового потока глыбового типа по западному склону вулкана.

Датчики (сейсмометры и микробарограф) основного комплекта располагались в специальном бункере на расстоянии 3,5 км от кратера вулкана. Гальванометрическая регистрация велась на одном регистраторе, что позволяло определять разность прихода сейсмических и акустических волн с точностью до 0,1 секунды. Амплитудно-частотная характеристика микробарографического канала имела столообразную характеристику в диапазоне частот 1÷10 Гц и чувствительность $S = 0,5$ мм/Па.

3.2. Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг.

Северный прорыв БТТИ. В первые дни сентября 1975 г., когда осуществлялась регистрация АС на Северном прорыве Большого трещинного Толбачинского извержения, извергался второй конус. В этот период наблюдался непостоянный прерывистый режим эксплозий. В кратере действовало два жерла - в его центральной и южной частях. Одновременно с выделением пепла из центрального жерла происходили и резкие взрывы с "кинжальными" выбросами раскаленной пироклаستيки на высоту до $0,7 \div 1,0$ км. Из центрального жерла выбрасывался, в основном, пепел, иногда в огромном количестве. Для Южного жерла был характерен режим газовой продувки переменной интенсивности, почти без пепла. В периоды относительного ослабления деятельности здесь наблюдались широкие веерообразные фонтаны и выплески лавы на высоту до 200 м с выделением большого количества газа синего цвета. Над жерлом вздувались и лопались лавовые пузыри. Во время усиления активности струи раскаленной пироклаستيки и лавы поднимались на высоту $1,5 \div 2$ км (Федотов и др., 1984). Такая активность в первом приближении может называться вулcano-стромболианской.

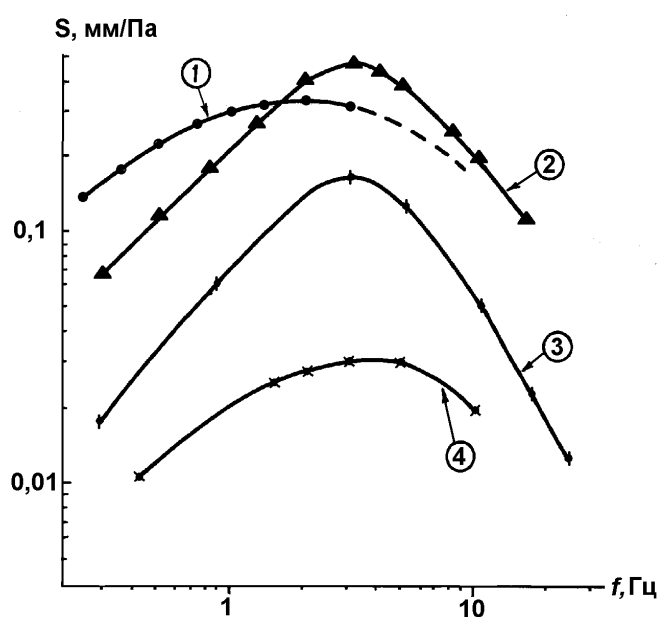


Рис.3.2. Амплитудно-частотные характеристики микробарографических каналов, работавших на временных станциях во время Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. (1- ГБ-IV, $f_0 = 15$ Гц) и в 1976 г. (2,3- ГБ-IV, $f_0 = 10$ Гц; 3 - ГБ-IV, $f_0 = 120$ Гц).

Одновременная регистрация акустических и сейсмических волн осуществлялась на временной станции, располагавшейся на расстоянии 9 км от второго конуса. Амплитудно-частотная характеристика (АЧХ) микробарографического канала приведена на рис. 3.2. Идентификация сигналов осуществлялась по разности прихода сейсмических и акустических сигналов, а также на основании визуальных наблюдений.

Южный прорыв БТТИ. Регистрация АС на Южном прорыве БТТИ проводилась в августе-ноябре 1976 г. на расстояниях $1,9 \div 2,4$ км от кратера (*Сторчеус, 1987*). Для этого периода характерна умеренная эксплозивная деятельность, которая наблюдалась в кратере симметричного конуса диаметром ~ 90 м, глубиной 30 м, на дне которого из одного или двух жерл диаметром в несколько метров происходили непрерывные взрывы с выбросом обрывков раскаленной лавы. АЧХ микробарографических каналов, работавших в этот период, приведены на рис. 3.2.

3.3. Извержения вулкана Ключевского в 1978, 1983, 1984, 1987-1989 гг.

Вулкан Ключевской – самый активный вулкан Камчатки. Для него характерны как терминальные, так и латеральные извержения. Схема всех расстановок микробарографических датчиков, использованных во время терминальных извержений, приведена на рис.3.3.

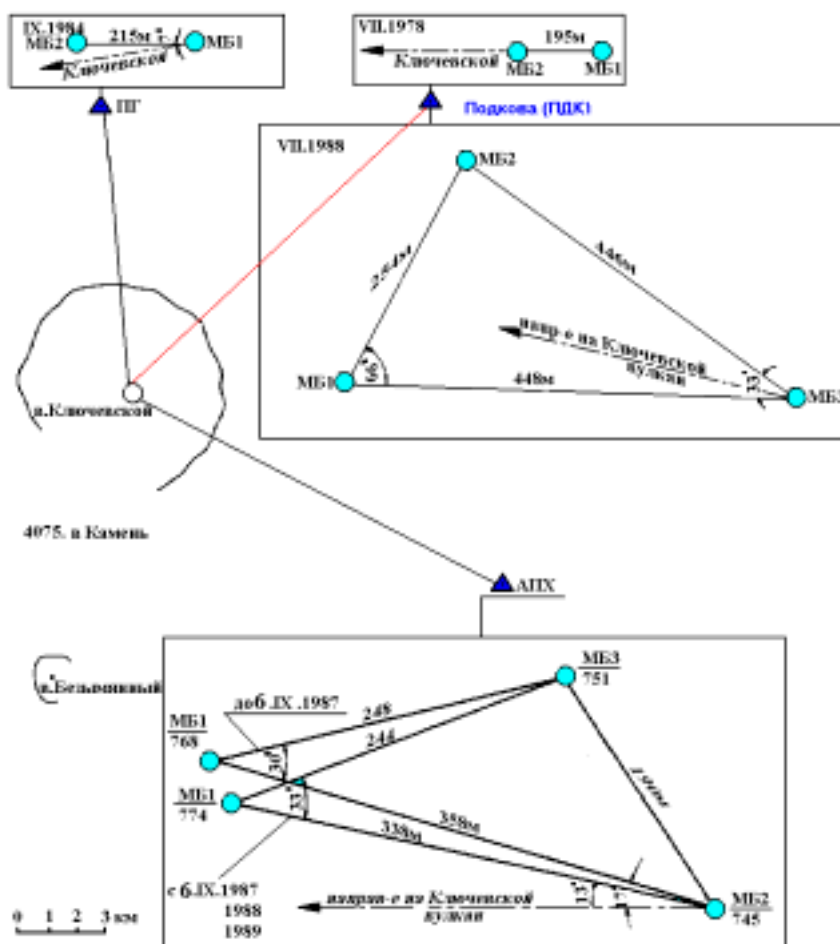


Рис. 3.3. Схема размещения микробарографов при регистрации АС во время терминальных извержений вулкана Ключевского.

Извержение 1978 г. Регистрация АС проводилась в районе станции «Подкова» в 14,6 км от вершинного кратера вулкана Ключевского в июле – августе (рис.3.3). В этот период в западной и центральной частях кратера происходили постоянные взрывы с выбросом газа и

раскаленного лавового материала. Ночью наблюдались от одного до трех огненных фонтанов лавы высотой до 450 м над кромкой кратера. В северо-западный желоб постоянно изливалась лава. В извержении вулкана явно проявлялся эксплозивно-эффузивный характер (*Иванов, Кирсанов и др., 1979*)

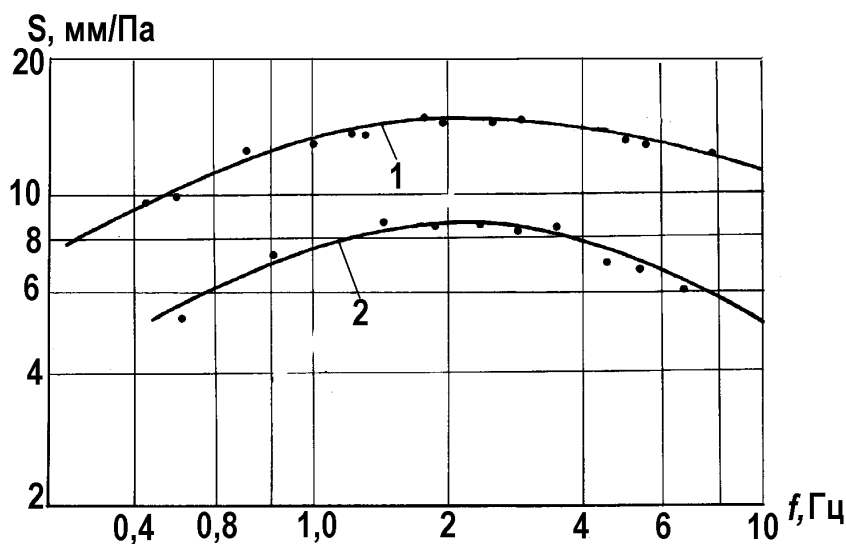


Рис. 3.4. Амплитудно-частотные характеристики микробарографических каналов, работавших во время извержения вулкана Ключевского в июле-августе 1978 г.

В качестве датчиков использовались два микробарографа ЭДМБ-IV, которые были установлены по радиальному профилю на вершину вулкана с базой 195 м. Регистрация велась аппаратурой, описанной в разделе 2.3. Амплитудно-частотные характеристики каналов приведены на рис. 3.3.

Извержение 1983 г. Подготовка к терминальному извержению началась с активизации вершинного кратера, которая выразилась в слабой эксплозивной деятельности, начиная с начала февраля, а 8 марта на высоте 2875 м над уровнем моря началось извержение побочного кратера, которое продолжалось до 27 июня. Извержение, в основном, носило эффузивный характер. В результате этого извержения образовался лавовый поток объёмом около 0,15 км³. В течение всего периода извержения из сформировавшегося в первые дни шлакового конуса с разной частотой и силой происходили или выбросы шлака и пористых вулканических бомб, или парогазовые выбросы (*Хренов и др., 1985*). Во время активизации вершинного кратера ночью наблюдалось фонтанирование лавы и выбросы обрывков лавы на высоту до 1000 м над кратером вулкана, а днем — газопепловые выбросы светло-серого цвета на высоту 400-600 м. В отдельные моменты наблюдались эруптивные облака типа “цветной капусты”, которые поднимались на высоту 1,5-2,0 км над кратером.

В период извержения регистрировались акустические и сейсмические сигналы, связанные с деятельностью побочного и вершинного кратеров. Регистрация осуществлялась как

стационарными сейсмическими станциями **КЛЧ**, **АПХ**, **ПДК**, так и временными пунктами, которые организовывались в непосредственной близости от побочного кратера (рис.3.2.).

Таблица 3.1.

Расстояние от вершинного и побочного кратеров вулкана Ключевского до пунктов регистрации во время извержения в 1983 г.

Название пункта регистрации	Расстояние до вершинного кратера, км	Расстояние до побочного кратера, км	Вид регистрации	Время регистрации
Ключи (КЛЧ)	31,8	29,7	сейсмика, акустика	Непрерывно с 4. 04
Подкова (ПДК)	14,6	11,4	сейсмика	Непрерывно
Апахончич (АПХ)	14,6	12,2	сейсмика, акустика	Непрерывно с 10.05
Временная, кратер S (S)	9,1	5,5	сейсмика, акустика	Сеансами 27.03-3.05
Временная, кратер К (К)	7,8	3,9	сейсмика, акустика	Сеансами 17.05-3.06

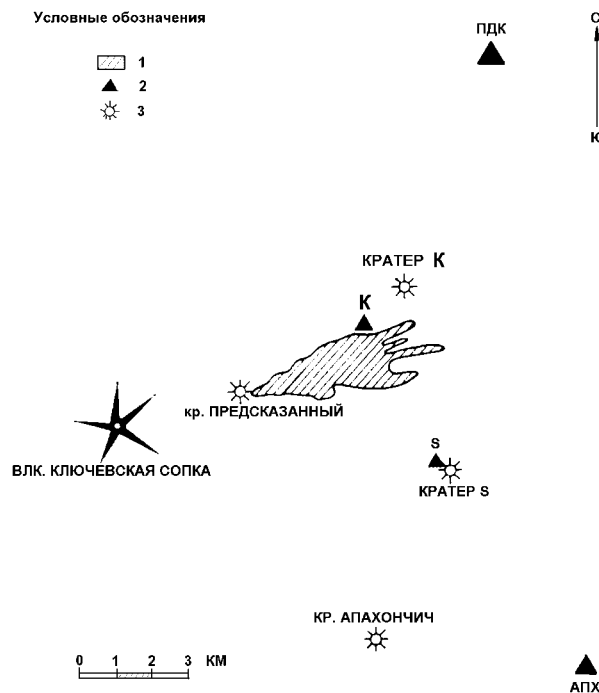


Рис. 3.5. Схема расположения пунктов регистрации во время побочного извержения вулкана Ключевского в 1983 г. 1- площадь лавового потока; 2 - пункты наблюдений; 3 - кратер побочного извержения.

На рис. 3.5 показаны пункты регистрации, а в табл. 3 1 приведены расстояния от пунктов регистрации до кратеров и вид регистрации.

Регистрация АС на стационарных пунктах (**КЛЧ**, **АПХ**) проводилась при помощи электродинамического микробарографа ЭДМБ – IV, нагруженного на гальванометр ГБ-IV с собственной частотой $f = 5$ Гц и затуханием $D = 7$. На временных станциях ставились два акустических канала. Один в качестве датчика имел ЭДМБ-IV, а другой – пьезокерамический микробарограф (ПМБ). Регистрация осуществлялась с помощью самописца Н-327/5 с предваритель-

ным усилением постоянного напряжения УПН-III. Кривые чувствительности акустических каналов показаны на рис. 3.6. Кроме того, короткими сеансами работала малогабаритная акустическая станция (МАС) с полосой пропускания по уровню 0,5 – в диапазоне частот $f = 0,3 \div 0,003$ Гц, с чувствительностью 1 мм/Па. Сейсмические каналы стационарных пунктов имели столообразную амплитудно-частотную характеристику в диапазоне $1 \div 10$ Гц (*Федотов и др., 1962*). Кроме того, на станции АПХ работал сейсмический канал (Z_2) с расширенной АЧХ до 2,5 с.. Полевые станции в зависимости от характера извержения работали сеансами от 15 минут до 3 часов, с развёрткой от 2 до 500 мм/с.

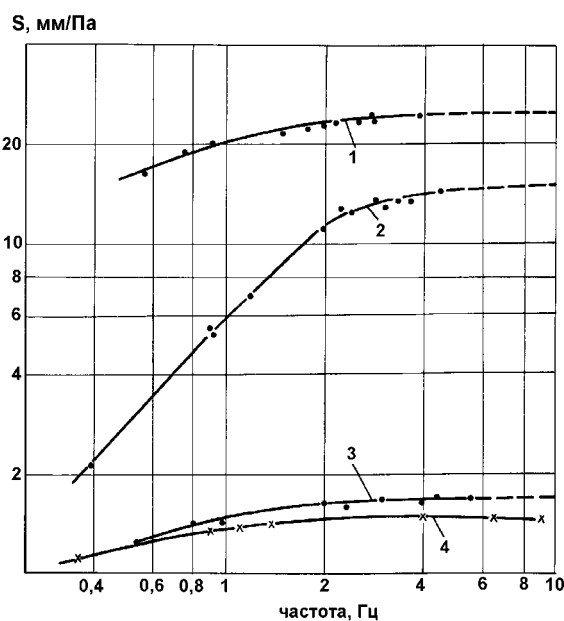


Рис.3.6. Амплитудно-частотные характеристики микробарографических каналов: 1- ЭДМБ IV, 2- ПМБ - временные станции; 3 - станция Апахончич; 4 – станция Ключи.

Извержение 1984 г. В период 6÷17 сентября, когда проводилась регистрация АС, вулкан находился в стадии взрывной активности. Извержение происходило из внутрикратерного конуса высотой 136 м и диаметром в основании около 500 м (*Двигало, 1991*). Наблюдение осуществлялось на расстоянии 9,8 км от кратера вулкана. Расстановка микробарографов показана на рис. 3.3. Работы проводились с тем же комплектом, что и в 1983 г.

Извержение 1987 ÷ 1989 г.г. В эти годы происходило терминальное извержение стромболианского типа (*барбатирующий режим*) вулкана Ключевского. Источниками взрывов являлись всплывающие сквозь магму газовые пузыри, при разрушении которых генерировались АС. Регистрация АС осуществлялась на станции (АПХ), где сеансами работала акустическая трехточечная станция. В июле-августе 1988 г. синхронно со ст. АПХ работала трехточечная станция в пункте ПДК в 14,6 км к северо-востоку от вершины вулкана.

В период извержений регистрировались акустические и сейсмические сигналы, связанные с деятельностью побочного и вершинного кратеров. Регистрация осуществлялась как стационарными сейсмическими станциями КЛЧ, АПХ, ПДК, так и временными пунктами, которые организовывались в непосредственной близости от побочного кратера. На полевых пунктах использовался комплект ЭДМБ+УПН-3+Н3021, а на стационарных – гальванометрическая регистрация. Метрологическое обеспечение осуществлялось по схеме, описанной в гл. 2. В таблице 3.2 приведены относительные характеристики микробарографических каналов, работавших в этот период.

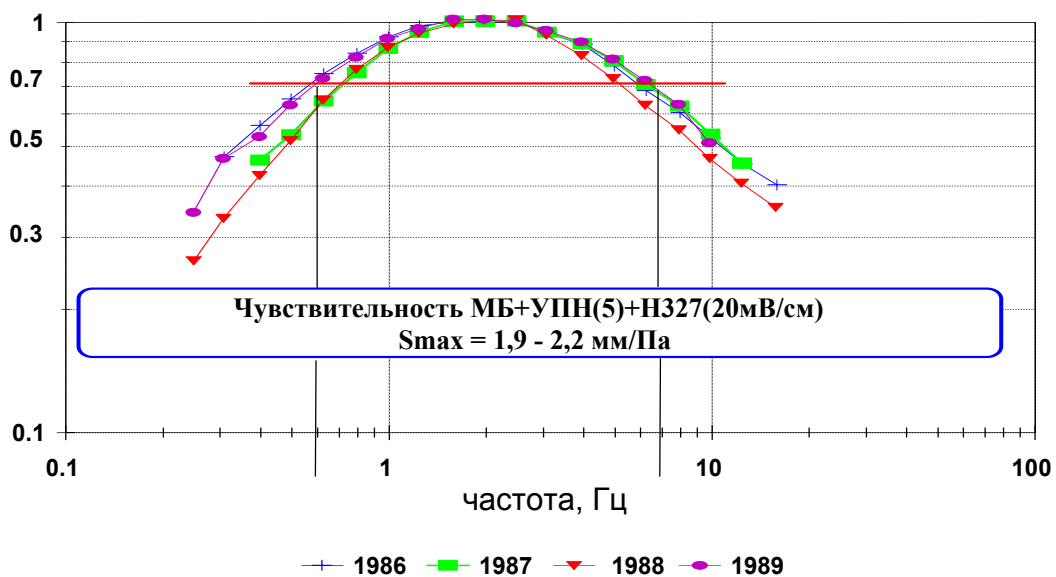


Рис. 3.7. АЧХ микробарографического канала, работавшего у подножия Ключевского вулкана в 1986÷1988 гг.

В качестве примера на рис. 3.7 показана калибровка АЧХ микробарографического канала в течение 4 лет в относительных единицах. Сохраняется устойчивая форма АЧХ, вариации которой в разные годы составляют не более 0,1 ед. лог., что дает погрешность 15% на уровне 0,7 (0,6 ÷ 7 Гц). Близкая погрешность и в абсолютном уровне АЧХ.

Стратификация атмосферы контролировалась по данным зондирования с помощью шаров-пилотов, которое выполнялось два раза в сутки на метеостанции «Ключи» (см. рис. 3.1)

Таблица 3.2

**Амплитудно – частотные характеристики микробарографических каналов полевой станции, работавшей на вулкане
Ключевском в 1986 – 1989 гг.**

Дата	Пункт регистрации	№ <i>f</i> , Гц	Чувствительность относительно максимума																			УПН Н3031	S, мм/ Па	
			0,25	0,31	0,4	0,5	0,63	0,8	1,0	1,25	1,6	2,0	2,5	3,1	4,0	5,0	6,3	8,0	10,0	12,5	16,0			
1986	АПХ	МБ1	0,48	0,56	0,64	0,72	0,8	0,88	0,94	0,99	1,0	1,0	1,0	1,0	0,95	0,88	0,79	0,68	0,58	0,5	0,43	6/20	1,1	
		МБ2	-	0,47	0,56	0,65	0,75	0,84	0,92	0,98	1,0	1,0	1,0	0,94	0,88	0,78	0,68	0,6	0,52	0,45	0,40	5/200	1,9	
		Н3012	-	0,26	0,34	0,45	0,58	0,63	0,88	1,0	1,0	0,95	0,84	0,73	0,62	0,52	-	-	-	-	-	-	500/200	1,0
		ПМБ	-	-	0,06	0,08	0,12	0,17	0,24	0,34	0,48	0,63	0,76	0,86	0,88	0,92	0,96	0,98	1,0	1,0	1,0			25
1987	АПХ	МБ1	0,39	0,48	0,56	0,63	0,72	0,80	0,87	0,91	0,96	0,99	1,0	1,0	0,98	0,9	0,82	0,74	0,65	0,58	0,5	8/100	0,9	
		МБ2	-	-	0,46	0,53	0,64	0,75	0,86	0,94	1,0	1,0	1,0	0,94	0,88	0,8	0,7	0,62	0,53	0,45	-	7/100	1,4	
		МБ3	0,24	0,29	0,36	0,44	0,53	0,63	0,74	0,85	0,94	0,98	1,0	1,0	0,97	0,92	0,86	0,79	0,72	0,63	0,55	5/500	0,9 2	
1988	АПХ	МБ2	0,26	0,33	0,42	0,51	0,64	0,76	0,86	0,93	0,98	1,0	1,0	0,92	0,82	0,72	0,62	0,54	0,46	0,40	0,35	5/20	2,0	
		МБ3	-	0,32	0,39	0,45	0,54	0,63	0,73	0,83	0,92	1,0	1,0	1,0	0,94	0,84	0,74	0,65	0,56	0,47	0,40	5/500	0,9 6	
	ПДК	МБ1	-	-	0,48	0,56	0,66	0,78	0,87	0,95	0,98	1,0	0,98	0,98	0,93	0,89	0,83	0,75	0,68	0,62	0,55	5/50	1,0	
1989	АПХ	МБ2	0,34	0,46	0,52	0,62	0,72	0,81	0,90	0,35	1,0	1,0	0,98	0,94	0,88	0,8	0,71	0,62	0,50	-	-	6/50	1,6	
		МБ3	0,21	0,28	0,37	0,47	0,58	0,68	0,78	0,86	0,94	0,98	1,0	1,0	0,98	0,94	0,87	0,77	0,86	-	-	6/500	1,7	

Глава 4. АКУСТИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ В АТМОСФЕРЕ, КАК РЕЗУЛЬТАТ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ПРОЦЕССОВ В КРАТЕРЕ ИЗВЕРГАЮЩЕГОСЯ ВУЛКАНА

Во время эксплозивной деятельности акустические сигналы диапазона 1÷10 Гц регистрировались на многих вулканах мира (*Stewart, 1959; Токарев, 1964; Tolentino, 1973; Tanaka e.a., 1974; Nain, 1976; Minakami a. o., 1979; Wilson R.C., Forbes B.R., 1984*). Под руководством и при непосредственном участии автора почти на всех извергающихся вулканах Камчатки в 80÷90 годы проводилась регистрация АС. Во время извержения Северного прорыва БТТИ АС были зарегистрированы с достаточной разрешающей способностью и впервые в практике вулканологических исследований проведена их классификация, правомерность которой была проверена на других извержениях.

4.1. Типы вулканических акустических сигналов

В сентябре 1975 г. проводилась регистрация АС на Северном прорыве. Подробное описание разнообразия эксплозивных явлений в этот период дано в книге *Большое трещинное Толбачинское извержение (1984)*. Схема расположения пункта регистрации относительно источника АС приведена на рис. 2.3. По форме записи АС, зарегистрированные на Северном прорыве БТТИ, с определенной долей условности, были разбиты на пять типов (рис.4.1):

- I – классическая форма ударной волны, образующейся при взрыве конденсированных взрывчатых веществ на большом расстоянии от источника (*Садовский, 1945*), характеризующаяся резким фронтом положительного импульса и более продолжительным отрицательным импульсом, меньшим по амплитуде ($\Delta P_+ > \Delta P_-$);
- II – форма записи с резким передним фронтом положительного и отрицательного импульсов, как правило, $\Delta P_+ \approx \Delta P_-$, а задний фронт отрицательного импульса близок к экспоненте;
- III – отличается от II резким фронтом отрицательного импульса;
- IV – представляет колебания, состоящие из четко выраженных двух положительных и одного отрицательного импульса;
- V – квазисинусоидальная форма с нерезкими фронтами импульсов обеих полярностей.

По аналогии с воздушными ударными волнами (ВУВ), возникающими при взрывах взрывчатых веществ в воздухе (*Садовский, 1945*), рассматривались следующие параметры АС:

- 1) избыточное максимальное давление в фазе сжатия ΔP_+ [Па];
- 2) время действия фазы сжатия τ_+ [с], под которым подразумевается промежуток времени, заключенный между передним фронтом и границей, где избыточное давление равно нулю;

3) величина импульса, вычисляемого по формуле; $I_+ = \int_0^{\phi} \Delta P(t) dt$ [Па·с];

4) аналогичные параметры, характеризующие фазу разряжения; $\Delta P_-, \tau_-, I_-$.

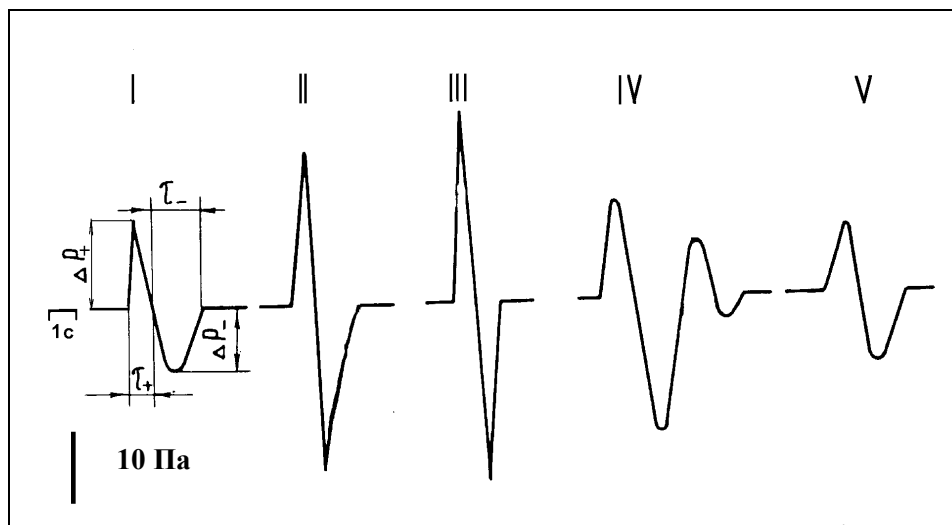


Рис.4.1. Формы импульса типов воздушных ударных волн, возникавших во время взрывной активности Северного прорыва БТТИ, построенные по среднестатистическим параметрам.

Качественное деление АС на типы подтверждается среднестатистическими данными (табл. 4.1.), полученными путем осреднения параметров импульсов, зарегистрированных 14.09.1975 г. с 8 до 12 часов на станции ВДП ($\Delta = 9$ км). Выбирались импульсы, которые безошибочно можно отнести к тому или иному типу. Распределения в сериях типов АС значений ΔP_+ и I_+ близки к логнормальному, хотя асимметрия и эксцесс не отличны от нуля. Распределения значений τ_+ и τ_- близки к нормальным.

Таблица 4.1.

Среднестатистические параметры АС, зарегистрированных во время извержения Северного прорыва БТТИ.

Типы АС	N	$\lg \Delta P_+$		τ_+		$\lg I_+$		$\lg \Delta P_-$		τ_-		$\lg I_-$		α τ_+/τ_-	β $\Delta P_+/\Delta P_-$	γ I_+/I_-
		m	σ	m	σ	m	σ	m	σ	m	σ	m	σ			
I	30	1,19	0,11	0,44	0,09	0,52	0,18	1,06	0,18	0,82	0,28	0,50	0,38	0,54	1,27	1,06
II	38	1,38	0,22	0,40	0,10	0,66	0,29	1,43	0,21	0,66	0,20	0,94	0,32	0,60	0,89	0,52
III	20	1,51	0,16	0,33	0,09	0,77	0,21	1,52	0,18	0,53	0,21	0,93	0,21	0,62	0,97	0,69
IV	24	1,24	0,17	0,59	0,12	0,62	0,35	1,38	0,11	0,90	0,15	1,02	0,15	0,65	0,72	0,40
V	45	1,09	0,11	0,57	0,09	0,56	0,16	1,12	0,12	0,80	0,18	0,68	0,19	0,71	0,95	0,75

АС III типа имеют самое большое среднестатистическое избыточное давление $\overline{\Delta P_+} = 32,4$ Па и наименьшее время действия $\overline{\tau_+} = 0,39$ с. Наименьшее $\overline{\Delta P_+} = 12,3$ Па имеет V тип АС с $\overline{\tau_+} = 0,57$ с. Существенно различны для каждого типа параметры $\alpha = \tau_+/\tau_-$, $\beta = \Delta P_+/\Delta P_-$ и $\gamma = I_+/I_-$. Наиболее сбалансированным импульсом является АС I типа при $\gamma = 1,06$.

В физике взрыва используются зависимости $\Delta P_+ = f_1(E_0, r)$, $I_+ = f_2(E_0, r)$, $\tau_+ = f_3(E_0, r)$, которые отражают закономерности распространения ВУВ, где E_0 - энергия источника взрывчатого вещества (ВВ), r - расстояние до источника. При взрывах ВВ принято вместо E_0 использовать тротильный эквивалент в кг. На основании закона подобия обычно рассматривают параметры ВУВ в зависимости от приведенного расстояния $\bar{r} = r/Q^{1/3}$. Многочисленные работы по изучению распространения ВУВ от взрывов позволили получить ряд эмпирических формул, имеющих, в основном, вид степенных многочленов, выражающих зависимости $\Delta P_+ = f_1(\bar{r})$, $I_+ = f_2(\bar{r})$, $\tau_+ = f_3(\bar{r})$ для различных видов ВВ и условий проведения взрыва (воздушные, накладные и камуфлетные взрывы)

В работе (Смолия, Цейтлина, 1981) исследовались слабые ВУВ ($\Delta P_+ \leq 100$ Па), возникающие от взрывов накладных зарядов в области $10 \leq \bar{r} = r/Q^{1/3} \leq 1000$. На основании большого экспериментального материала получены следующие зависимости:

$$\Delta P_+ = 4,4 * 10^5 (Q^{1/3} / \bar{r})^{1,4}; \quad (4.1)$$

$$I_+ = 220 * Q^{2/3} / \bar{r}; \quad (4.2)$$

$$\phi_+ / Q^{1/3} = 3,15 * 10^{-3} \lg \bar{r}. \quad (4.3)$$

Формула (4.3) в диапазоне $100 \leq \bar{r} \leq 1000$ удовлетворительно аппроксимируется зависимостью

$$\phi_+ = 1,32 * 10^{-3} r^{0,4} Q^{0,2}. \quad (4.4)$$

Для фиксированной точки наблюдений логично рассматривать зависимости I_+ и τ_+ от ΔP_+ . Используя формулы (4.1), (4.2), (4.4), эти зависимости можно представить степенными функциями типа $y = 10^m x^n$ или $\lg y = n \lg x + m$. Для АС от вулканических взрывов эти зависимости находились методом наименьших квадратов для каждого типа. Коэффициенты n и m приведены в таблице 4.2, а сами кривые показаны на рис. 3.

Таблица 4.2.

Экспериментальные зависимости I_+ , τ_+ от ΔP_+ для различных типов АС

Типы АС	$I_+ = 10^m \Delta P^n$		$\tau_+ = 10^m \Delta P^n$	
	m	n	m	n
I	- 1,12	1,40	-0,29	0,34
II	-1,05	1,25	-0,81	0,29
III	-0,91	1,12	-0,62	0,14
IV	-1,52	1,75	-0,74	0,40
V	-0,82	1,27	-0,59	0,31
накладные заряды $100 \leq \bar{r} \leq 1000$	-1,74	1,40	-1,39	0,44

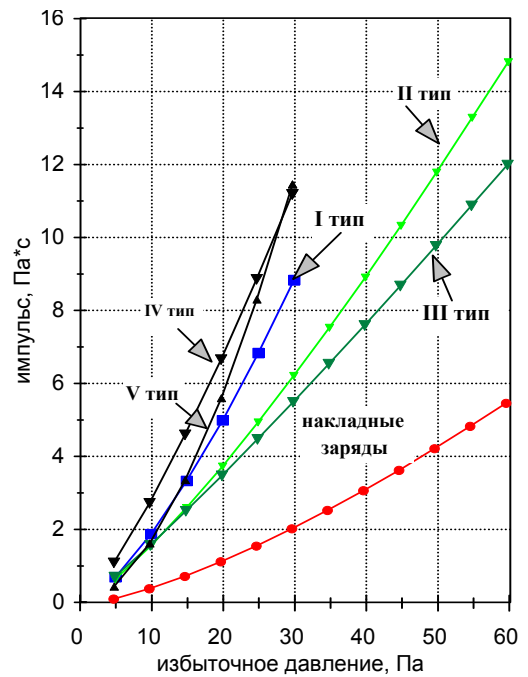
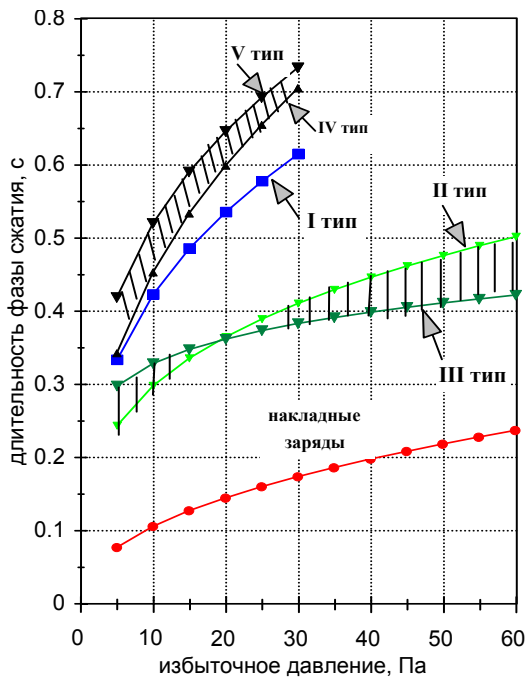


Рис.4.2. Зависимость времени действия τ_+ и импульса I_+ фазы сжатия от избыточного давления ΔP_+ для различного типа АС, зарегистрированных во время извержения СП БТТИ в сентябре 1975 г.

На рис. 4.2 в зависимостях $\tau_+ = f(\Delta P_+)$ и $I_+ = f(\Delta P_+)$ хорошо видны различия выделенных по форме и среднестатистическим параметрам вулканических АС. Поведение зависимости $\tau_+ = f(\Delta P_+)$ для АС II и III типов близко к поведению кривой для накладных зарядов, но с постоянным превышением τ_+ около 0,2 с. Наиболее сильно обе зависимости отличаются от кривых для накладных зарядов для АС IV и V типов. Кривая для АС I типа занимает промежуточное значение между кривыми для АС II+III типов и АС IV+V типов.

По формулам (4.1) и (4.2) рассчитывался тротиловый эквивалент Q по максимальным и минимальным значениям ΔP_+ , I_+ и среднестатистическом ΔP_+ для каждого типа АС (табл.4.3). Наблюдается расхождение тротиловых эквивалентов Q_P и Q_I . Причем, с увеличением параметров волны в данной точке измерения для II и III типов АС, степень не подобия значительно уменьшается, остается без изменений для IV, V типов и слабо изменяется для I типа. Расхождение тротиловых эквивалентов Q_P и Q_I наблюдается при быстром нестационарном сгорании объемов (3-10 м³) воздушных взрывчатых смесей. Так, при горении со скоростью фронта $V \approx 100$ м/с, $Q_P/Q_I = 0,3 - 0,4$, а при $V \approx 10$ м/с, $Q_P/Q_I = 0,1 - 0,2$. То есть чем меньше плотность энерговыделения в источнике, тем больше расхождение тротиловых эквивалентов, определенных по ΔP_+ и I_+ .

Тротиловый эквивалент ВУВ по типам, 10^3 кг.

Тип АС	\bar{Q}_P	Q_P^{\max}	Q_I^{\max}	Q_P^{\min}	Q_I^{\min}	$\left(\frac{Q_P}{Q_I}\right)^{\max}$	$\left(\frac{Q_P}{Q_I}\right)^{\min}$
I	0,23	0,92	6,40	0,08	0,74	0,14	0,11
II	0,72	4,64	13,63	0,08	0,48	0,34	0,17
III	1,15	3,20	10,53	0,14	0,86	0,30	0,16
IV	0,28	0,84	10,50	0,05	0,58	0,08	0,09
V	0,21	0,26	6,21	0,04	0,98	0,06	0,04

По форме записи I тип АС является слабой воздушной ударной волной, имеющей характерные для неё особенности: $\Delta P_+ > \Delta P_-$; $\tau_+ < \tau_-$; $I_+ \approx I_-$. Среднестатистический тротилый эквивалент $\bar{Q}_P = 230$ кг. Но в тоже время, для Северного прорыва БТТИ зависимость $\tau_+ = f(\Delta P_+)$ отличается от экспериментальной кривой для взрывов наружных зарядов. Не исключено, что возникновение этого типа АС связано с воздушными взрывами, возникающими в результате детонации взрывоспособных вулканических газов при окислении их кислородом воздуха.

Особенностью АС II типа является $\Delta P_+ < \Delta P_-$ и $I_+ < I_-$, т. е. полный импульс не равен нулю. При этом задний фронт отрицательного импульса близок к экспоненте; $\bar{Q}_P = 720$ кг. Данный тип АС также следует отнести к слабым ВУВ, связанным с нестационарными процессами, возникающими при истечении пепло - газовой струи из кратера вулкана (сверхзвуковой скачок). Экспонента заднего фронта отрицательного импульса объясняется быстрой конденсацией водяного пара, который составляет около 99% в вулканических газах.

III тип АС близок к АС II типа по динамическим характеристикам: $\Delta P_+ > \Delta P_-$; $\tau_+ < \tau_-$. Так же как и для II типа, форма кривой $\tau_+ = f(\Delta P_+)$ близка к зависимости для взрывов наружных зарядов с систематическим завышением τ_+ на 0,2 секунды $Q_P/Q_I = 0,16-0,30$; $\bar{Q}_P = 1150$ кг. АС II и III типов имеют наименьшее значение τ_+ относительно других типов АС, что указывает на наименьший размер их источника. По-видимому, АС II и III типов возникают в результате быстрого движения струи пепло-газовой смеси из жерла вулкана, которое в первом приближении можно рассматривать, как истечение газа из сопла с возникновением скачка уплотнения на границах струи (*Livshits, Bolkhovitinov, 1977*). Действительно, на фотографиях извержения при благоприятных оптических условиях наблюдаются ВУВ, радиально распространяющиеся от вертикального пепло-газового столба.

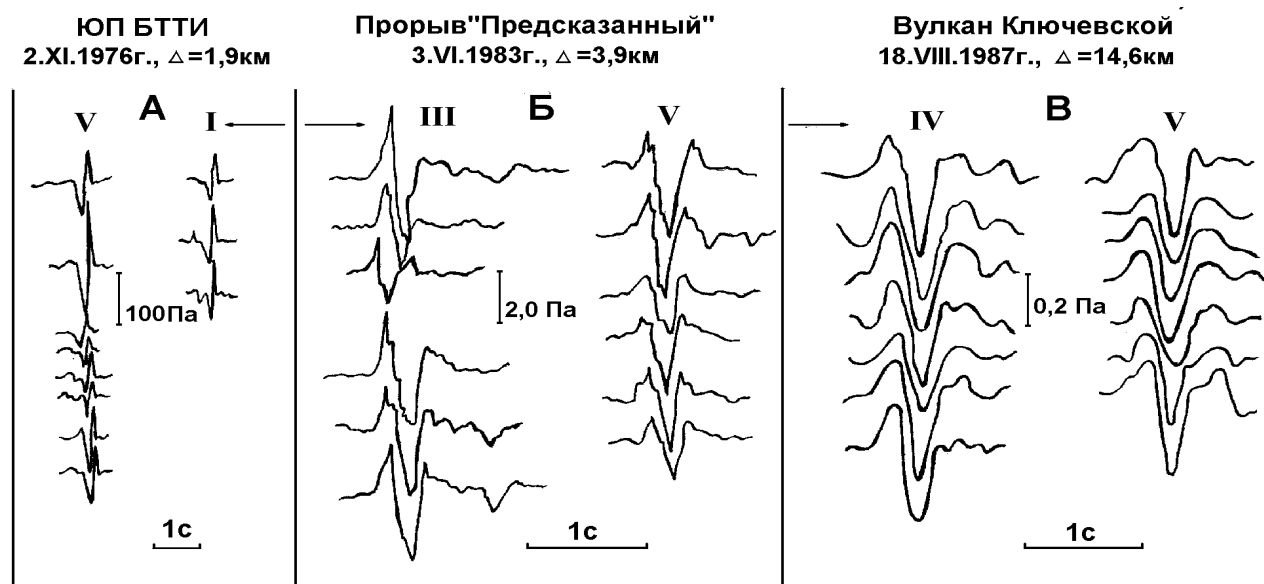
АС IV типа представляет импульс, состоящий из двух фаз сжатия и фазы разрежения, причем амплитуда фазы разрежения сравнима, а иногда и превосходит амплитуду начальной фазы сжатия. $Q_P/Q_I = 0,08 \div 0,09$; $\bar{Q}_P = 280$ кг. По форме записи IV тип АС напоминает

воздушную волну, регистрируемую при взрывах на выброс (*Reed, 1963*). Первый импульс при подземных взрывах связан с развитием каверны и образованием купола за счет вытеснения грунта в сторону свободной поверхности, а второй – с прорывом газов в атмосферу. Причем скорость разлета грунта в эпицентральной области близка к скорости движения свободной поверхности (*Докучаев и др., 1963*).

В этом случае давление на границе купола зависит от скорости (v) подъема свободной поверхности: $\Delta P_0 = v\rho_0 C$; где $\rho_0 = 1,29 \text{ кг/м}^3$ - плотность воздуха, C – скорость звука. Наибольший характерный размер источника соизмерим с размером кратера вулкана и составляет около 100 м. По формуле (4.1) рассчитываем для АС IV типа $\Delta P_0 = (3\div 9)\cdot 10^4 \text{ Па}$. В этом случае $v = 60\div 240 \text{ м/с}$, что хорошо согласуется со скоростью разлета бомб во время регистрации АС на Северном прорыве БТТИ, определенной по киносъёмке.

Пятый тип АС имеет много общего с IV и рассматривается, как предельный случай, когда происходит только прорыв газов с дозвуковой скоростью. Следует отметить, что изменение глубины заложения выбросов объясняет разнообразие форм воздушных волн переходного типа от IV к V.

Данная классификация была подтверждена при регистрации АС во время извержений других вулканов: Южного прорыва БТТИ –1976 г. (*Фирстов, Сторчеус 1978**; *Сторчеус, 1985*); вершинного и побочного кратеров вулкана Ключевского в 1983 г. (*Фирстов, Сторчеус, 1987*; *Чунчuzов, Фирстов, 1992*; *Фирстов, Кравченко, 1995*). На рис. 4.3 приведены образцы записей АС для этих извержений.



* *Фирстов П.П., Сторчеус А.В.* О воздушных ударных волнах и вулканическом дрожании, сопровождавших Большое трещинное Толбачинское извержение// Отчет: «Изучение вулканического дрожания при Большом трещинном Толбачинском извержении в 1975-1976 гг.». Фонды Института вулканологии ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 1978. С. 8-46.

Для ЮП БТТИ в основном был характерен стромболианский (*барботирующий*) режим активности, с непрерывными выбросами обрывков лавы почти без пепла. На рис. 4.3а приведены копии регистрограмм записей АС в августе 1976 г. на расстоянии 1,9 км от кратера. Избыточное давление в фазе сжатия было заключено в пределах $\Delta P = 10 \div 100$ Па, а длительность фазы сжатия $\tau_+ = 0,1 \div 0,14$ с. Как будет показано далее, характерное τ_+ определяется размером кратера, который был значительно меньше на ЮП БТТИ по сравнению с кратером второго конуса СП БТТИ. Следует отметить, что соотношение АС по типам для вулканической деятельности на СП БТТИ и стромболианской на ЮП БТТИ существенно различалось. Если для СП БТТИ преобладали АС I ÷ III типов, то для ЮП БТТИ большинство АС относились к IV, V типам и очень редки были АС II, III типа.

Зависимость $I_+ = f(\Delta P_+)$ для различных типов АС строилась для Южного прорыва по той же методике, что и для Северного прорыва БТТИ. Как видно на рис.4.4, наблюдается удовлетворительное совпадение кривой зависимости $I_+ = f(\Delta P_+)$ для АС I типа и сильное различие кривой для АС IV+V типов по отношению к кривой для взрывов накладных зарядов (Смолий, Цейтлин, 1981).

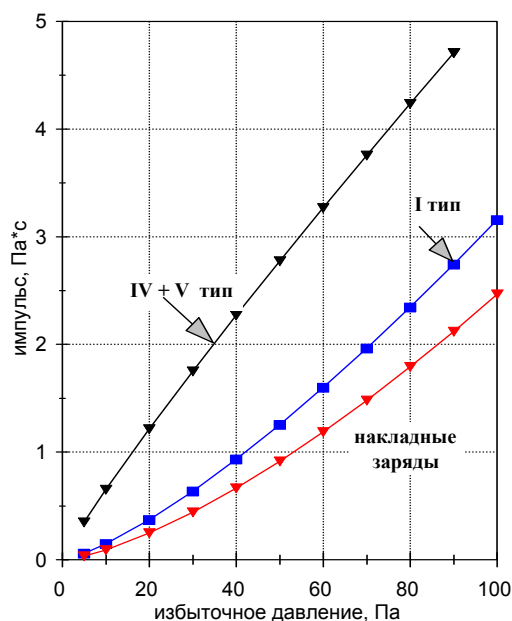


Рис.4.4. Зависимость импульса I_+ фазы сжатия от избыточного давления ΔP_+ для различного типа АС, зарегистрированных во время извержения ЮП БТТИ в августе 1976 г.

Для понимания физики взрывного процесса большой интерес представляет связь акустического и сейсмического сигналов, т. к. соотношение амплитуд этих сигналов указывает на глубинность процесса. Если процесс поверхностный, то в воздух переходит большая доля энергии, чем в грунт. При заглубленном процессе энергия распределяется между акустическим и сейсмическим излучениями в другом соотношении.

Рассмотрим соотношение ВД и АС для Южного прорыва БТТИ в период I.XI.1976 г. с 07ч 20 мин до 07ч 25 мин. Регистрация велась на расстоянии 2,4 км от кратера, при этом

запаздывание АС относительно сейсмического сигнала составляло $\Delta t = t_A - t_C = 5,0$ с. ВД за этот период времени носило спазматический характер с ярко выраженными пугами и колебаниями амплитуды от 2 до 15 мкм. При сравнении времени появления АС и моментов увеличения амплитуды ВД с учетом разности распространения акустических и сейсмических волн хорошей корреляции не наблюдается, хотя в отдельных случаях увеличение амплитуды ВД совпадает с моментами появления АС.

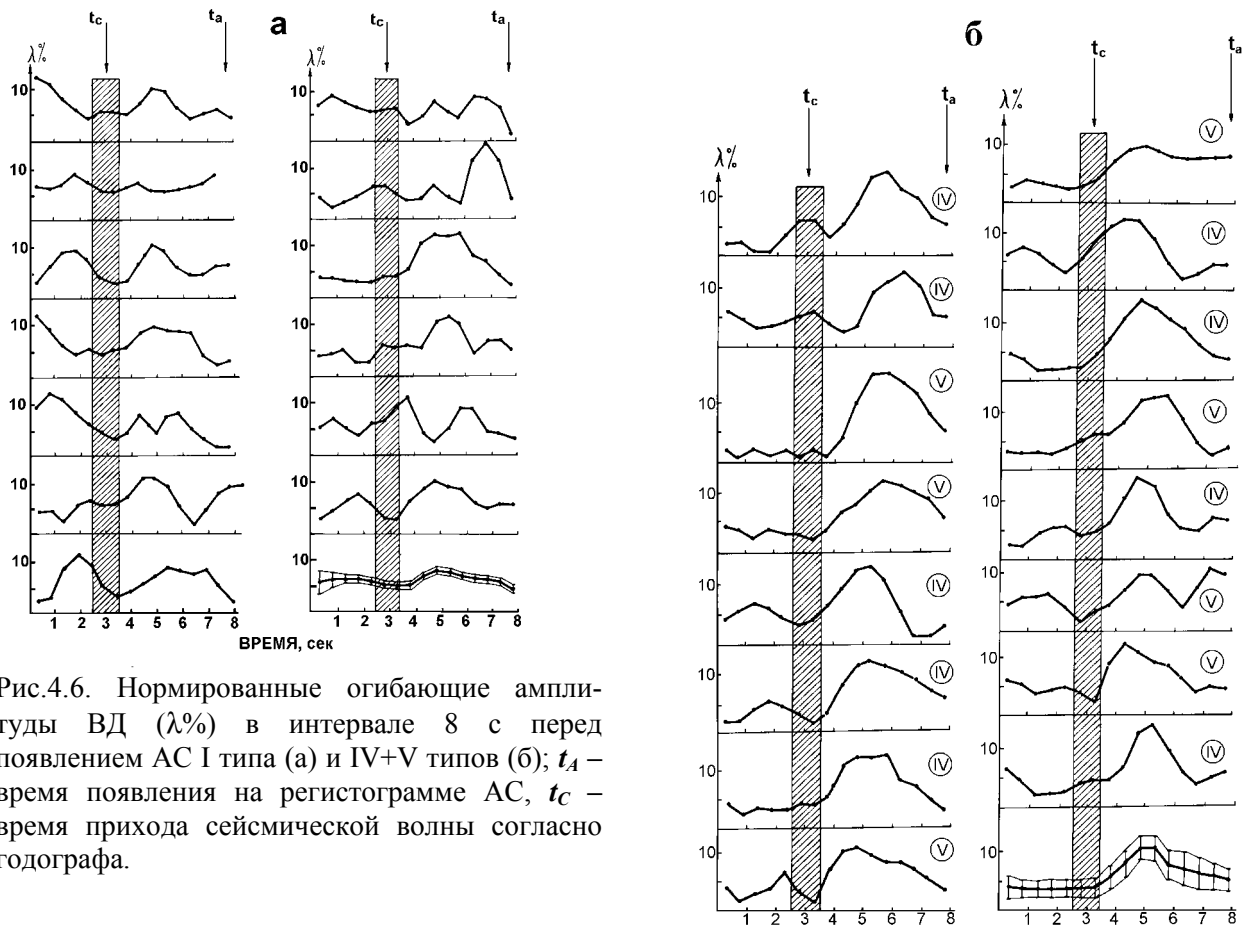


Рис.4.6. Нормированные огибающие амплитуды ВД ($\lambda\%$) в интервале 8 с перед появлением АС I типа (а) и IV+V типов (б); t_A – время появления на регистрограмме АС, t_C – время прихода сейсмической волны согласно годографа.

На рис. 4.6 показаны нормированные огибающие ВД за 8 с перед появлением АС. На обобщенных кривых, полученных методом наложения эпох, наблюдается увеличение амплитуды ВД более чем в 2 раза за $4,5 \div 5,5$ с перед появлением АС типов IV, V и видно слабое изменение амплитуды ВД для АС I типа. Данный факт указывает на то, что процесс, в результате которого генерируются АС I типа, действительно поверхностный. По-видимому, он связан с взрывами взрывоспособных вулканических газов над кратером вулкана при их взаимодействии с кислородом атмосферы, на что указывает меньшее значение τ_+ для АС I типа по сравнению с τ_+ для IV и V типов АС. При эксплозиях, генерирующих АС IV и V типов, часть энергии взрыва передается в грунт, что наблюдается на рис.4.6.б. Это является косвенным подтверждением заглубленности источника, которым может быть процесс

разрушения “пузыря” на поверхности лавы. Процесс, в какой-то мере, аналогичный взрыву взрывчатых веществ на выброс.

Анализ формы записи АС, сопровождавших извержение побочного кратера «Предсказанный» (вулкан Ключевской) в 1983 г., показал, что регистрировались те же I ÷ V типы АС (рис.4.7). Особенностью АС от извержения побочного кратера является приход второго слабого импульса через $0,3\pm 0,4$ с., который связывается нами с нелинейными процессами в жерле вулкана (см. раздел 4.3).

Кроме того, выделяется ещё один тип АС (VI), которые отличаются от остальных “хвостом” затухающих колебаний. В работе (Ковалев и др. 1980) высказывается предположение, что такие АС могут быть следствием цепочки следующих друг за другом воздушных взрывов. На наш взгляд, механизм возникновения подобных сигналов обусловлен автоколебательным процессом скорости истечения, пепло-газовой смеси, когда после разрушения пузыря происходит сравнительно длительное ее истечение. Возможно, аналогичный процесс наблюдался при разрушении стеклянных сфер, наполненных газообразным фреоном в работе (Бейкер и др., 1986). Форма взрывной волны при разрушении таких стеклянных сфер напоминает убывающую синусоидальную волну с тремя отчетливо выраженными пиками, что объясняется частичной конденсацией фреона во время взрыва. Как известно, вулканические газы состоят, в основном, из паров воды, и процесс конденсации обязательно должен иметь место при вулканических взрывах.

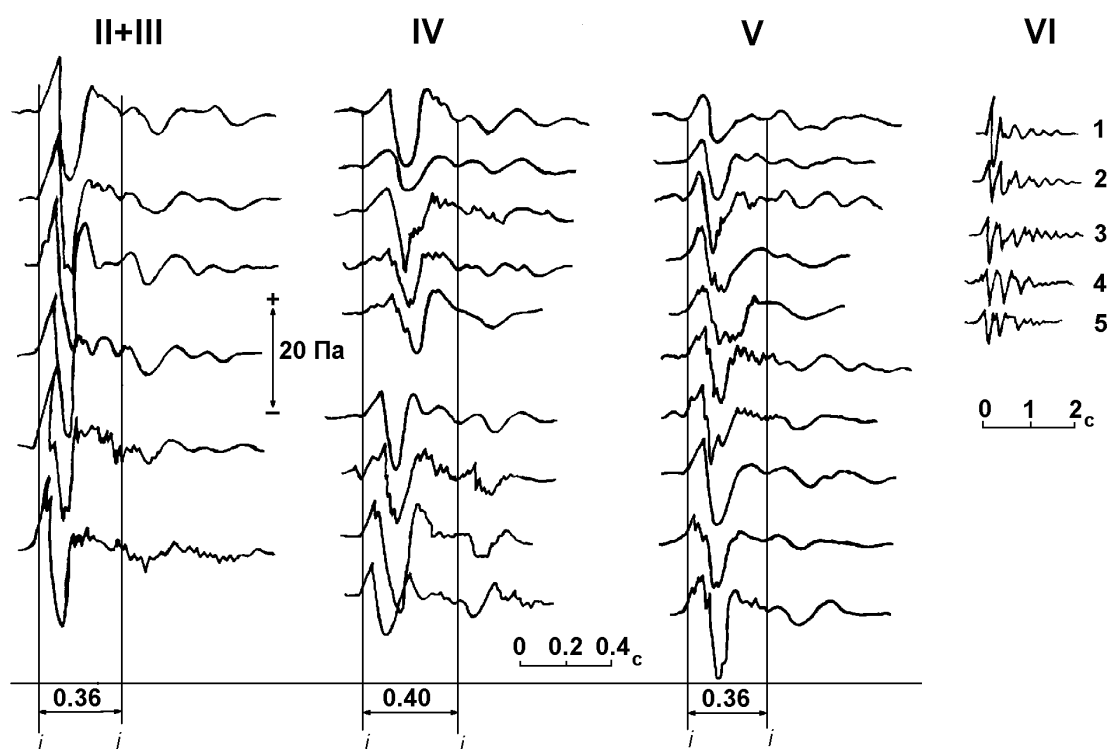


Рис.4.7. Примеры записей АС, зарегистрированных на станции К, во время извержения побочного кратера вулкана Ключевского «Предсказанный», и их разбиение по типам.

Среди АС побочного кратера «Предсказанный» наиболее часто регистрировались АС II и IV типов, практически не наблюдались АС I типа. Для сравнения АС, зарегистрированных на Южном прорыве БТТИ и побочном кратере «Предсказанный» (ПРД), в таблице 4.4 приведены их среднестатистические параметры. Причём для акустических сигналов Южного прорыва БТТИ все параметры приведены к расстоянию $r = 3,9$ км по эмпирическим зависимостям работы (Смолий, Цейтлин, 1981).

Таблица 4.4

Основные параметры АС побочного кратера «Предсказанный» и ЮП БТТИ и их тротиловый эквивалент

Тип АС	Извержение	ΔP_+ , Па	τ_+ , с	ΔP_- , Па	τ_- , с	α τ_+/τ_-	β $\Delta P_+/\Delta P_-$	γ I_+/I_-	Q_p , кг	Q_I , кг	Q_p/Q_I
II	ПРД	11,9	0,07	14,8	0,09	0,78	0,80	0,62	9,6	20	0,5
	БП БТТИ	104,9	0,21	104,0	0,30	0,70	1,00	0,70	1003	2693	0,4
IV	ПРД	6,1	0,09	8,9	0,12	0,76	0,70	0,53	2,3	10,7	0,2
	БП БТТИ	39,6	0,36	42,2	0,51	0,71	0,93	0,66	126	1419	0,1

Отличие АС кратера «Предсказанный» от ЮП БТТИ выражается в том, что АС для первого извержения хуже сбалансированы: $\beta = 0,7 \div 0,8$. Объединяет АС обоих извержений различие тротиловых эквивалентов Q_p и Q_I , оценённых по ΔP_+ и I_+ , отношение которых составляет $\sim 0,5$ для АС III типа и $\sim 0,2$ для АС V типа. Различие тротиловых эквивалентов обусловлено большей длительностью фазы сжатия для наблюдаемых ВУВ по сравнению с УВВ от накладных зарядов.

По-видимому, такое различие можно объяснить двумя причинами. С одной стороны, τ_+ зависит от диаметра кратера (см. раздел 4.2.1). С другой стороны, как показали эксперименты на ударной трубе (Гельфанд и др. 1985), структура ударных волн при наличии в камере высокого давления (КВД) аэровзвеси твёрдых частиц отличается от структуры ударных волн при заполнении КВД чистым газом. При одном и том же давлении в КВД при наличии аэровзвеси формируются ударные волны меньшей интенсивности, но большей длительности. Очевидно, образование пепла и шлака при «вулканических взрывах» увеличивает продолжительность времени фазы избыточного давления. По этой причине для оценки энергии процесса следует отдавать предпочтение эмпирическим формулам определения энергии по импульсу.

Типы АС, сопровождавшие выбросы вулкана Карымского в 1970÷1972 гг. Если АС, зарегистрированные при извержениях, описанных выше, возникали во время стромболианской активности (**барботирующий режим**), то во время извержения вулкана Карымского АС сопровождали отдельные выбросы (эксплозии), описание характера которых дано в разделе 3.1. Выбросы, разнесенные во времени, предоставляют возможность провести сопоставление параметров АС и сейсмической волны, образованных одним и тем же процессом выброса.

В конце 1972 г. кратер вулкана имел блюдцеобразную форму диаметром 220 м, на дне которого аэровизуально хорошо просматривались следы отдельных выбросов в виде воронок диаметром 10-50 м. В этом случае логично рассматривать такие выбросы, как аналог взрывов взрывчатых веществ на выброс. Как известно (*Рид, 1974*), при взрывах на выброс форма ВУВ зависит от глубины заложения заряда (рис.4.8). При этом начальная ударная волна, прошедшая сквозь грунт, действует на воздух как поршень, образуя импульс «наведенной грунтовой ударной волны» (I на рис.4.8); вслед за ним следует импульс «выхода газа» (II на рис. 4.8), когда происходит прорыв газов и образуется воронка.

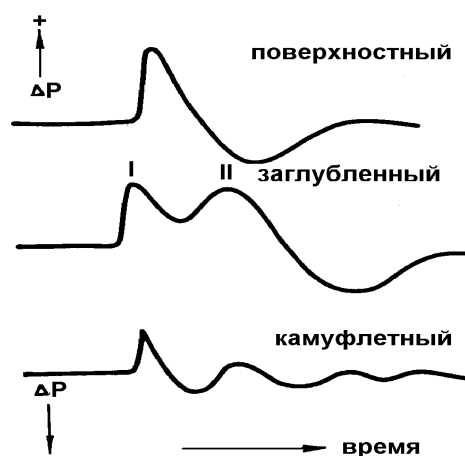


Рис. 4.8 Зависимость импульса давления в воздушной ударной волне при взрыве на выброс от глубины заложения взрыва по *Д.В. Риду (1974)*.

При контактных взрывах и взрывах на малых глубинах наблюдается только второй импульс, при камуфлетных взрывах генерируется только первый импульс. При этом при одной и той же энергии взрыва, ΔP_+ и максимальная амплитуда сейсмического сигнала будут определяться глубиной заложения взрыва.

Во время извержения вулкана Карымского в 1970 –1972 гг. ВУВ I типа были чрезвычайно редки; основную массу составляли ВУВ II типа, реже регистрировались IV и V типы. Причем в некоторых случаях регистрируемый АС (рис.4.9.г) имеет классическую форму ВУВ от заглубленных взрывов, приведенную на рис. 4.8. Параметры АС, а также соотношение ΔP_+ и максимальной амплитуды эксплозивных землетрясений (A^{max}) качественно указывают на вариацию глубины заложения выбросов:

1. Поверхностные выбросы сопровождаются ВУВ II типа с $\Delta P_+ > 15$ Па и $\tau_+ = 0,4 \pm 0,2$ с. Для таких выбросов характерно истечение из жерла вулкана пепло-газового материала со сверхзвуковой скоростью. Эксплозивные землетрясения для этих выбросов имеют $A^{max} < 3$ мкм (рис. 4.9.а).

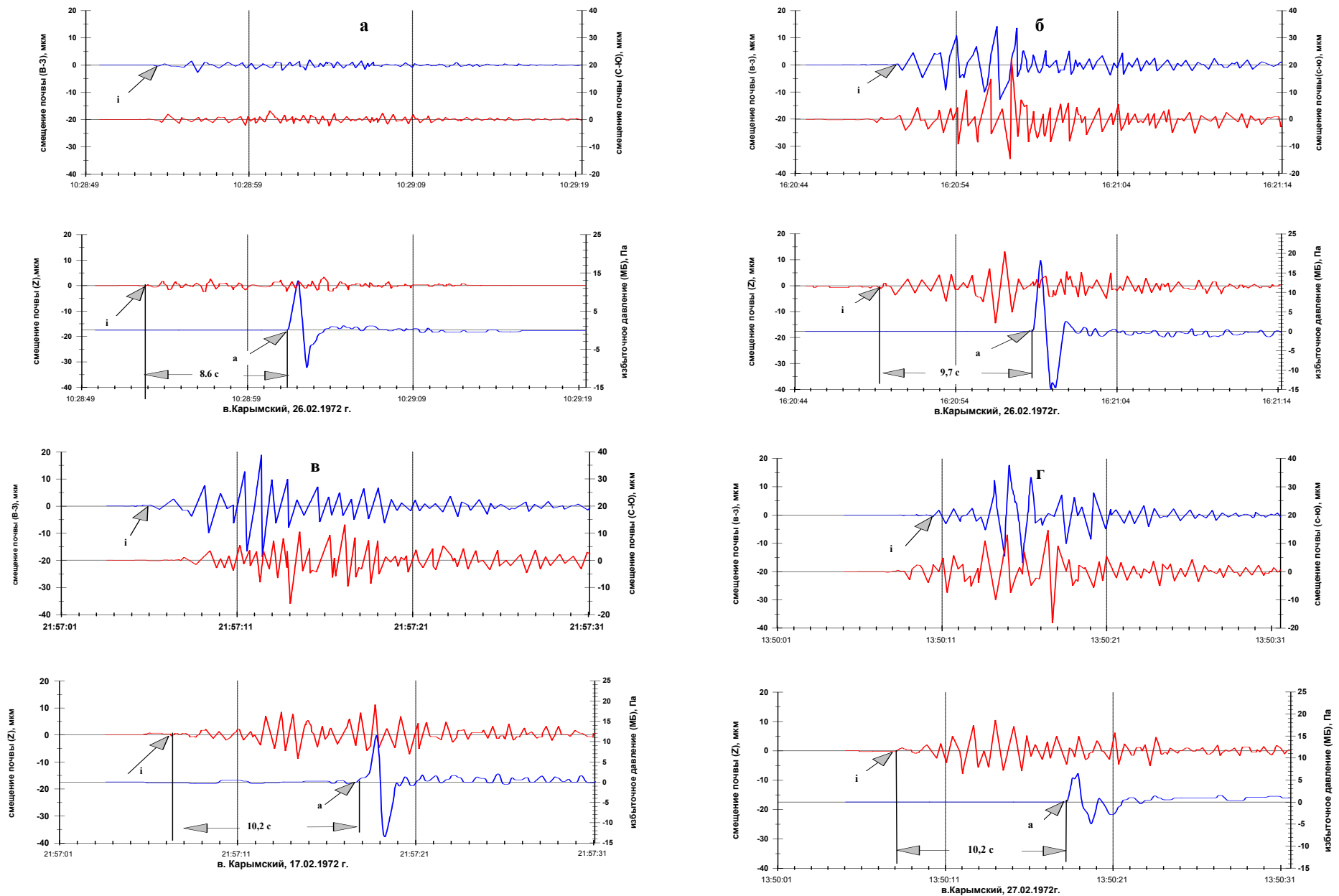


Рис.4.9. Образцы записей акустических сигналов и эксплозивных землетрясений, сопровождавших отдельные эксплозии в Карымский в 1970 г.

2. Выбросы с промежуточной глубиной очага сопровождаются АС, которые можно отнести к ВУВ II типа. Максимальная амплитуда эксплозивных землетрясений превышает $A^{max} < 10$ мкм (рис. 4.9.б,в). В обоих случаях ВУВ имеют задний фронт отрицательного импульса, близкий к экспоненте. Экспонента заднего фронта отрицательного импульса, по-видимому, обусловлена процессом резкой конденсации паров воды, количество которых в вулканических газах доходит до 92%.

3. Заглубленные выбросы сопровождаются ВУВ V типа с небольшим избыточным давлением $\Delta P_+ < 5$ Па и $\tau_+ = 0,8 \pm 0,2$ с. Максимальная амплитуда эксплозивного землетрясения для этих выбросов значительно больше, чем для поверхностных - $A^{max} > 10$ мкм (рис. 4.9.г)

Процесс вспенивания и фрагментация магматического расплава с образованием пирокластических продуктов извержения в результате работы расширения растворенных в магме газов при её дегазации зависит от таких факторов: характера режима дегазации магмы (*барботирующий или дисперсионный*); свойств магмы; массового расхода магмы; состояния верхней части выводного канала. Независимо от типа активности, вулканические акустические сигналы диапазона 1÷10 Гц в атмосфере по форме записи и параметрам импульса давления могут быть разбиты на VI типов, которые, в общем, отражают многообразие физических процессов, непосредственно сопровождающих дегазацию расплава.

4.2. Особенности генерации и распространения акустических сигналов от вулканических эксплозий

4.2.1. Характерная частота колебаний АС и ее связь с размером кратера

Как правило, эксплозии при вулканическом и стромболианском типах извержений происходят на дне кратера глубиной от нескольких десятков до сотни метров. Продукты взрыва первоначально формируют криволинейный фронт головной волны. В дальнейшем происходит постепенное отделение фронта ударной волны от газов и взаимодействие его со стенками кратера. Образующаяся отраженная волна движется по сжатой и нагретой головной волной среде с большей скоростью, догоняет головную и сливается с ней. В результате взаимодействия головной волны с волной, отраженной от стенок кратера, происходит формирование плоского фронта ударной волны и только затем ее излучение в атмосферу. В этом случае за характерный размер источника ВУВ для вулканических взрывов, происходящих на дне кратера, по-видимому, следует считать диаметр кратера.

Зависимость частоты АС от размера кратера наглядно иллюстрирует рис. 4.10, на котором приведены АС VI типа для четырех извержений.

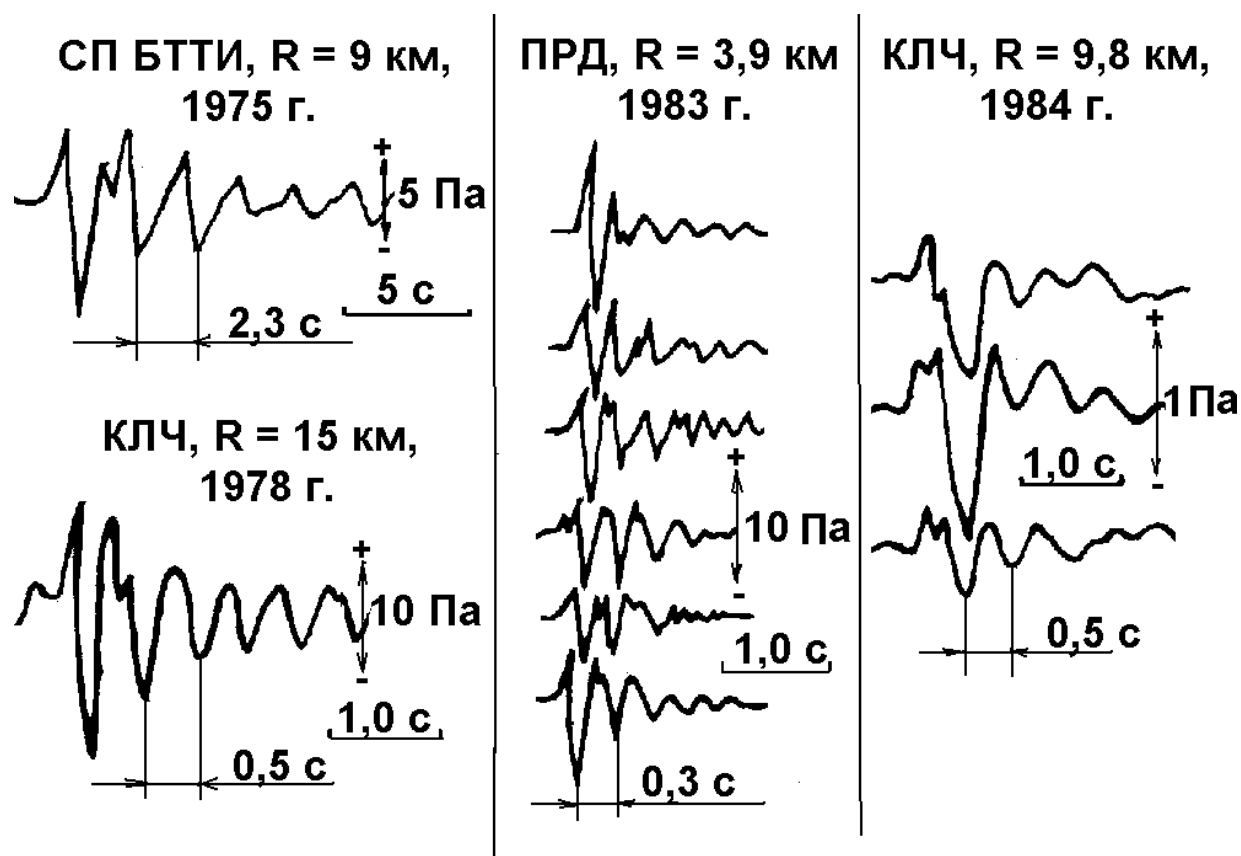


Рис. 4.10. Образцы записей АС VI типа, иллюстрирующие зависимость частоты АС от размера кратера. Сокращения: СП БТТИ – Северный прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения; ПРД – побочный кратер Предсказанный; КЛЧ- вершинное извержение в. Ключевского.

Рассмотрим соотношение размера кратера и времени длительности фазы сжатия для некоторых извержений (табл. 4.5). В качестве радиуса кратеров вулкана Ключевского приняты оценки, полученные по данным аэрофотосъёмки *В.Н. Двигало (1991)*. Для других вулканов использовались аэровизуальные оценки размеров кратеров. В первом приближении радиус сферической области повышенного давления, которая служит источником зарегистрированных АС, можно определить как $a = C_0 \cdot \tau_+$, где C_0 – скорость звука в атмосфере на высоте источника h . При этом учитывалось, что по мере удаления от источника для ВУВ происходит увеличение $\tau_+ \sim \Delta^{0,4}$ (*Цейтлин, Смолий, 1981*). Для всех извержений, приведенных в таблице 4.5, бралось среднестатистическое значение τ_+ для АС IV и V типов.

Таблица 4.5.

Радиус кратера и время длительности фазы избыточного давления τ_+ .

	Вулкан	Год извержения	h , м	Δ , км	r , м	τ_+ , с	C_0 , м/с	a , м
1	Карымский	1970- 1972	1500	3,5	100	0,5	330	129
2	Большое Толбачинское извержение Северный Прорыв Южный Прорыв	1975	1100	9,0	100	0,6	330	106
		1976	400	1,9	45	0,14	340	48
		1983	4750	14,6	160	0,5	320	160
3	Вершинный кратер Ключевского	1984	4750	9,8	40	0,3	320	38
		1987	4750	14,6	30	0,23	320	35
		1983	2100	3,9	15	0,08	330	20
4	Прорыв “Предсказанный”	1983	2100	3,9	15	0,08	330	20

Примечание. h – высота источника над уровнем моря; Δ – расстояние от источника до пункта наблюдений; r – радиус кратера по визуальным наблюдениям и данным аэрофотосъёмки; a – радиус сферической области повышенного давления, вычисленный по времени действия фазы сжатия (τ_+); C_0 – скорость звука в атмосфере на высоте источника.

Из данных таблицы 4.5 следует, что относительное отклонение $\delta r = |r-a|/r$ в 6 случаях из 7 не превышает 20%. Таким образом, вычисленный радиус сферической области повышенного давления удовлетворительно совпадает с размером кратера и, основываясь на времени действия фазы сжатия τ_+ , можно оценивать изменения размеров кратера в процессе извержения.

4.2.2. Отражение режима автоколебаний взрывного процесса в акустическом и сейсмическом излучениях

Периодичность в активности извергающихся вулканов отмечалась многими исследователями на различных вулканах мира. Для вулкана Ключевского в работе (Жонов, Озеров, 1988) рассмотрено проявление периодичности в активности вулкана на основании полувекового периода визуальных наблюдений и вариаций в динамике вулканического дрожания во время извержения вершинного кратера в 1983-1984 гг. Нами рассмотрено проявление квазипериодичности в активности некоторых вулканов на основании регистрации акустических сигналов всех извержений (вулкана Карымского, СП и ЮП БТТИ, вершинного кратера вулкана Ключевского) возникали периоды, когда наблюдалась квазипериодичность появления АС со скважностью $\Delta\tau = 1,5 \div 4$ с.

Уникальным случаем можно считать появление квазипериодического режима АС во время извержения СП БТТИ 14.09.1975 г.

В период с 1 ч 25 мин до 6 ч 25 мин вулкан работал в пульсирующем режиме; периоды покоя чередовались с кратковременными (30÷90 с) вспышками стромболианской активности, когда регистрировались квазипериодические АС с $\Delta\tau = 1,5 \div 3,8$ с и изменением амплитуды фазы избыточного давления в пределах $\Delta P_+ = 1,0 \div 3,5$ Па.

С 7 ч 41 мин до 8 ч 07 мин наблюдалось отсутствие пауз, деятельность вулкана стабилизировалась, но также наблюдалась квазипериодичность появления АС. В качестве примера приведена запись квазипериодических АС и ВД, зарегистрированных на СП БТТИ 14.IX. 1975 г. в 7 ч 54 мин (рис.4.11).

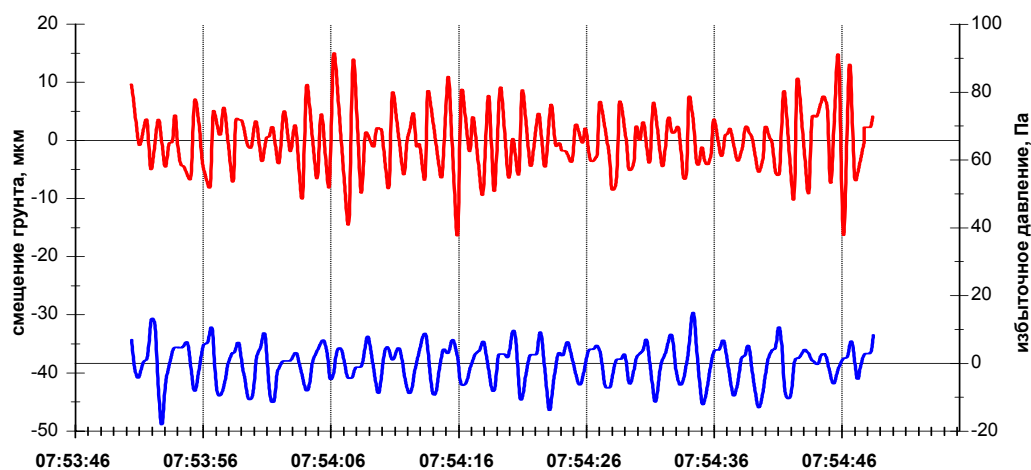


Рис.4.11. Фрагмент записи АС и ВД на станции ВДП во время извержения СП БТТИ 14.IX. 1975 г.

Для приведенного на рис. 4.11 фрагмента записи АС и ВД строились спектральная плотность мощности (СПМ) сигнала и передаточная функция, причем в качестве выходного сигнала рассматривалось ВД, а в качестве входного - акустическое излучение (рис.4.12).

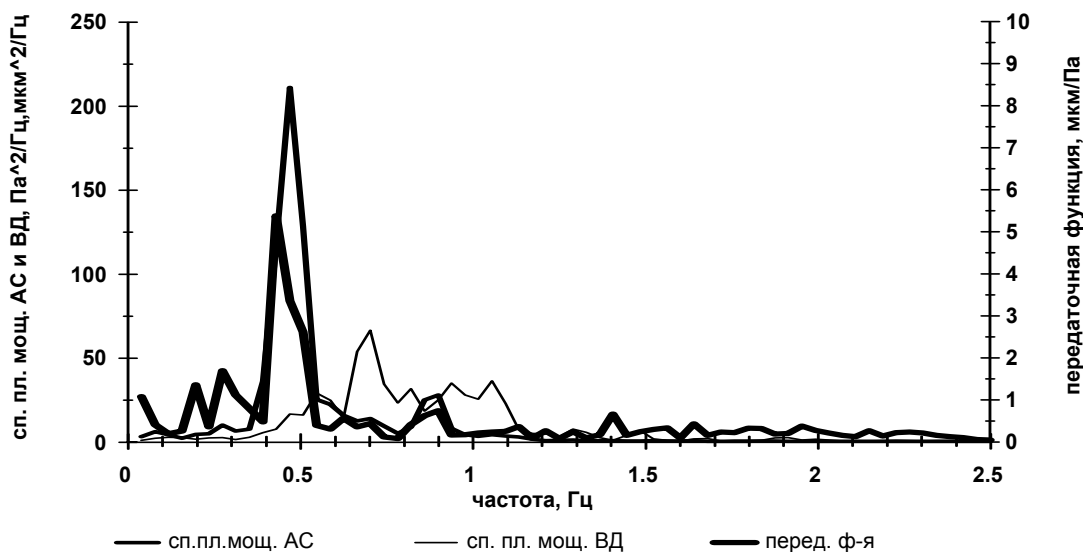


Рис.4.12. Спектральные плотности мощности акустического и сейсмического излучений для сигналов, приведенных на рисунке 4.11, и график передаточной функции.

В СПМ акустического излучения четко выделяется спектральный максимум $f = 0,48$ Гц, обусловленный периодичностью появления АС. Хотя СПМ сейсмического излучения сдвинута в область высоких частот $0,7 \div 1,1$ Гц, передаточная функция имеет четко выраженный максимум почти на максимуме частоты СПМ акустического излучения, который указывает на определенную зависимость формирования ВД от АС.

Для пульсирующего и стационарного режимов активности рассматривалась зависимость $lg \Delta \tau = f(lg \Delta P_+)$, представленная на рис. 4.13. В период работы вулкана в пульсирующем режиме наблюдается линейная зависимость между $lg \Delta \tau$ и $lg \Delta P_+$, которая рассчитана методом наименьших квадратов и имеет вид $lg \Delta \tau = 0,52 lg \Delta P_+ + 0,19$. Таким образом, чем больше скважность, тем больше энергия АС. Во время стабилизации вулканической активности амплитуда фазы избыточного давления изменялась в пределах $\Delta P_+ = 6,0 \div 12,0$ Па, при почти постоянной скважности появления АС $\Delta \tau = 2,2 \pm 0,21$ с.

Можно предположить, что такое различие в зависимости между $lg \Delta \tau$ и $lg \Delta P_+$ связано с тем, что при пульсирующем режиме происходило изменение конфигурации и размеров жерла вулкана с сохранением расхода лавового материала. В дальнейшем жерло вулкана приобрело оптимальные размеры, что привело к стабилизации $\Delta \tau$

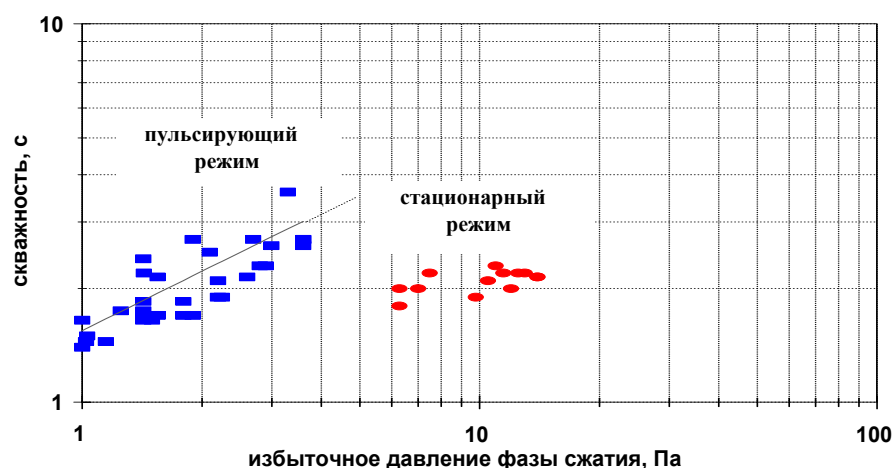


Рис. 4.13. Зависимость между скважностью появления АС (ΔT) и амплитудой фазы избыточного давления (ΔP_+) для пульсирующего (а) и стационарного (б) режимов.

Во время стромболианской активности вершинного кратера вулкана Ключевского в 1997-1999 гг. наблюдалось периодическое появление АС со скважностью 2÷4 секунды. На рис. 4.14 показан пример записи появления квазипериодических АС и соответствующего ВД на станции АПХ во время извержения вершинного кратера вулкана Ключевского 18.VII. 1988 г. Причем запись АС сдвинута на разность времен пробега акустических и сейсмических волн—31 с.

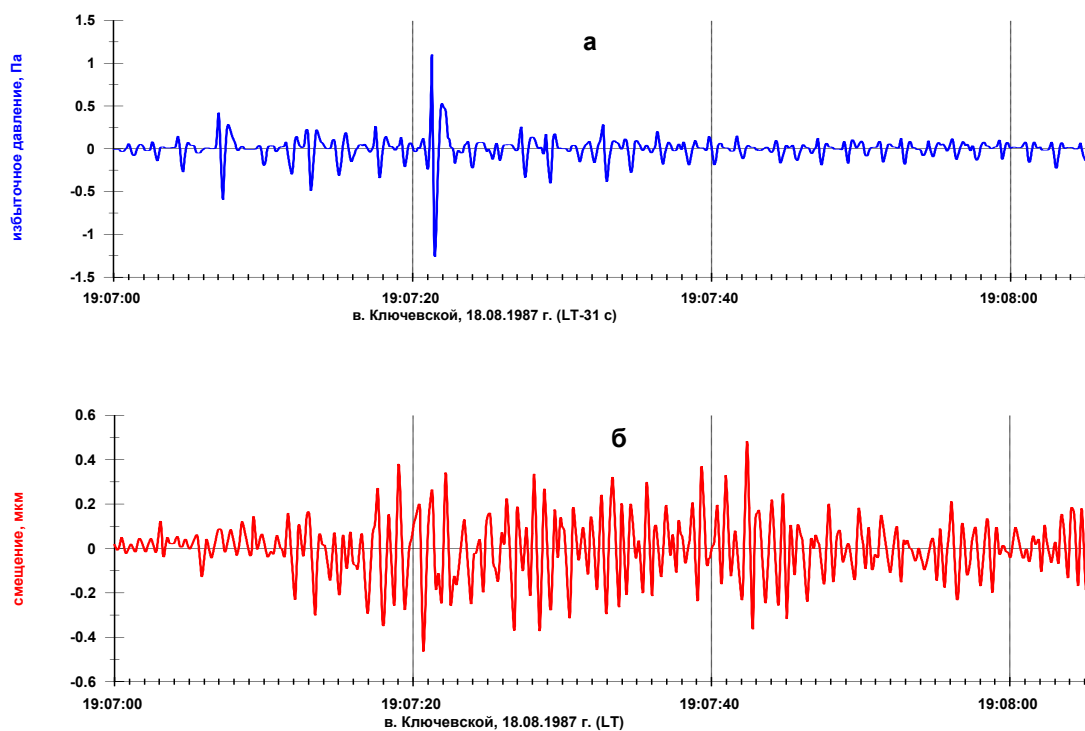


Рис.4.14. Пример записи появления квазипериодических АС и соответствующего ВД во время извержения вершинного кратера вулкана Ключевского, 1987 г.

С целью исследования взаимосвязи ВД и АС строились спектры плотности мощности (СПМ) и передаточная функция между сейсмическим и акустическим излучениями (рис.4.15. а, б).

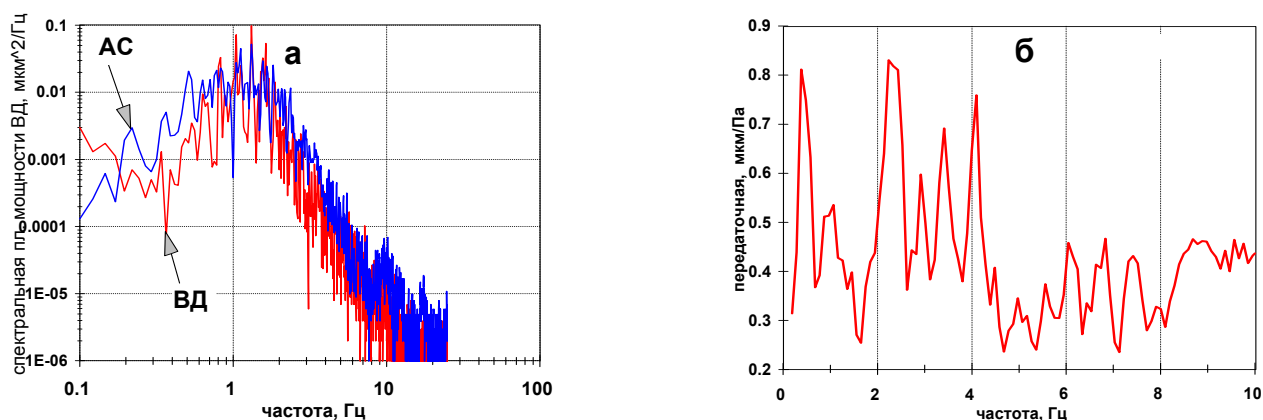


Рис.4.15. Спектральная плотность мощности для акустического и сейсмического сигналов, фрагменты которых приведены на рис. 4.13. (а), и их передаточная функция (б).

В отличие от предыдущего случая, для обоих видов излучения формы кривых спектральной плотности мощности довольно близки. Это объясняется тем, что, как показано в ряде работ (*Гордеев, 1998*), спектры ВД, сопровождающего explosивно - эффузивные извержения, различаются незначительно, а в спектрах АС частота фазы избыточного давления, формирующая высокочастотный склон, зависит от размеров кратера. При значительном отличии СПМ АС для извержений Северного прорыва БТТИ и вершинного кратера в. Ключевского, для последнего в передаточной функции также выделяется максимум на частоте скважности АС $f = 0,45$ Гц. Так как в СПМ вулканического дрожания спектральный пик на частоте скважности АС не выделяется, но проявляется в передаточной функции, можно предполагать не прямое, а опосредованное влияние процесса разрушения газовых пузырей на формы

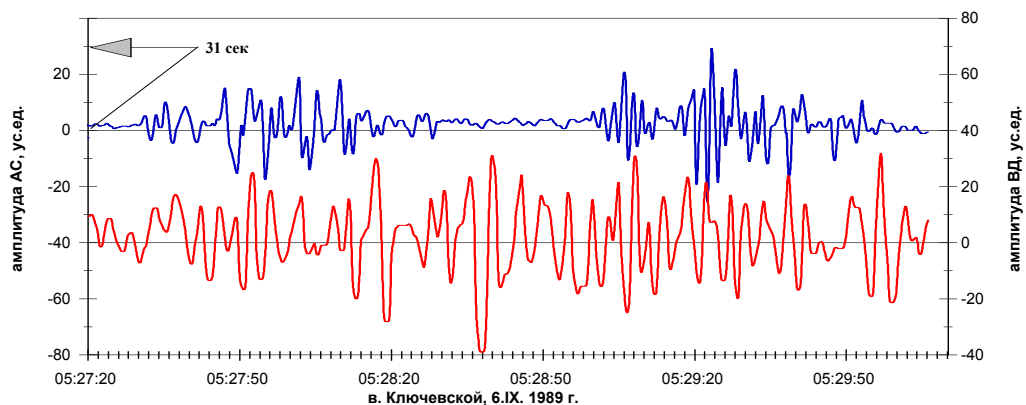


Рис. 4.16. Фрагмент записи АС и ВД (извержение в. Ключевского 6.IX. 1989 г.), для которых построены по среднеквадратичным значениям огибающие, приведенные на рис. 4.17.а.

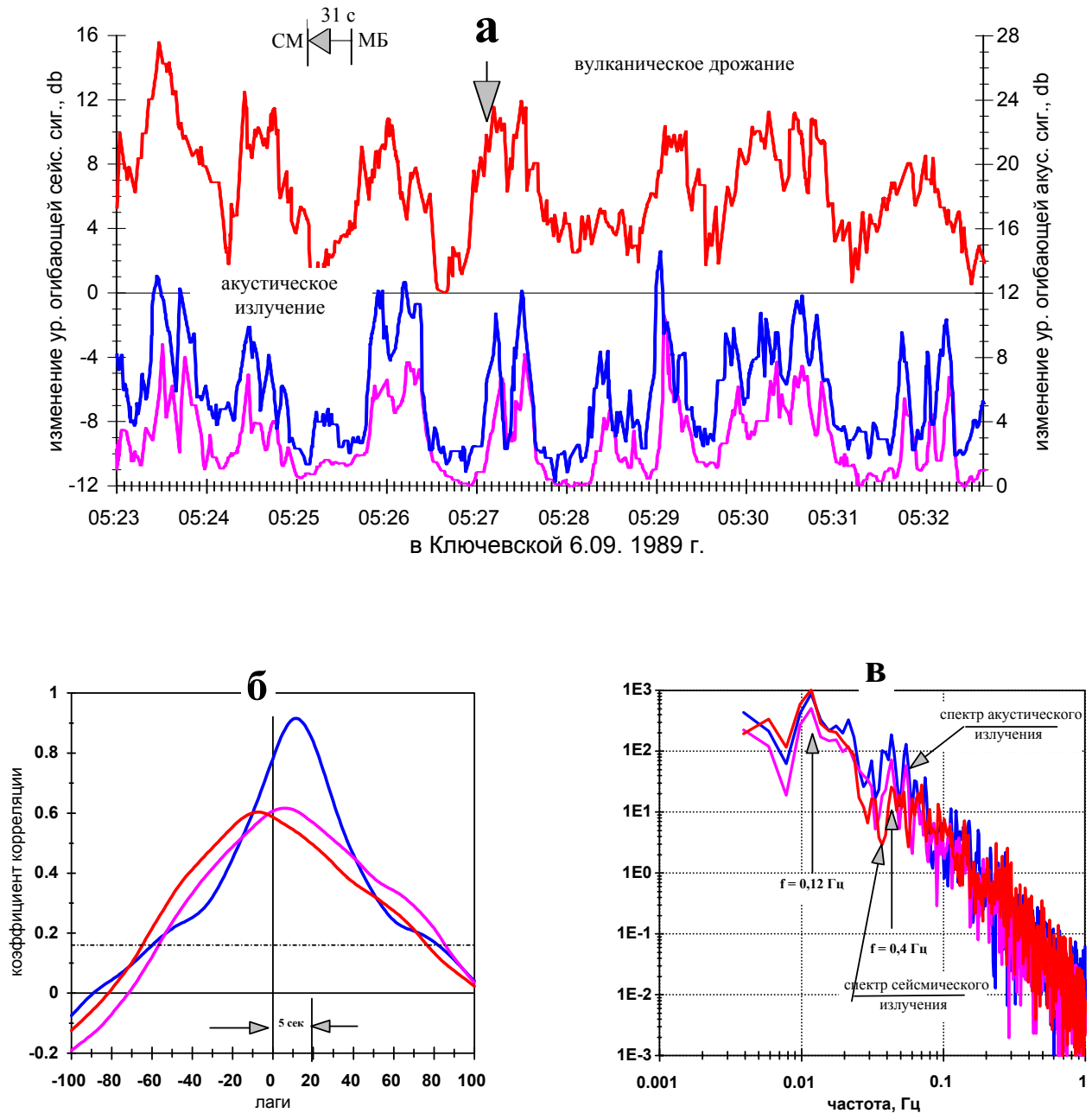


Рис. 4.17. Фрагмент огибающих (среднеквадратическое значение) ВД и АС (а), функция их взаимной корреляции (б) и спектральная плотность мощности АС и ВД (в). Стрелкой на рис. а показан момент начала записи АС и АД, приведенных на рис. 4.15.

В определенные периоды извержений вершинного кратера вулкана Ключевского возникали квазипериодические пульсации активности с периодом $40 \div 80$ с. Когда после некоторого периода затишья над кратером вулкана наблюдались лавовые фонтаны, хорошо наблюдаемые в ночное время, то одновременно возрастала амплитуда ВД, и регистрировались АС. На рис. 4.16 приведен фрагмент записи АС и ВД в момент активизации извержения вершинного кратера Ключевской 6.IX.1989 г., на котором хорошо видны квазипериодические АС со скважностью $\Delta\tau \approx 1,5$ с.

Для сигналов длительностью 10 минут вычислялись уровни среднеквадратического значения смещения почвы и избыточного давления для двух микробарографических каналов (рис. 4.17а). Наблюдается хорошая корреляция: $r = 0,95$ между уровнем огибающих обоих акустических каналов, а также между огибающими сейсмического и акустического сигналов: $r = 0,6$, при $r = 0,18$ для 95% уровня доверия (рис.4.16.б). Спектральные плотности мощности для всех трех сигналов идентичны и имеют четко выраженный спектральный максимум $f = 0,12$ Гц (1 мин 23с), соответствующий среднему периоду появления фонтанов лавы над кратером вулкана (рис. 4.17в). Этот период близок к одному из пяти основных периодов в эруптивной активности вулкана Ключевского, выделенных в работе (Конов, Озеров, 1988).

Приведенные примеры появления квазипериодичности АС указывают на возможность возникновения автоколебательных режимов в процессе движения магмы по магматическому каналу к дневной поверхности. Причем автоколебательные режимы при определенных условиях могут возникать на разных уровнях глубины магматического канала. Не исключено, что автоколебательный режим, имеющий характерное время $1,4 \div 4$ секунды, связан с волной разряжения, которая, возникая во время разрушения газового пузыря на поверхности, движется вниз по магматическому каналу и приводит к дегазации магмы, что способствует возникновению нового пузыря. Таким образом, в этом автоколебательном режиме с параметрическим возбуждением обратной связью является волна разрежения.

Автоколебательный режим второго уровня с характерным временем $40 \div 90$ с, по-видимому, также имеет параметрическое возбуждение, связанное с процессом запаздывания равновесного состояния летучих газов по мере подъема магматической колонны. Подъем лавовой колонны после серии выбросов приводит к тому, что вновь поднявшаяся с глубины на новый гипсометрический уровень порция магмы не успевает дегазироваться и наступает пауза, после которой возникает новый цикл «вскипания» магмы.

В данном разделе отмечены характерные особенности генерации АС, связанные с автоколебательными режимами извержений стромболианского типа, которые указывают на то, что при *барботирующем* режиме двухфазного потока (магма - газ) начинает работать газодинамический источник. При этом происходит «закачка» части энергии движущегося потока в грунт (вулканическое дрожание) и создается источник акустических сигналов на срезе кратера за счет разрушения газовых пузырей.

4.2.3. Распространение АС в ближней зоне от эксплозий вершинного кратера вулкана Ключевского

Регистрация АС осуществлялась у подножия вулканических аппаратов на расстояниях от 3,5 до 15 км от кратера. Причем источник, как правило, был значительно выше пункта наблюдения. При распространении АС в неоднородном движущемся слое атмосферы форма его подвержена изменениям в результате рефракции и отражений, поэтому в пограничном слое атмосферы хорошо выражена связь между формой сигнала на данном расстоянии и стратификацией скорости ветра и температуры. Для оценки параметров эксплозивного процесса необходимо уметь из регистрируемого сигнала выделить очаговый импульс. С этой целью исследовались особенности распространения акустического импульса от вулканических взрывов, происходивших в вершинном кратере вулкана Ключевского (*Чунгузов, Фирстов 1992*). В течение 1987-1988 гг. в вершинном кратере вулкана Ключевского работало от одного до трех жерл. Обычно в течение многих часов АС сохранял свою привычную биполярную форму (см. разд. 4.1), но в отдельные периоды регистрации форма АС усложнялась и состояла из двух, а в некоторых случаях из трех импульсов. На рис. 4.18. приведены АС, зарегистрированные на станции АПХ в августе 1987 г., а также скоростные разрезы нижней тропосферы на трассе в. Ключевской - Апахончич, построенные по данным зондирования атмосферы на зональной метеорологической станции в г. Ключи (см. рис. 2.1).

На рис. 4.18 видно, что в некоторые моменты времени наблюдается очень быстрая смена формы импульса. Так, в 05 ч 23.08. регистрировались АС, состоящие из одного биполярного импульса. После 11 ч 30 мин форма АС изменилась: на биполярный импульс через 0,8 секунд накладывается U – образный импульс, появление которого обусловлено инверсией скорости звука (отмечена на рис. 4.18 заштрихованным квадратом) на высоте около трех километров. Общая длительность АС, состоящего из двух импульсов, могла в течение дня существенно изменяться за счет изменения времени запаздывания второго импульса относительно первого ($\Delta t = A_1 - A_2$). На рис.4.19 приведены изменения в течение дня 10.08.1987 г. температуры приземного слоя воздуха, разности прихода прямой и отраженной волны и амплитуды волны сжатия. В этот день Δt изменилось от 0,5 сек. в 10 ч до 0,9 с в 15 ч.

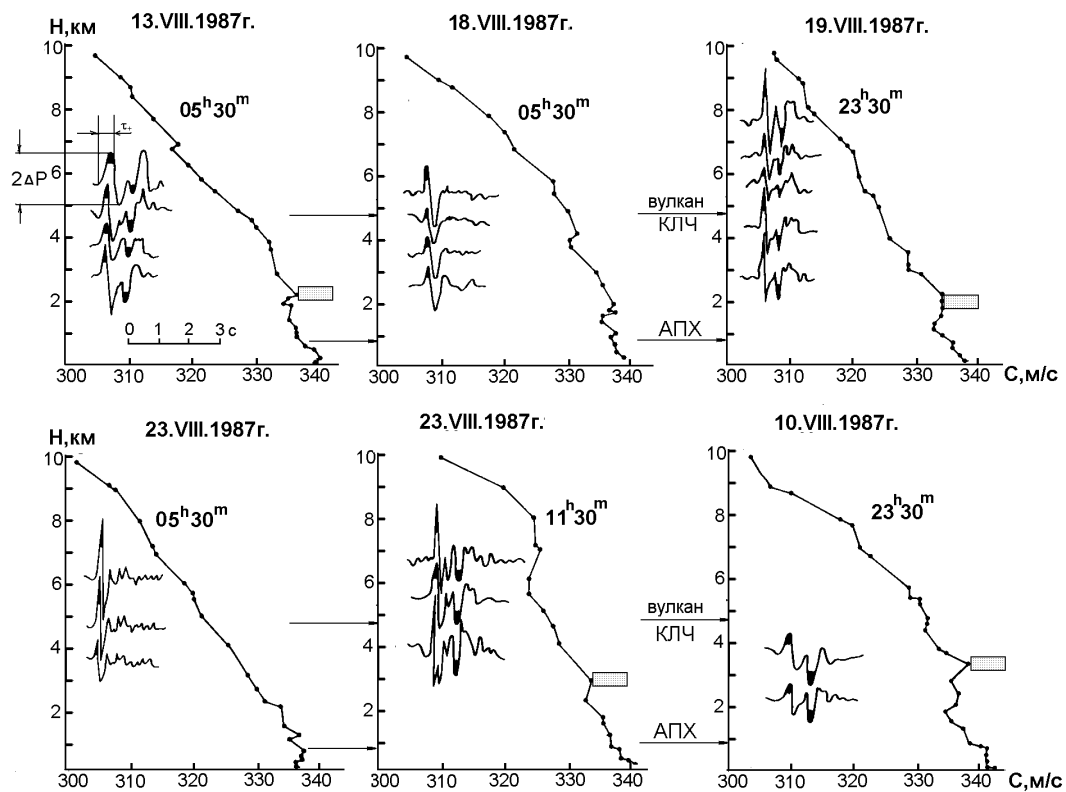


Рис. 4.18. Образцы записей АС на станции Апахончич в период с 10 по 23.08. 1987 г. и скоростные разрезы звука нижней тропосферы на трассе КЛЧ-АПХ, рядом с которыми указано время зондирования. Заштрихованным квадратом помечены инверсии скоростных разрезов.

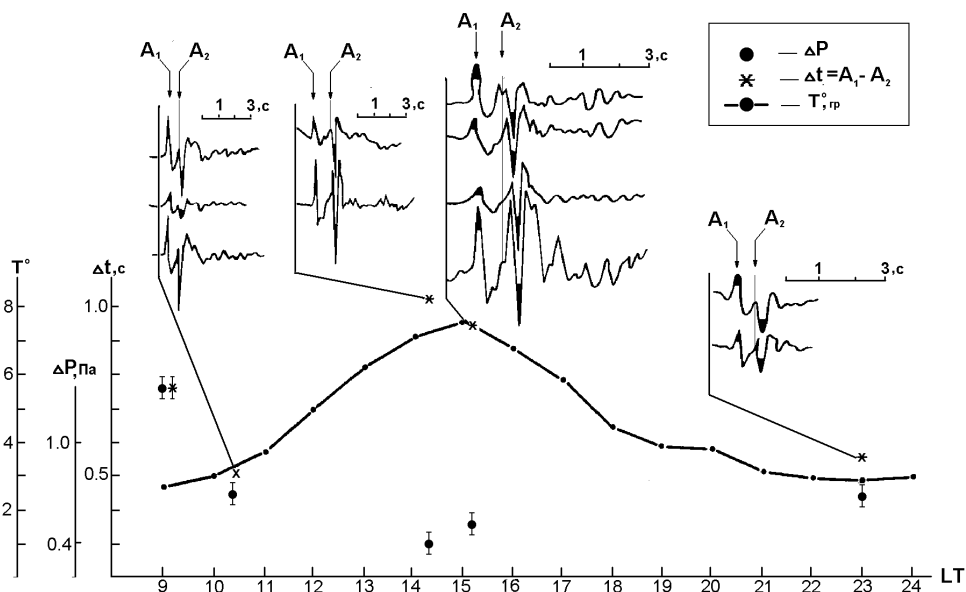


Рис. 4.19. Изменение в течение дня 10.08.1987 г. температуры приземного слоя воздуха, разности прихода прямой и отраженной волны и амплитуды волны сжатия.

Такое изменение Δt может быть объяснено вариациями высоты пограничного слоя атмосферы и перепадом скорости звука на его высоте. В пограничном слое в течение дня идет обмен количеством движения, теплом, паром и т.д. между земной поверхностью и атмосферой, а в ночное время он часто характеризуется инверсией температуры у его кровли. Мощность пограничного слоя колеблется от 0,2 до 2 км (Хргиани, 1986).

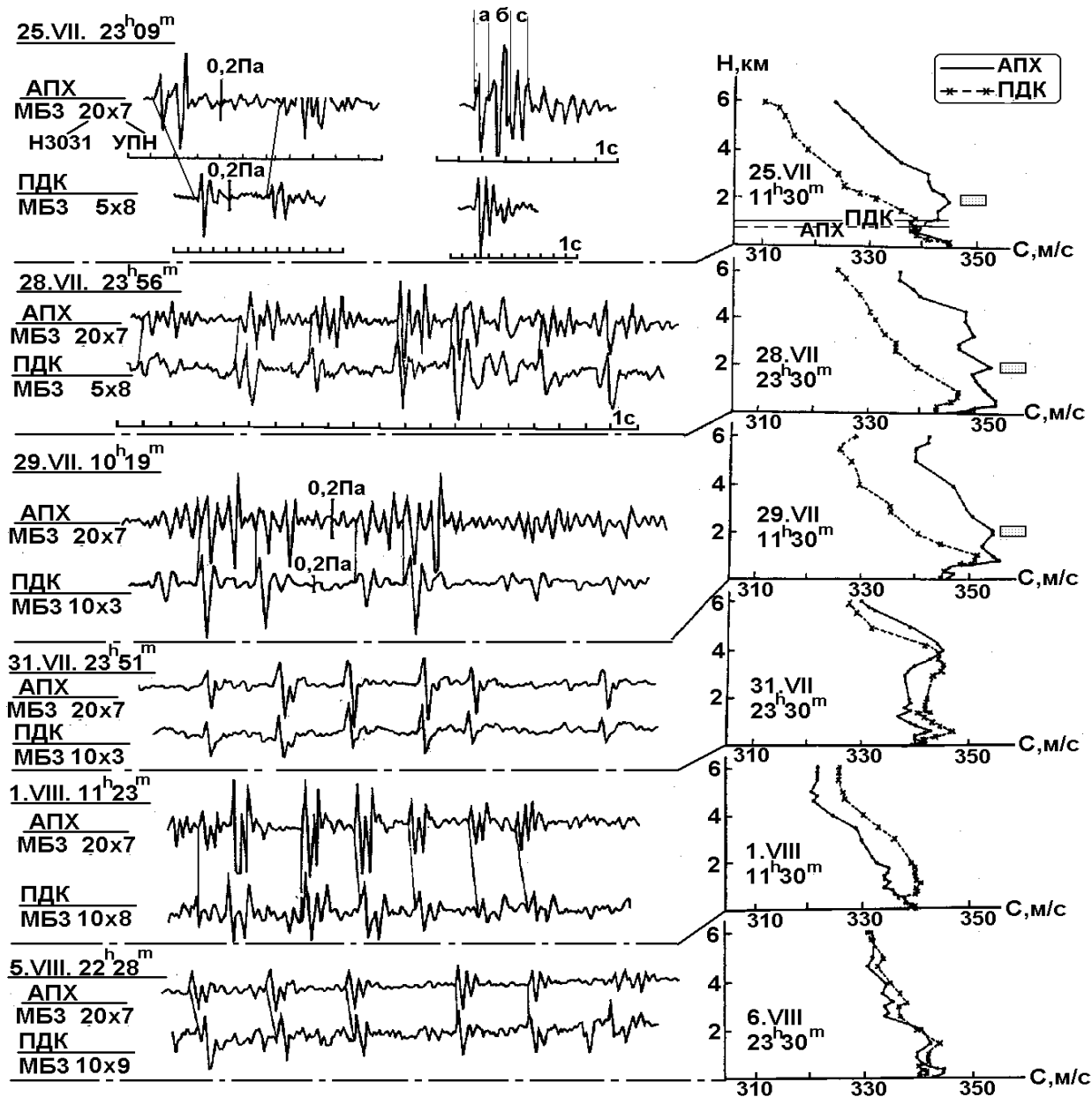


Рис. 4.20. Образцы синхронных записей АС, зарегистрированных в двух равноудаленных пунктах в июле- августе 1988 г. и скоростные разрезы нижней тропосферы на трассах КЛЧ-АПХ, КЛЧ- ПДК. В верхней части рисунка а-с – импульсы АС: биполярный (а); обращенный биполярный (б); U-образной формы (с).

В июле – августе 1988 г. было выполнено шесть синхронных сеансов на двух равноудаленных станциях АПХ и ПДК, расположенных под углом 73° относительно вершины вулкана (см. рис. 3.). Как видно на рис.4.20, для первых трех сеансов наблюдаются существенные различия в форме АС на этих станциях.

Так, 25.07 на станции АПХ сигнал состоял из биполярного (а) и обращенного биполярного (б) импульсов. Для наиболее сильных сигналов наблюдался и третий импульс U-образной формы (в). В то время как на станции ПДК АС состоял из одного биполярного или U-образного импульса. 29.07 на ст. АПХ сигнал был представлен двумя биполярными импульсами, а на ст. ПДК только одним. Для остальных случаев форма сигналов на обеих станциях была идентична.

Взаимное расположение источника и пункта регистрации в сочетании с рельефом вносит свою специфику в распространение АС от эксплозий вершинного кратера вулкана Ключевского. На рис. 4.21. показан профиль земной поверхности на трассе КЛЧ-АПХ. Так как источник приподнят над пунктом регистрации на 4 км, то звуковое поле будет складываться из прямой и отраженной от склона волны.

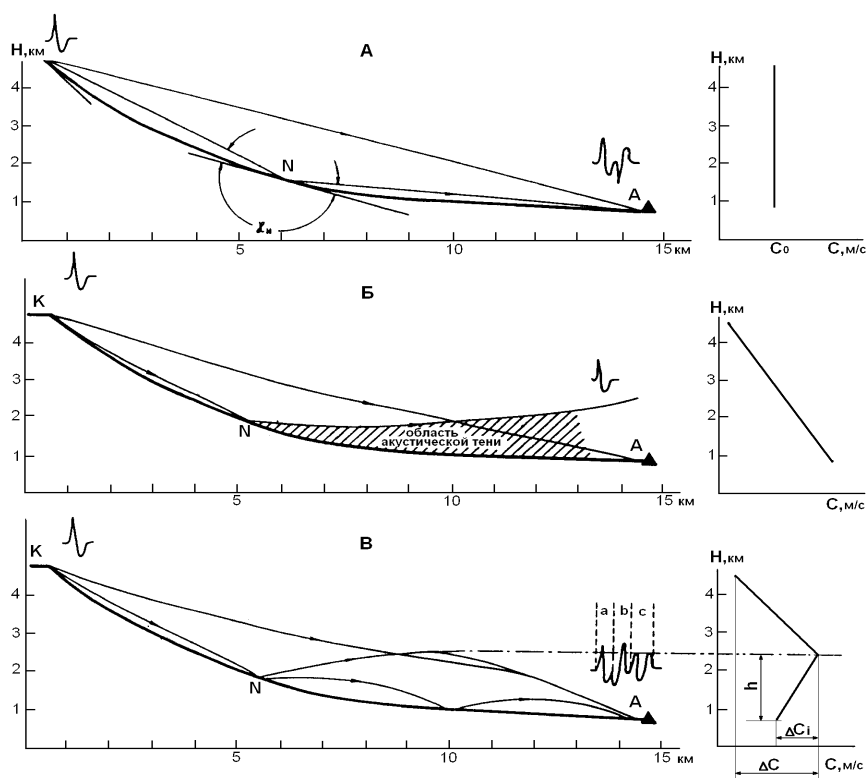


Рис. 4.21. Основные лучевые траектории на трассе КЛЧ-АПХ и возможные варианты скоростного разреза нижней тропосферы: А –однородная тропосфера; Б- неоднородная тропосфера с отрицательным градиентом скорости звука; В- неоднородная тропосфера с инверсией скорости звука. Заштрихована область акустической тени для отраженного от склона сигнала.

В работах (Чунгузов, 1984; Чунгузов и др.,1988) рассмотрены теоретическая модель и экспериментальные данные по распространению АС в пограничном слое атмосферы. В этих ра-

ботах показана связь между формой сигнала на данном расстоянии и стратификацией скорости ветра и температуры. Согласно представлениям, изложенным в работе (Чунчузов и др., 1988), в нашем случае возможны три основных варианта распространения звукового луча в зависимости от скоростного разреза нижней тропосферы (рис. 4. 21)

1. Случай однородной тропосферы до высот источника ($C_0 = \text{const} = 330 \div 340$ м/с). В этом случае, исходя из равенства углов падения и отражения, прямой импульс, распространяющийся вдоль луча, пройдет путь $KA = 14,8$ км, а отраженный и обращенный на π импульс $KN + NA = 6,2 + 8,8 = 15$ км. При этом временная задержка между приходом прямого и однократно отраженного импульсов составит $\sim 0,5$ с.

2. Случай неоднородной нижней тропосферы с отрицательным градиентом (рис. 4.20 в). Из-за уменьшения скорости звука с высотой лучи KA и KN испытывают слабую рефракцию. Перепад скорости звука ΔC с высоты A до высоты источника K в нашем случае, как показали многочисленные скоростные разрезы, составит $4 \div 20$ м/с; тогда изменение угла χ из-за рефракции луча KN будет $\cos \chi_N / \cos \chi_K = (331 \div 315) / 335 = 0,99 \div 0,94$. При $\chi_K = 18^\circ$ это изменение соответствует $2 \div 8^\circ$, т.е. точка отражения N будет смещаться по склону незначительно, оставаясь на высоте $1,2 \div 2$ км над уровнем моря. В силу специфики рельефа в этом случае пункт регистрации попадает в зону тени отраженного импульса и регистрируется только прямой импульс.

3. Случай неоднородной нижней тропосферы с инверсией скорости звука. Если точка отражения N будет лежать ниже высоты слоя инверсии скорости звука, то после отражения звукового луча в слое под инверсией может произойти его «захват» при условии $\chi_N < \chi_{\max} = \arcsin (\Delta C_i / C_0)^{0,5}$. Согласно работе (Чунчузов, 1984), дальнейшее распространение отраженного от склона импульса будет определяться эффективной «толщиной» волновода:

$$M_0 = 4\pi \left(\frac{\Delta C_i}{C_0} \right)^{0,5} \frac{f}{C_0} h,$$

где f - частота падающего импульса. В случае «широкого» волновода ($M_0 \gg 1$) в пункт регистрации придет импульс, однократно отразившийся от слоя скоростной инверсии. Причем при полном внутреннем отражении луча происходит потеря его геометрического набега фазы на $-\pi/2$. При малой «ширине» волновода ($M_0 \approx 1$) импульс может расплываться и превращаться в небольшой цуг колебаний.

Сравнение формы зарегистрированных АС со скоростными разрезами на трассах (см. рис. 4.18 ÷ 4.20) показывает удовлетворительное совпадение экспериментальных данных с теоретической моделью волноводного распространения звука. Действительно, на рисунках видно, что отраженный от склона импульс присутствует в тех случаях, когда скоростной разрез нижней тропосферы имеет инверсию на высотах $1,8 \div 2,7$ км над уровнем моря. В случае

отрицательного градиента скорости звука на участке *NA* пункт регистрации попадает в зону тени отраженного от склона импульса, и регистрируется только прямой импульс.

В таблице 4.6. приведены среднестатистические параметры АС от взрывов вершинного кратера вулкана Ключевского, зарегистрированные синхронно на обеих станциях, за период 25.VII÷06.VIII 1988 г., а также параметры скоростных разрезов на трассах на соответствующие даты.

Таблица 4.6.

Основные параметры АС от взрывов вершинного кратера вулкана Ключевского, синхронно зарегистрированные на станциях АПХ и ПДК, и параметры скоростных разрезов на трассах.

№	Дата	Время, ч	$2\Delta P_{АПХ}/2\Delta P_{ПДК}$			Станция	τ_+ , с			Δt , с			Параметры скоростного разреза, м/с			h, км
			N	m	σ		N	m	σ	N	m	σ	C_0	ΔC	ΔC_i	
1	25.07	23	18	0,67	0,18	АПХ	16	0,17	0,02	17	0,99	0,04	340	11	5	1,3
						ПДК	21	0,23	0,02	-	-	-	338	23	-	-
2	28.07	23	21	0,78	0,15	АПХ	15	0,22	0,02	15	1,06	0,08	352	11	3	1,3
						ПДК	16	0,20	0,03	-	-	-	347	18	-	-
3	29.07	10	17	0,60	0,18	АПХ	15	0,23	0,02	15	1,35	0,08	355	13	2	1,4
						ПДК	18	0,29	0,02	-	-	-	348	19	-	-
4	31.07	23	14	0,50	0,07	АПХ	21	0,21	0,01	-	-	-	341	0	-	-
						ПДК	15	0,16	0,01	-	-	-	336	15	-	-
5	01.08	11	17	0,63	0,10	АПХ	16	0,15	0,01	18	0,51	0,03	336	15	2	0,5
						ПДК	17	0,17	0,02	19	0,80	0,04	340	12	2	0,7
6	06.08	23	-	-	-	АПХ	15	0,14	0,01	-	-	-	340	9	-	-
						ПДК	16	0,14	0,02	-	-	-	342	9	-	-

Примечание. $2\Delta P_{АПХ}/2\Delta P_{ПДК}$ – отношение двойной амплитуды прямого импульса; τ_+ – время длительности фазы сжатия прямого импульса; Δt – время запаздывания отраженного импульса относительно прямого; C_0 – скорость звука в точке регистрации; ΔC – перепад скорости звука между точкой регистрации и источником; ΔC_i – перепад скорости звука в зоне инверсии; h – высота инверсионного слоя над пунктом регистрации.

В качестве параметров АС брались: длительность фазы сжатия прямого импульса (τ_+), время запаздывания отраженного импульса относительно прямого (Δt), отношение двойной амплитуды давления ($2\Delta P = \Delta P_+ + \Delta P_-$) для прямого импульса на станциях АПХ и ПДК ($2\Delta P_{АПХ}/2\Delta P_{ПДК}$). В таблице 4.6 также приведено количество замеров (N), математическое ожидание (m) и среднеквадратичное отклонение (σ).

При квазиоднородной тропосфере 01.VII время запаздывания прямого и отраженного импульса составляет $\Delta t_{АПХ} = 0,5$ и $\Delta t_{ПДК} = 0,8$ с. Для случаев инверсии на большей высоте время запаздывания несколько увеличивается: $\Delta t = 1,0\div 1,3$ с (25, 28, 29, VII.). Длительность фазы сжатия колеблется от 0,14 до 0,29 с., причем τ_+ иногда существенно различается на

станциях. Так, 31.VII $\tau_{АПХ} = 0,21$ с, $\tau_{ПДК} = 0,16$ с. Наименьшая длительность фазы сжатия зарегистрирована 06.VIII и составляет 0,14 с. Различия τ_+ на разных станциях зависят от многих причин и требуют специальных исследований.

Отношение $2\Delta P_{АПХ}/2\Delta P_{ПДК}$ мало зависит от стратификации скорости звука и составляет $0,5 \div 0,8$, что может быть объяснено сравнительно большой длиной волны импульса ($\lambda = C_0 \cdot T = 100 \div 200$ м), на распространение которого мало влияют мелкие неоднородности. Эффективная «толщина» волновода на трассе КЛЧ-АПХ для случаев 1÷3 составляет $M=10 \div 18$, т.е. волновод широкий и в пункт регистрации должен приходиться только отраженный от склона, а затем от слоя инверсии импульс, что и наблюдалось в действительности.

4.2.4. Нелинейные колебания в жерле вулкана Ключевского в 1983 г.

В период извержения вулкана Ключевского в марте - июне 1983 г. регистрировались акустические сигналы (АС), связанные с взрывной деятельностью вершинного кратера и побочного кратера “Предсказанный”. Активность вершинного кратера выражалась в газовых выбросах с небольшой примесью пепла, которые происходили из жерла диаметром около 120 м (Хренов и др., 1985). Почти непрерывная регистрация АС во время этого извержения проводилась на станции “Апахончич” (АПХ), которая располагалась на расстоянии 14,6 км от вершины вулкана (см. рис.3.). Зарегистрированные в этот период АС от взрывов вершинного кратера имели специфическую форму. По кинематическим параметрам АС в 1983 г. существенно отличались от АС, сопровождавших извержения 1978, 1984, 1987÷1989 гг. По форме записи на станции АПХ АС этого извержения можно условно разбить на три типа.

Первый тип (АС₁⁸³) представлял собой сдвоенный или строенный импульс с избыточным максимальным давлением в волне сжатия $\Delta P_+ \approx 10$ Па. Первый удовлетворительно сбалансированный импульс с длительностью положительного и отрицательного полупериодов $\tau = 0,5$ с значительно больше второго, приходящего с запаздыванием на $2 \div 2,2$ с. У второго импульса отрицательная фаза давления, как правило, превосходила положительную (рис.4.22). Второй импульс нельзя отнести к импульсу, отраженному от инверсионного слоя, потому что, как было показано в разделе 4.2.3, максимальное время запаздывания в этом случае составляло 1,3 с.

Второй тип (АС₂⁸³) – также сдвоенный или строенный импульс. Кроме того, на него накладываются затухающие колебания с $f = 1,5$ и 3 Гц.

Третий тип (АС₃⁸³) – цуг из трех квазисинусоидальных колебаний с $f = 1$ Гц. После первого цуга приходил второй, слабее основного в $2 \div 4$ раза (рис.4.22).

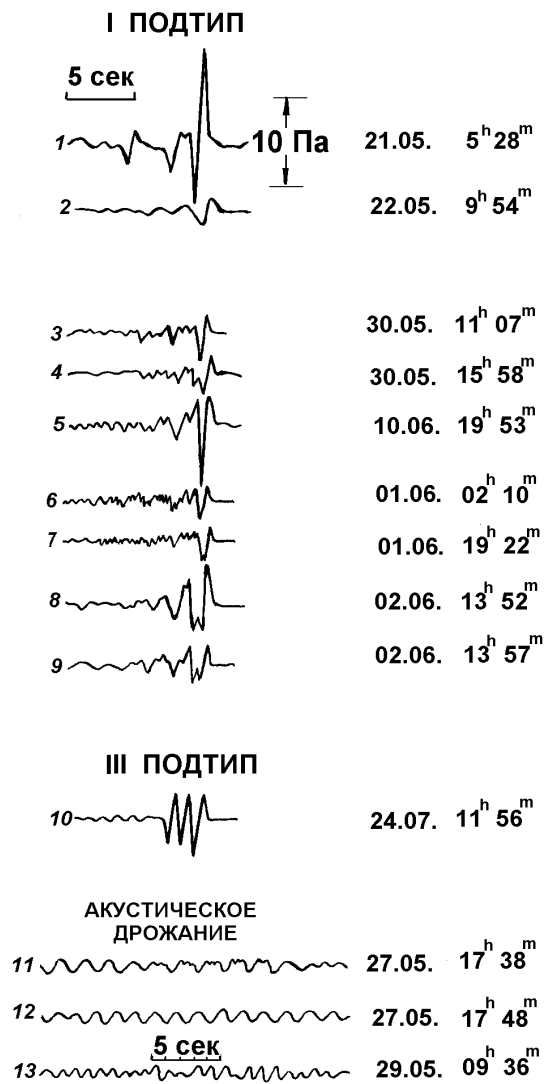


Рис. 4.22. Образцы записей АС от вершинного кратера вулкана Ключевского, зарегистрированных в мае - июне 1983 г.

Особенностью всех АС⁸³ являлось постоянное время фазы избыточного давления первого вступления $\tau_+ = 0,5$ с, которое не зависело от типа АС, а также от амплитуды ΔP_+ , изменяющейся от 1 до 10 Па .

Кроме того, во время непрерывного истечения газа из вершинного кратера (визуальные наблюдения со станции АПХ) регистрировались квазисинусоидальные колебания («акустическое дрожание» – АД) с $f = 0,5 \div 1,0$ Гц длительностью до нескольких минут (рис.4.21).

Для АС⁸³ и АД рассчитывались амплитудные спектры $S(\omega)$, которые приведены на рис. 4.23. Различия в форме амплитудных спектров подтверждают правомерность деления АС на типы. В целом же максимумы спектральных плотностей АС и АД приурочены к четырем хорошо выраженным частотам: $f_1 = 0,5$; $f_2 = 1,0$; $f_3 = 1,5$; $f_4 = 3$ Гц, причем; $f_3/f_1 = f_4/f_2 = 3$, а

$f_2/f_1=2$. Для АС⁸³ и АД вблизи доминирующего максимума с $f=1,0$ Гц появляются две близкие частоты, которые создают цуги колебаний.

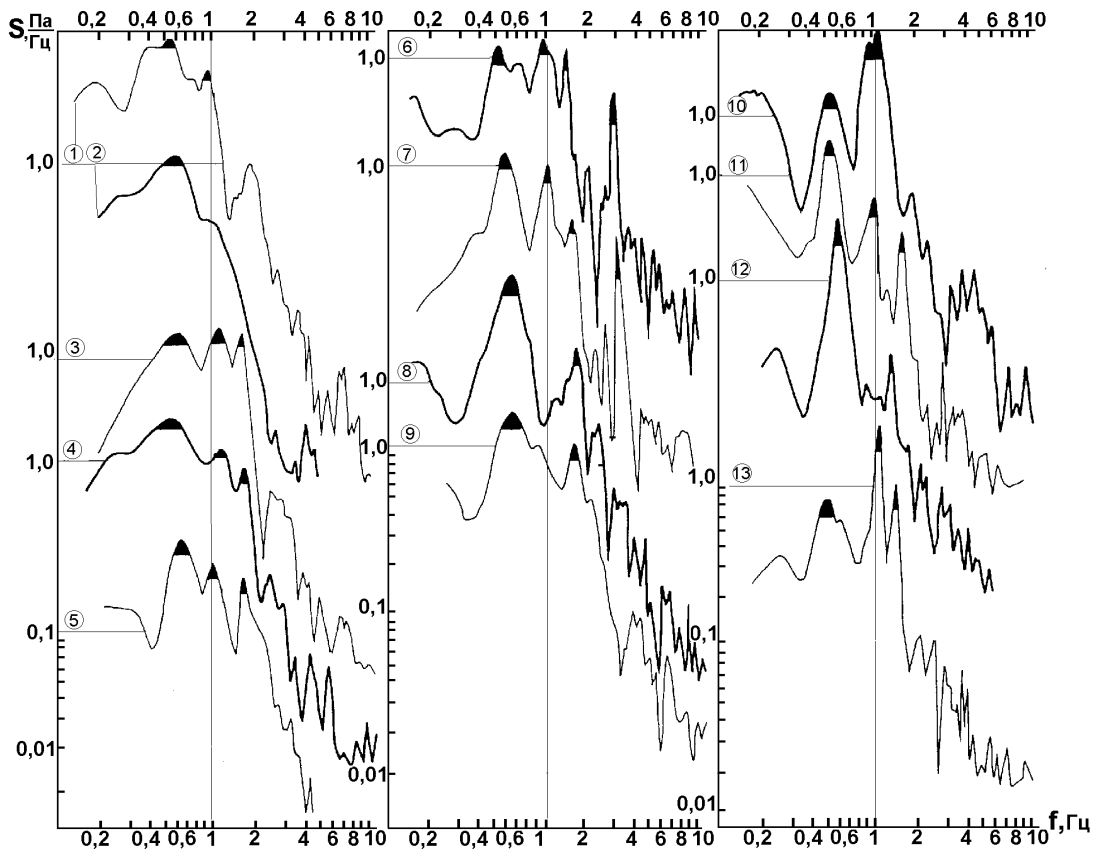


Рис.4.23. Амплитудные спектры акустических сигналов, зарегистрированных во время эксплозий вершинного кратера в. Ключевского в 1983 г. Номер спектральной кривой соответствует номеру АС, приведенных на рис. 4.16.

Набор характерных частот, наблюдаемый в спектрах АС, хорошо объясняется набором резонансных частот, даваемых теорией нелинейных колебаний в полуоткрытой трубе. Изложим кратко эту теорию, следуя работе (Красильникова, Крылова 1984), в которой считается, что на одном конце $Z \equiv 0$ трубы длиной L имеется поршень, движущийся по закону косинуса

$$s = \cos \omega t \text{ и возбуждающий колебания идеального газа с адиабатой } p = p_0 \left(\frac{c}{c_0} \right)^2.$$

Возмущения давления и плотности на открытом конце $Z = L$ отсутствующими.

Эту задачу удобно решать не в эйлеровых координатах (t, Z) , а в лагранжевых (t, ξ) , полагая $z = \xi + s(t, \xi)$, где s – смещение частицы из начального положения $\xi = z_0$. Тогда имеем уравнение

$$c_0 = c \left(1 + \frac{\partial s}{\partial \xi} \right), \frac{\partial^2 s}{\partial t^2} = C_0^2 \left(1 + \frac{\partial s}{\partial \xi} \right)^{-1-2} \frac{\partial^2 s}{\partial \xi^2}, \quad (4.5)$$

где $C_0 = \sqrt{2p_0/c_0}$ - невозмущенная скорость звука. Считая смещение малым, полагаем $s = s^{(1)} + s^{(2)}$, где $s^{(1)}$ - величина первого, а $s^{(2)}$ - второго порядка малости, для которых из (4.5) находим уравнения

$$s_u^{(1)} - C_0^2 s_{oo}^{(1)} = 0, \quad s_u^{(2)} - C_0^2 s_{oo}^{(2)} = -(\gamma + 1)C_0^2 s_{oo}^{(1)} s_o^{(1)}. \quad (4.6)$$

Решение, удовлетворяющее граничным условиям, имеет вид

$$s^{(1)} = \varepsilon \cos \varphi \cos \omega t, \quad s^{(2)} = \gamma/16 (\gamma + 1) k \varepsilon^2 [f(\xi) + g(\xi) \cos \omega t], \quad (4.7)$$

где для краткости введены обозначения

$$\varphi = k(L - \xi), \quad k = \omega / C_0, \quad \varepsilon = a / \cos \varphi_0, \quad \varphi_0 = kL, \quad (4.8)$$

а также функции

$$f = 2k\xi + \sin 2\varphi - \sin 2\varphi_0, \quad g = \frac{\sin 2k\xi}{2 \cos 2\varphi_0} - k\xi \cos 2\varphi. \quad (4.9)$$

Как видим, в решениях (4.8, 4.9) встречаются два знаменателя $\cos \varphi_0$ и $\cos 2\varphi_0$, которые могут обращаться в нуль, если частота ω близка к одной из частот либо “резонансов первого порядка”: $\omega_1, 3\omega_1, 5\omega_1 \dots$, либо “резонансов второго порядка”: $\omega_1/2, 3\omega_1/2, 5\omega_1/2, \dots$, где $\omega_1 = \pi C_0 / 2L$.

Таким образом, имеем набор резонансных частот

$$\omega_{res} = (1/2, 1, 3/2, 5/2, 3, 7/2)\omega_1, \quad (4.10)$$

в котором отсутствуют целые четные члены ряда. Учет слагаемых порядка $\varepsilon^3, \varepsilon^4$ привел бы к “резонансам третьего порядка” и более высоким, но они, видимо, малы.

Близость теоретического набора (4.10) к наблюдаемому набору частот в спектрах АС⁸³, по нашему мнению, указывает на применимость рассмотренной модели полуоткрытой трубы к случаю извержения вершинного кратера Ключевского вулкана в мае-июне 1983 г., хотя, конечно, модель не учитывает силу тяжести, общее движение пепло-газовой струи и другие реальные факторы в жерле вулкана. Можно предположить, что вулканические взрывы на дне жерла порождают колебания достаточно широкого частотного диапазона, но в наибольшей степени на такой “белый шум” должны откликнуться именно частоты набора (4.10).

Таким образом, наблюдения АС являются полезным дополнением к традиционным сейсмологическим исследованиям. Непрерывная регистрация АС дает информацию о динамике извержения и, в ряде случаев, об изменениях геометрии жерла вулкана.

4.3. Динамика извержений вершинного и побочного кратеров вулкана Ключевского в 1983 г. по акустическим данным

Латеральное извержение вулкана Ключевского началось 8.III.1983 г. на восточном склоне вулкана на высоте 2870 м и получило название прорыв «Предсказанный». Оно характеризовалось слабой и умеренной деятельностью. В период его усиления широкая белоснежная парогазовая колонна поднималась на высоту около 1,5÷2 км. Одновременно происходило терминальное извержение (Хренов и др., 1985). В период извержения регистрировались акустические сигналы, связанные с деятельностью побочного и вершинного кратеров. Регистрация осуществлялась как стационарными сейсмическими станциями, так и временными пунктами, схема размещения которых приведена на рис. 3.

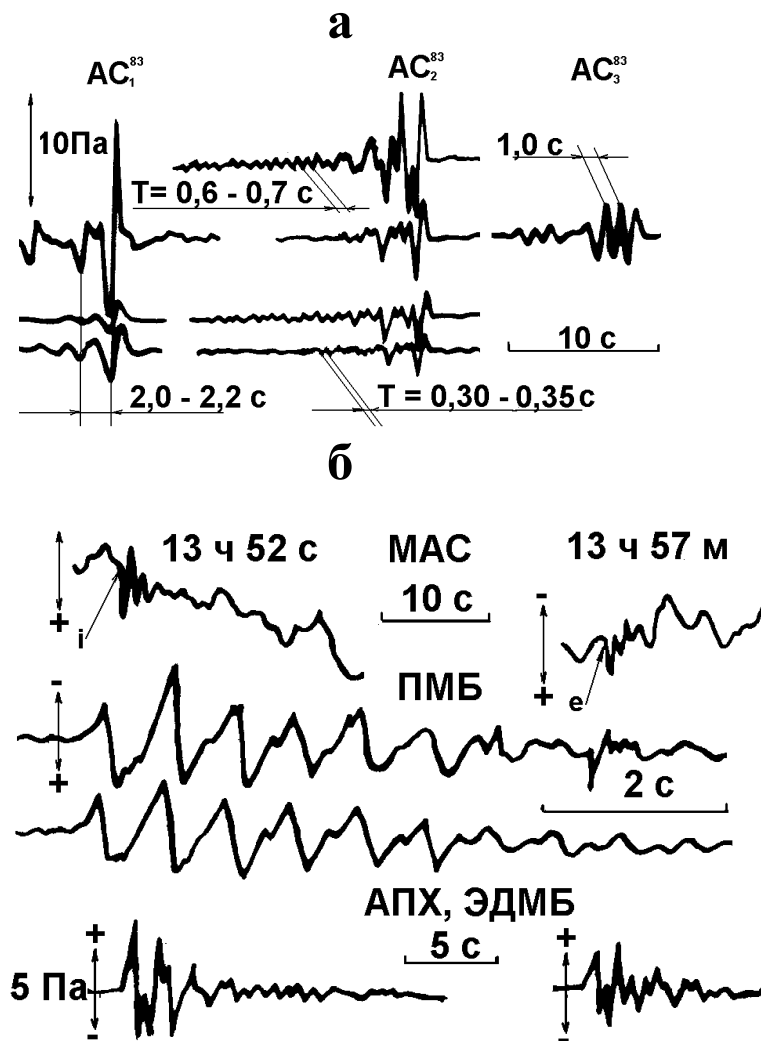


Рис. 4.24. Образцы записей акустических сигналов от эксплозий вершинного кратера: **а** – типы АС, зарегистрированные на станции АПХ в мае-июне 1983 г.; **б** – записи AC_1^{82} , зарегистрированные малогабаритной акустической станцией (МАС), пьезокерамическим микробарографом (ПМБ) на станции К ($R=7,8$ км) и электродинамическим микробарографом на станции АПХ ($R=14,6$ км).

Локализация источника сигналов осуществлялась на основе сопоставления инструментальных данных с визуальными наблюдениями и с помощью специальных расстановок аппаратуры. Так, 2.VI.1983 г. сигналы были зарегистрированы тремя станциями: КЛЧ, АПХ, К

(см. рис.3.1), что позволило локализовать источник, который совпал с вершинным кратером. Для этого периода определялись средние скорости звука на отдельных участках трасс. Из выборки 20 импульсов было получено $C_{Апх-к} = 326 \pm 4$ м/с; $C_{Клч-к} = 338 \pm 5$ м/с; $C_{Клч-Апх} = 339 \pm 6$ м/с. Несколько меньшая скорость распространения АС на трассе АПХ - К объясняется более низкой температурой на этой трассе вследствие превышения станций АПХ (900 м. над ур. м.) и К (1700 м над ур. м.) по отношению к станции КЛЧ.

АС от вершинного и побочного кратеров существенно различались по форме и преобладающим частотам.

Вершинный кратер. АС с $f = 1,0$ Гц уверенно регистрировались на станциях АПХ, К (рис.4.24). По форме записи на станции АПХ, АС⁸³ от вершинного кратера условно были разбиты на три типа (см. раздел 4.2.4). На рис.4.24 показаны образцы АС⁸³₂, зарегистрированные на станции АПХ с помощью ЭДМБ-IV и разнотипной аппаратурой на станции К, где АС⁸³₂ на малогабаритной акустической станции (МАС) представлены цугом колебаний с $f = 0,5$ Гц, амплитудно - частотная характеристика пьезокерамического микробарографа (ПМБ) из этого сигнала выделила колебания с частотами $f = 1,5$ и $3,0$ Гц. Колебания с $f = 1,5$ Гц начинались с фазы разрежения. Широкополосная амплитудно-частотная характеристика микробарографического канала на АПХ позволила записать более широкий спектр частот.

Наряду с отдельными импульсными сигналами регистрировались квазисинусоидальные колебания инфразвукового диапазона с частотой $0,5 \div 1$ Гц длительностью от нескольких минут до нескольких часов. По аналогии с вулканическим дрожанием такие колебания названы *акустическим дрожанием* (АД).

Характерной особенностью АС⁸³ вершинного кратера была почти постоянная продолжительность фазы избыточного давления первого вступления ($\tau_+ \approx 0,5$ с), которая не зависела ни от типа АС⁸³, ни от его амплитуды ($1 \div 10$ Па). Этот факт, а также набор кратных спектральных пиков указывают на то, что формирование АС происходит в резонаторе, в котором возникают нелинейные колебания (см. раздел 4.2.4.), т.е. в жерле вулкана.

Побочный кратер. От побочного кратера, так же как и от вершинного, регистрировались импульсные акустические сигналы (АС^п) и акустическое дрожание. АС^п регистрировались в те периоды, когда происходили выбросы бомб, а АД – во время спокойного истечения из кратера пара и газа.

По форме записи АС^п можно разделить на две группы. В первую группу следует отнести сигналы, состоящие из одной или двух фаз сжатия и одной фазы разрежения, причём $\Delta P_- > \Delta P_+$ (рис. 4. 22, 4.24). На фоне основного сигнала заметны колебания с частотой $f > 10$ Гц и амплитудой, на порядок меньше амплитуды основного сигнала. Наиболее сильные АС^п этой группы отмечались с 20 ч до 21 ч 30 мин 2.VI и с 2 ч 30 мин до 4 ч 00 мин 3.VI. Максимальная

амплитуда сигнала на станции АПХ в этот период была $\Delta P_+ = 5$ и $\Delta P_+ = 2,5$ Па соответственно.

АС^п другой группы представляли собой затухающий цуг из 3-5 колебаний (VI тип) с $f = 3 \div 5$ Гц и амплитудой не более 10 Па на станции К (см. рис. 4.10). АД побочного кратера меняло свою частоту в диапазоне $2,5 \div 5$ Гц. Амплитуда АД на станции АПХ изменялась от 0,3 до 0,8 Па.

АС^п первой группы в период максимальной активности побочного кратера 2-3.VI регистрировались на станции К со скоростью развёртки 50 мм/с (см. рис.4.7, рис.4.10), что позволило записать сигналы с большой детальностью. АС^п этого периода, по всей вероятности, следует отнести к категории слабых воздушных ударных волн (ВУВ). В пользу этого предположения свидетельствуют закономерные изменения амплитуды и периода АС^п в зависимости от расстояния.

Для слабых ВУВ избыточное давление в фазе сжатия $\Delta P_+ \sim r^{-1,4}$, а время действия фазы сжатия $\tau_+ \sim r^{0,4}$ (Цейтлин, Смолий, 1981). Отсюда отношения давлений и длительности фаз сжатия для ВУВ на станциях АПХ (1) и К (2) должны быть

$$\frac{\phi_1}{\phi_2} = \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^{0,4} = 1,6; \quad \frac{\Delta P_1}{\Delta P_2} = \left(\frac{r_2}{r_1} \right)^{1,4} = 4,9.$$

Для зарегистрированных АС^п эти отношения получились близкими к расчётным $\tau_1/\tau_2 = 1,5 \pm 0,2$; $\Delta P_1/\Delta P_2 = 4,7 \pm 0,5$.

По данным аэровизуальных наблюдений (Иванов, Гавриленко, Двигало и др., 1984), вершинный кратер после извержения 1983 г. представлял собой провал с диаметром (2а) ≈ 320 м. В первом приближении кратер можно считать трубой, закрытой с одной стороны жёсткой крышкой (уровнем магмы), а с другой – мягкой крышкой (атмосферой). Эксплозии на дне кратера можно рассматривать как вынуждающее воздействие, которое выводит столб газа в трубе из равновесия. При этом возникают продольные волны с частотами линейных и нелинейных резонансов:

$$f_{\text{лин}} = (2n-1) \frac{C_0}{4L}, \quad f_{\text{нелин}} = (2n-1) \frac{C_0}{8L},$$

где C_0 – скорость звука в невозмущенном газе, L – длина трубы. Частоты: $f_1=0,5$, $f_3=1,5$, $f_2=1$, $f_4=3$ Гц являются первой и второй гармониками нелинейного и линейного резонансов. Генерация вторых гармоник зависит от спектра возбуждающего импульса.

Наименьший предельный размер трубы (L) можно оценить по добротности резонатора для основного тона без учёта нелинейных эффектов (Исакович, 1973): $q=4L^2/\pi a^2$. Оценка добротности оценивалась по ширине спектрального пика и вычислялись длина «трубы» $L \approx 120$ м и $C_0 = 480$ м/с при $a = 160$ м. По наличию в спектре АС₃⁸³ (см. рис. 4.23), кроме харак-

терных частот, еще одного пика с $f_2 \approx 1,2$ Гц можно предположить возникновение ещё одной резонансной системы, которой могла быть “труба” с меньшим диаметром, возникшая в результате опускания уровня лавы в вершинном кратере вулкана. Подтверждением этого факта может служить закономерное уменьшение частоты f_2 , которое можно связать с постепенным понижением уровня лавы. Следует отметить, что по фотограмметрическим данным (Двигало, 1991) наибольшая глубина провала составляет 129 м.

После извержения кратер побочного конуса представлял собой колодец диаметром 20-25 м и глубиной около 60 м. Отмечались значительные колебания уровня лавы на лавовых потоках, что, по-видимому, отражало колебания уровня лавы и в кратере конуса. Частота АД побочного кратера изменялась от 2,5 до 6 Гц (0,15-0,4 с). Оценка линейного размера по добротности даёт для этих частот изменения длины трубы (т.е. уровня лавы) от 20 до 50 м.

На рис.4.25 приведены параметры АС в мае – июне 1983 г. по данным АПХ. По акустическим данным, которые подтверждаются визуальными наблюдениями, выделяются периоды резкой активизации вершинного кратера, когда амплитуда $\Delta P_+ > 1$ Па: 22.V; 27,30.V; 1-2.VI; 23.VI-15.VII. С середины мая происходит закономерная эволюция АС⁸³ вершинного кратера. Вначале происходят АС₁⁸³, которые сменяются АС₂⁸³ и АД, завершается извержение АС₃⁸³. Резкое усиление акустической активности вершинного кратера отмечается 1-2 и 24.VI; это совпадает с резким изменением расхода лавы через побочный кратер (Хренов и др., 1981). Изменение формы АС₃⁸³ произошло после окончания извержения побочного кратера.

Наиболее частые и резкие изменения частоты АД побочного кратера происходили 4-5.VI. Следует отметить, что наибольшая акустическая активность побочного кратера наступила после снижения акустической активности вершинного кратера (2-3.VI). Такая же смена акустической активности произошла 23.VI, когда после прекращения извержения побочного кратера резко активизировался вершинный кратер. На наш взгляд, асинхронность в акустической активности вершинного и побочного кратеров указывает на прямую взаимосвязь обоих эруптивных центров.

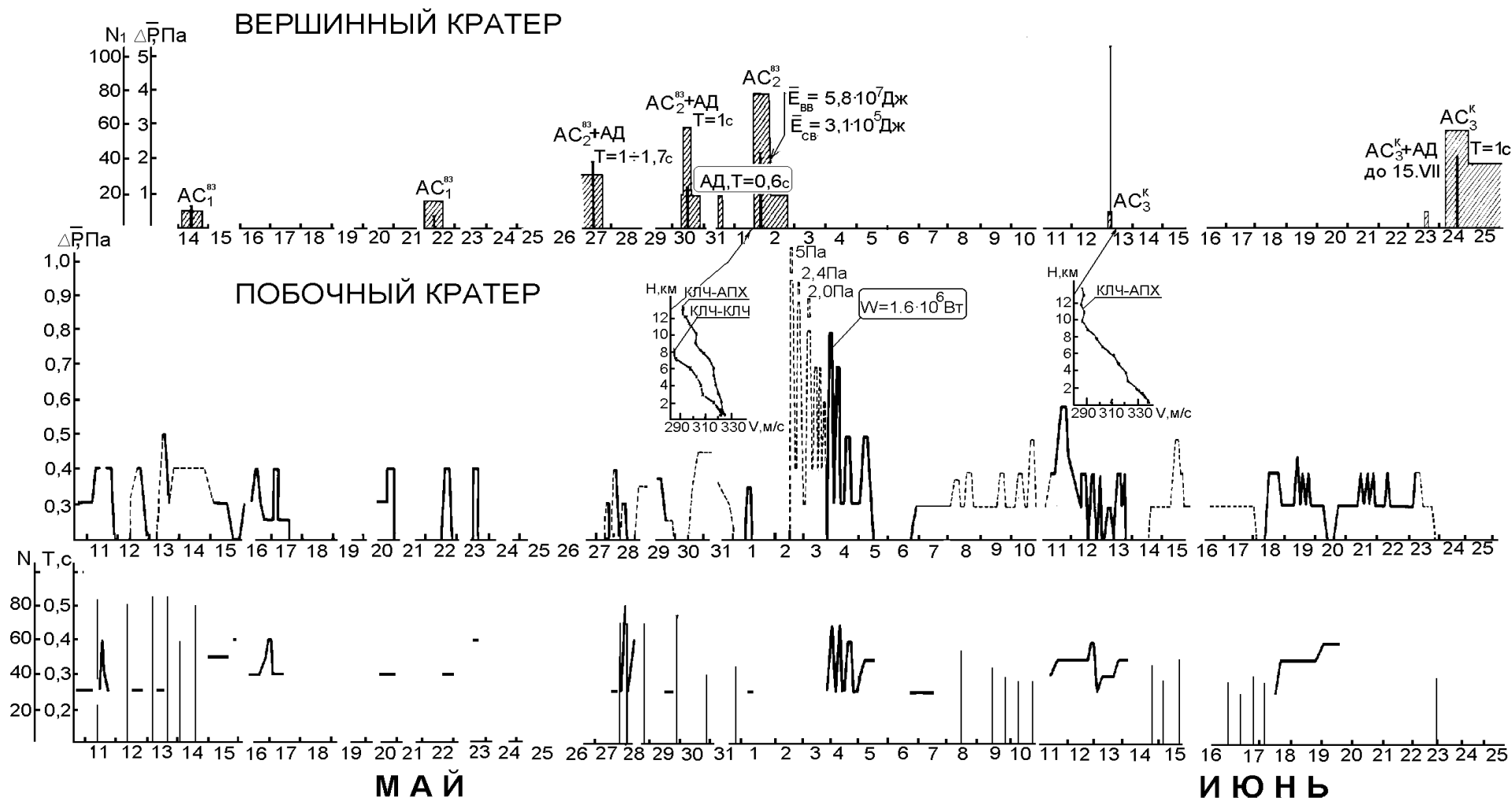


Рис. 4.25. Параметры акустических сигналов в мае – июне 1983 г., зарегистрированных на станции АПХ. Для вершинного кратера приведены: ΔP - средняя амплитуда (вертикальные отрезки); N_1 - среднее число AC^{83} за час (заштрихованное поле); T - период акустического дрожания. Для побочного кратера приведены: ΔP - средняя амплитуда фазы избыточного давления (пунктир) и АД (сплошная линия); N_2 - среднее число AC^n в минуту (вертикальные отрезки); T - период акустического дрожания (ломаные линии). На врезках показаны графики скоростного разреза тропосферы.

Во время побочного извержения вулкана Ключевской в апреле-июне 1983 г. представился уникальный случай регистрации акустического излучения одновременно из двух источников. Зарегистрированы акустические сигналы как от вершинного, так и побочного кратеров, которые были представлены двумя разновидностями: импульсными и непрерывными квазисинусоидальными колебаниями - акустическим дрожанием.

1. В амплитудных спектрах АС и АД вершинного кратера выделяется набор характерных частот $f_1 = 0,5$, $f_2 = 1,0$, $f_3 = 1,5$, $f_4 = 3$ Гц. Данный набор частот хорошо объясняется теорией нелинейных колебаний в полуоткрытой трубе. По форме записи и соотношению характерных частот АС разбиты на три типа. Спектры АС⁸³₁ характеризуются наличием только двух первых частот, а в спектрах АС⁸³₂ появляются вторые гармоники линейного и нелинейного резонансов. В спектрах АС⁸³₃ вблизи $f_2 = 1,0$ Гц появляется дополнительный максимум с $f_2 = 1,2 \div 1,4$ Гц. Различие в спектрах, по-видимому, обусловлено изменением геометрии кратера, что подтверждается закономерной сменой типов АС.

2. АС побочного кратера более высокочастотные ($f = 2,5 \div 5$ Гц) по сравнению с АС вершинного кратера. Отмечались изменения частоты АД от 2,5 до 5 Гц, которые, предположительно, связываются с колебанием уровня лавы в кратере побочного конуса. Самые сильные акустические сигналы побочного кратера, зарегистрированные 2-3.VI, отнесены к слабым воздушным ударным волнам.

3. АС этого извержения генерировались в жерлах побочного и вершинного кратеров. Сделаны оценки длины колодца вершинного кратера $L \approx 120$ м и побочного $L \approx 20 \div 50$ м. Энергия и мощность акустического источника вершинного кратера значительно превосходят энергию и мощность акустического источника побочного кратера. Соответственно, значительно больше и объём газа, выделенный через вершинный кратер, что подтверждает вывод о том, что дегазация расплава происходила преимущественно через вершинный кратер (*Хренов и др., 1981*).

4. Акустическая активность вершинного кратера отмечалась 19-24.IV; 27,30.V; 1-2.VI; 23.VI \div 15.VII. Акустическая активность вершинного кратера 1-2.VI и после 23.VI появились после резкого уменьшения расхода лавы из побочного кратера, что указывает на асинхронность в деятельности вершинного и побочного кратеров.

4.4. Оценка количества взрывного газа, участвующего в извержениях стромболианского типа

Для трех извержений стромболианского типа (*барботирующий режим*): Южный прорыв Большого трещинного Толбачинского извержения 1976 г.; прорыв Предсказанный – побочное извержение вулкана Ключевского, 1983 г.; терминальное извержение вулкана Ключевского, 1987 г., по акустическим сигналам, возникающим во время разрушения газовых пузырей, определялся объем взрывного газа. При этом считалось, что АС излучаются из кратера в результате всплытия и разрушения газового пузыря на поверхности маловязкой лавы и представляют собой слабые воздушные ударные волны. Разрушающийся газовый пузырь считался неидеальным взрывным источником с малой плотностью энергии.

В акустическом приближении по форме акустической волны в атмосфере, зарегистрированной на некотором расстоянии R от источника, можно определить объем вытесненного взрывом воздуха (*Губкин, 1970*):

$$DV = \frac{4\rho p}{c_0} \int_0^{\phi} I(R, \phi) d\phi, \quad (4.11)$$

где ρ_0 – плотность атмосферного воздуха, τ – время действия фазы сжатия.

Для подтверждения применимости данной формулы к нашему случаю исследовалось движение газа в результате внезапного расширения первоначально сжатого сферического объема с помощью математического моделирования. Избыточное давление в сфере задавалось от 5 до 10 атм, а радиус изменялся от 1 до 10 м. Импульс образовавшейся волны вычислялся спустя 0,1 с после начала движения. Причем изменения объемов сфер при расширении до давления окружающей среды в зависимости от начальной энергии сжатого газа рассчитывались при условии адиабатического расширения по импульсу образовавшейся волны. Сравнение результатов этих вычислений позволяет считать определение вытесненного в процессе расширения объема по импульсу образовавшейся волны вполне приемлемым даже на расстояниях регистрации сигнала, не соответствующих акустическому приближению.

Энергия взрывного процесса для отдельного выброса определялась по формуле:

$$E_0 = \frac{2}{\gamma - 1} P_0 DV, \quad (4.12)$$

а энергия акустической волны –

$$E_a = \frac{4\pi R^2}{c_0 C_0} \int DP_+^2 dt, \quad (4.13)$$

где ρ_0, C_0, P_0 – плотность, скорость звука, давление атмосферы, соответственно, γ – показатель адиабаты, R – расстояние между источником и пунктом регистрации.

Для всех рассматриваемых случаев вычислялись указанные выше характеристики взрывного процесса. Причем при вычислении I_0 избыточное давление на границе “пузыря”, расширившегося до атмосферного давления, вычислялось, исходя из акустического приближения:

$$I_0 = \frac{\Delta P_a \cdot \phi_+}{2}; \quad \Delta P_a = \frac{\Delta P_+ \cdot R}{a}; \quad a = C_0 \cdot \tau_+$$

В таблице 4.7 приведены среднестатистические значения параметров ВУВ и характеристик взрывного процесса для всех трех извержений.

Таблица 4.7.

Среднестатистические значения ВУВ и параметров взрывного процесса

Извержение	N	Параметры ВУВ				\bar{I}_0 , Па·с	$\bar{\Delta V}$, м ³	\bar{E}_0 , Дж	\bar{E}_a , Дж	E_a/E_0 , %
		$\bar{\Delta P}_+$, Па	$\bar{\tau}_+$, с	$\bar{\Delta P}_-$, Па	$\bar{\tau}_-$, с					
Южный прорыв БТТИ	22	49,3	0,13	43,5	0,20	142	8230	$2,9 \cdot 10^9$	$5,2 \cdot 10^7$	1,8
Предсказанный	16	1,9	0,08	2,3	0,09	11	209	$7,6 \cdot 10^7$	$1,9 \cdot 10^5$	0,25
Вершинный кр. в. Ключевского	18	0,28	0,24	0,37	0,36	6,1	761	$2,710^8$	$2,3 \cdot 10^6$	0,1

На рис.4.25а,б приведены зависимости вычисленных объемов вытесненного воздуха отдельных взрывов от величины импульса и энергии акустического источника в билогарифмическом масштабе для всех трех извержений. Несмотря на некоторую обособленность полей точек для каждого извержения, в основном, точки образуют сравнительно компактные области. В обоих случаях коэффициент корреляции довольно высок ($r_1 = 0,74$; $r_2 = 0,84$). Методом наименьших квадратов получены следующие уравнения регрессии:

$$\lg(V, \text{м}^3) = (0,99 \pm 0,08) \cdot \lg(I_0, \text{Па} \cdot \text{с}) + 1,74;$$

$$\lg(V, \text{м}^3) = (0,59 \pm 0,03) \cdot \lg(E_0, \text{Дж}) - 0,54.$$

Среднее отклонение $\lg V$ составляет в первом случае 0,37, а во втором – 0,28. Следует отметить, что отдельно для каждой серии наблюдаемая дисперсия значительно меньше и варьирует в пределах $0,13 \div 0,17$ для первой зависимости и $0,11 \div 0,30$ - для второй. Наибольшая дисперсия наблюдается для объемов, вычисленных для извержения вершинного кратера вулкана Ключевского, где регистрация осуществлялась на значительном расстоянии (14,6 км).

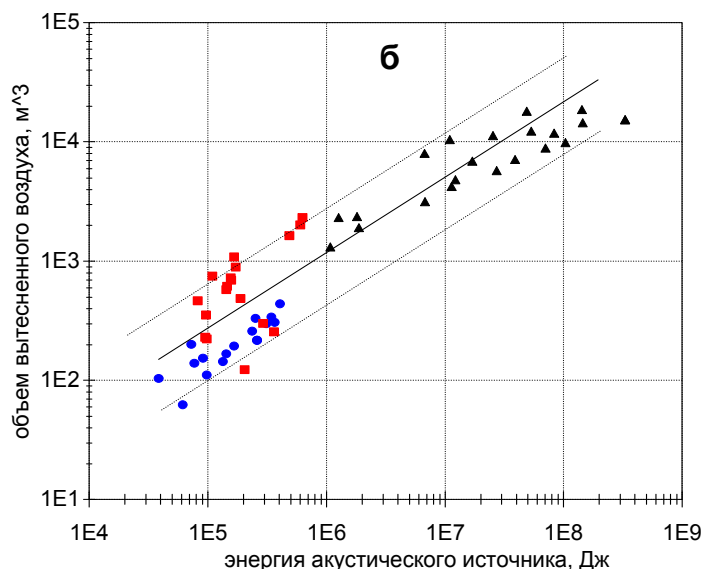
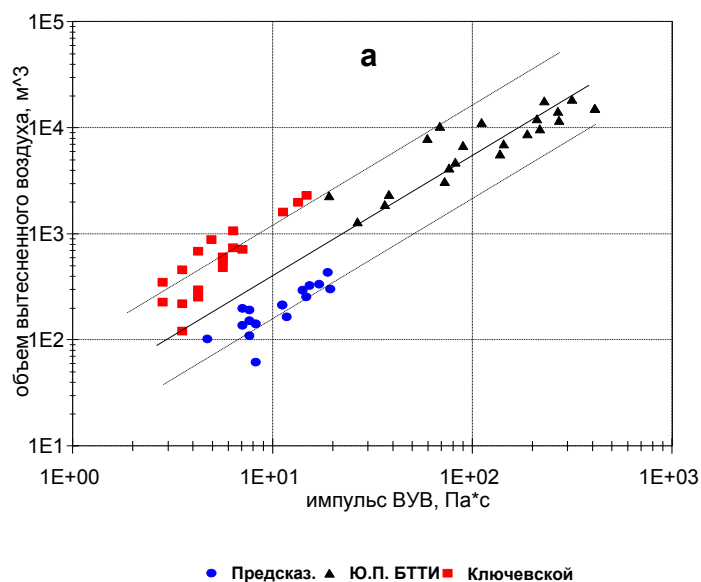


Рис.4.26 Зависимость логарифма объема вытесненного воздуха при разрушении газовых пузырей во время извержений стромболианского типа от логарифма начального импульса АС (а) и логарифма энергии акустического источника (б).

Учитывая интервал между выбросами Δt , рассчитывался объемный расход газа Q_o . Считая, что основная доля газа состоит из водяного пара, объемный вес которого при $T=1000^\circ\text{C}$ равен $0,17 \text{ кг/м}^3$ (Вукалович, 1966), определялся весовой расход газа Q_e (табл. 4.8). Наибольший весовой расход взрывного газа из всех рассмотренных случаев приходится на Южный прорыв БТТИ ($Q_e = 308 \text{ кг/с}$); на порядок меньше составляет расход взрывного газа из вершинного кратера вулкана Ключевского в 1987 г.

Определим весовое содержание взрывного газа и сравним полученные результаты с оценками, сделанными другими методами. Для определения весового содержания газа для ЮП БТТИ была использована средняя оценка расхода лавы, выполненная на основании аэро-

фотограмметрических измерений объемов лавовых потоков на разные даты, которая составила $\bar{Q}_o = 0,25 \text{ м}^3/\text{с}$ (Федотов и др., 1984). При допущении постоянства расхода газа в течение всего извержения весовое содержание газа, вычисленное по параметрам акустических волн, составило $\chi = 0,5\%$.

Во время извержения побочного кратера Предсказанный с дискретностью 3-5 дней регулярно измерялся расход лавового материала (Хренов и др. 1985). В рассматриваемый нами период, когда наблюдалось резкое кратковременное усиление активности, расход составлял $1,25 \cdot 10^4 \text{ кг/с}$. В этом случае весовое содержание взрывчатого газа, вычисленное по параметрам акустических волн, составляло 0,2%.

Эти оценки следует считать максимальными, так как для измерений выбирались наиболее интенсивные записи АС, которые хорошо читались на регистрограммах, что приводило к завышению среднего объема газа для единичного выброса.

Таблица 4.8.

Весовое содержание взрывчатого газа для некоторых извержений стромболианского типа, оцененное по воздушным волнам

Извержение	Газ					Лава			$\chi\%$
	$\Delta V,$ м^3	$\Delta t,$ с	$Q_o,$ $\text{м}^3/\text{с}$	$\rho,$ $\text{кг}/\text{м}^3$	$Q_v,$ $\text{кг}/\text{с}$	$Q_o,$ $\text{м}^3/\text{с}$	$\rho,$ $\text{кг}/\text{м}$	$Q_v \cdot 10^{-4},$ $\text{кг}/\text{с}$	
Южный прорыв БТТИ	8324	4,5	1816	0,17	308	25	2300	5,8	0,5
Предсказанный	216	2	108	0,17	18,4	5	2500	1,2	0,2
Вершинный кратер в.Ключевского	760	4,2	179	0,17	30,4	-	-	-	

Сравним полученные оценки весового содержания взрывчатого газа с оценками, выполненными на основании других методов. Наиболее изученное извержение в этом плане – Южный прорыв БТТИ. На основании уравнения баланса энергий (потенциальной энергии газового пузыря и кинетической энергии выброса) в работах (Слезин, Федотов, 1981; Слезин, 1990) сделаны оценки средней массы газа на один выброс $\sim 100 \text{ кг}$ и для весового содержания газа, которое близко к 0,1%. Эти оценки следует считать минимальными, так как при расчете предполагалось, что вся энергия сжатого газа переходит в кинетическую энергию твердых продуктов.

В октябре 1976 г. с кромки кратера И.А. Меняйлов (Меняйлов и др. 1984), определил площадь жерла и скорость выделения газов, по которым вычислялся расход газа, который составил $1300 \div 1400 \text{ м}^3/\text{с}$. При допущении, что расход газа во время извержения изменялся мало, весовое содержание взрывчатого газа оценивается в $0,4 \div 0,5\%$.

Так как оценка весового содержания газа для ЮП БТТИ, вычисленная по параметрам акустических волн, совпадает с оценкой натуральных измерений, то ее следует признать вполне приемлемой.

В таблице 4.7 видно, что наибольшее количество энергии взрывного процесса переходит в акустику на Южном прорыве БТТИ – 1,8 %, в то время как на побочном извержении «Предсказанный» – 0,24%, а на вершинном кратере вулкана Ключевского всего 0,1%.

Во всех случаях разрушение газовых пузырей можно рассматривать как источник с малой плотностью энерговыделения, так как энергия взрывной волны на большом расстоянии от центра сферического химического взрыва с учетом реального уравнения состояния воздуха составляет ~ 5% энергии взрыва (Губкин, 1970). Обращает на себя внимание отличие соотношения энергий взрывной волны к энергии процесса почти на порядок для Южного прорыва БТТИ и для вулкана Ключевского. Не исключено, что причиной этого могли быть взрывоспособные вулканические газы, так как на Большом трещинном Толбачинском извержении отмечался ряд явлений (воздушные взрывы, горение газа), которые косвенно указывали на наличие взрывоспособной компоненты в ювенильном вулканическом газе. По-видимому, при разрушении пузыря взрывоспособные вулканические газы при смешивании с кислородом воздуха могли усиливать эффект «лопающегося пузыря».

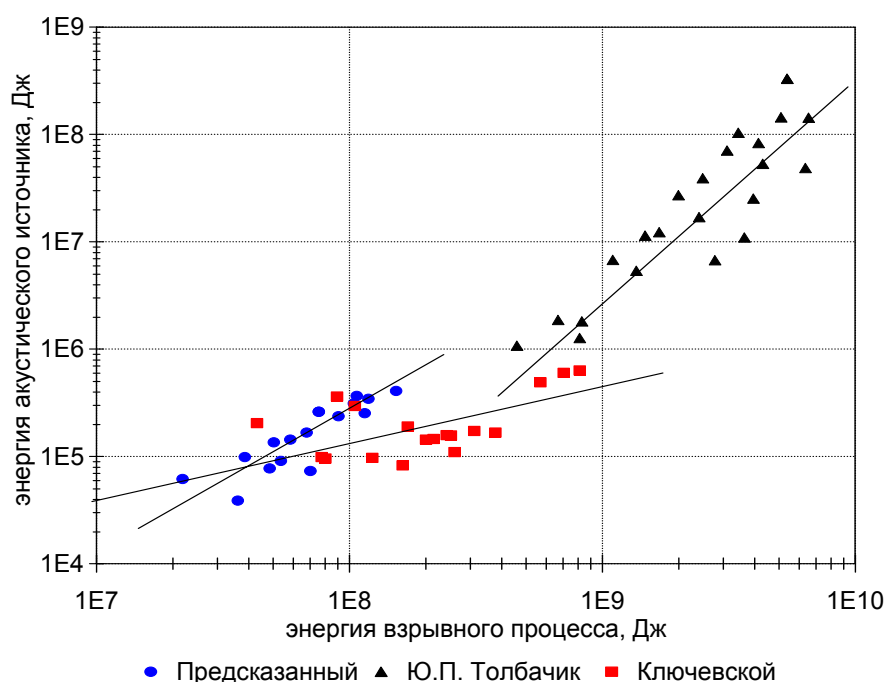


Рис.4.27. Зависимость энергии акустических волн E_a от энергии взрывного процесса E_0 .

На рис.4.27 показана зависимость энергии акустических волн (E_a) от энергии взрывного процесса (E_0) в билигарифмическом масштабе. Для двух извержений (Южный прорыв БТТИ, ПРД) точки на графике образуют довольно компактные области с высокими коэффици-

ентами корреляции ($r_{\text{БТТИ}} = 0,81$, $r_{\text{ПРД}} = 0,77$), в то время как для извержения вершинного кратера он составляет всего $r_{\text{КЛЧ}} = 0,28$. Столь малый коэффициент корреляции для зависимости $\lg E_a = f(\lg E_\theta)$ вулкана КЛЧ, по-видимому, объясняется регистрацией ВУВ в этом случае на довольно значительном расстоянии (14,6 км). Для Южного прорыва БТТИ наблюдается более сильная зависимость энергии акустического источника от энергии взрывного процесса по сравнению с ПРД и КЛЧ. Не исключено, что в этом случае так же существенную роль играют взрывоспособные вулканические газы.

Таким образом, при извержениях с **барботирующим** режимом, к которым относятся стромболианский и гавайский типы активности, с помощью дистанционного акустического метода можно оценить количество свободно выделяющегося газа. Если при этом осуществлять наблюдения за расходом лавового материала, то можно оценить весовое содержание взрывного газа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены результаты регистрации акустических сигналов диапазона 0,5÷10 Гц, сопровождавших извержения Камчатских вулканов в период 1970 – 1989 г.г. Наблюдения на вулканах осложняются тем, что извержения - не планируемый эксперимент и почти всегда начинаются неожиданно. В то же время, каждое извержение представляет уникальное природное явление и инструментальные наблюдения, позволяющие зафиксировать его динамику, очень ценны. Большой сложностью для исследования активных вулканов Камчатки является то, что они расположены вдали от населенных пунктов. В результате экспедиционных работ, которые проводились в сложных климатических условиях (большие высоты, низкие температуры), почти на всех извергающихся вулканах Камчатки были зарегистрированы АС в ближней зоне на расстояниях 2÷15 км.

В связи с отсутствием микробарографов промышленного изготовления в 1984 г. собственными силами была изготовлена партия микробарографов ЭДМБ-МВ, которые с успехом использовались для проведения регистрации АС на извергающихся вулканах. Тарировка микробарографов проводилась с помощью калибровочного устройства, позволяющего задавать в камере избыточное давление в интервале 50÷400 Па с частотой 0,2÷20 Гц.

Получены следующие основные результаты:

1. При *вулканском и стромболианском типах* извержений (наблюдения на вулкане Карымском, 1970 ÷ 1973 гг.; Северном и Южном прорывах Большого трещинного Толбачинского извержения, 1975 ÷ 1976 гг.; вершинном кратере вулкана Ключевского, 1978, 1984, 1986 ÷ 1989 гг.; прорыве «Предсказанный» 1983 г.) нестационарные процессы (воздушные взрывы; сверхзвуковые скачки при истечении пепло - газовой смеси; разрушения газовых пузырей на поверхности лавы) порождают акустические сигналы, которые вблизи источника относятся к классу слабых *воздушных ударных волн*. Различия в кинематических и динамических параметрах позволили впервые в практике вулканологических исследований выделить типы *воздушных ударных волн*, порожденных различными физическими процессами, происходящими в кратере вулкана при дегазации магмы, поступающей на дневную поверхность.

2. На основании сопоставления времени длительности фазы сжатия (τ_+) ВУВ с размером кратера по данным аэровизуальных наблюдений для 7 извержений показано, что величина τ_+ определяется радиусом кратера извергающегося вулкана. Это дает возможность во время мониторинга динамики извержения рассматривать τ_+ в качестве параметра, характеризующего изменения размеров кратера в процессе извержения.

3. Для извержений: Большого трещинного Толбачинского извержения – 1975,1976 гг.; вулкана Ключевского 1983, 1987,1989 гг. характерны отрезки времени, когда АС приобретают квазипериодичность с временем скважности 1÷4с. Для другой квазипериодичности характер-

ный период составляет 60÷80 с. Квазипериодические акустические излучения разного периода указывают на автоколебательные процессы, возникающие на разных уровнях в магматическом канале. Высказано предположение, что квазипериодичность с периодом 1÷4 с. возникает в результате автоколебательного процесса, где роль обратной связи выполняет волна разряджения, бегущая по магматическому каналу вниз до зоны «разрушающейся пены». Под воздействием волны разряджения происходит ускоренная дегазация и формирование нового пузыря. Квазипериодичность с периодом около минуты связана с тем, что вновь поднимаемому объему лавы необходимо время релаксации на новом уровне для выделения летучих и формирования зоны «разрушающейся пены».

4. Исследованы особенности распространения АС от вулканических взрывов в вершинном кратере в. Ключевского. Форма регистрируемого сигнала определяется стратификацией скорости звука в атмосфере на высотах источник – пункт приема. Показано, что амплитуда прямой волны АС, в связи с ее большой длиной – 100÷200 м, мало зависит от стратификации, что позволяет наблюдать, в первом приближении, за динамикой распространения акустических волн без учета температурно-ветровой стратификации атмосферы.

5. Частотные пики, наблюдаемые в спектрах акустических сигналов, зарегистрированных во время извержения вершинного кратера вулкана Ключевского в 1983 г., когда кратер представлял собой жерло диаметром более 300 м, хорошо объясняются набором резонансных частот $\omega_{res} = (1/2; 1; 3/2; 5/2; 3; 7/2) \omega_1$, даваемых теорией нелинейных колебаний.

6. Во время извержений вулкана Ключевского в 1983 г. одновременно зарегистрированы АС от побочного и вершинного кратеров. По форме записи и соотношению характерных частот АС вершинного кратера разбиты на три типа. Спектры АС⁸³₁ характеризуются наличием только двух первых частот, а в спектрах АС⁸³₂ появляются вторые гармоники линейного и нелинейного резонансов. В спектрах АС⁸³₃ вблизи $f_2 = 1,0$ Гц появляется дополнительный максимум с $f_2 = 1,2\div 1,4$ Гц. Различие в спектрах, по-видимому, обусловлено изменением геометрии кратера, что подтверждается закономерной сменой типов АС. АС побочного кратера более высокочастотные ($f = 2,5\div 5$ Гц) по сравнению с АС вершинного кратера. Отмечалось изменение частоты АД от 2,5 до 5 Гц, которое предположительно связывается с колебанием уровня лавы в кратере побочного конуса.

Акустическая активность вершинного кратера отмечалась 19-24.IV; 27,30.V; 1-2.VI; 23.VI÷15.VII, причем 1-2.VI и после 23.VI акустическая активность появилась после резкого уменьшения расхода лавы из побочного кратера, что указывает на асинхронность в деятельности вершинного и побочного кратеров. Энергия и мощность акустического источника вершинного кратера значительно превосходят энергию и мощность акустического источника побочного кратера. Соответственно, значительно больше и объём газа, выделенный через

вершинный кратер, что подтверждает вывод, сделанный на основании геолого-петрографических данных (*Хренов и др., 1984*), о том, что дегазация расплава происходила преимущественно через вершинный кратер.

7. По записям АС, зарегистрированных во время извержений *стромболианского типа (барботирующий режим)*, оценено количество взрывного газа: Южного прорыва БТТИ, 1976 г.; вершинного кратера Ключевского, 1988 г.; прорыва Предсказанный 1983 г. При этом всплывающий на поверхность маловязкой лавы пузырь, генерирующий слабые ВУВ, принимался неидеальным взрывным источником с малой плотностью энерговыделения. Весовое содержание взрывного газа для Южного Прорыва БТТИ составило $\chi = 0,5\%$, что удовлетворительно согласуется со значением χ , полученным другими методами.

8. Таким образом, наблюдения за акустическими сигналами в непосредственной близости от вулкана во время извержений являются эффективным дистанционным методом мониторинга его взрывной составляющей. Акустический мониторинг позволяет проследить динамику взрывной и эффузивной активности извержения, а также дает возможность контролировать изменения геометрии кратера.

Список литературы

1. Адушкин В.В., Гостинцев Ю.А., Фирстов П.П. О природе воздушных волн при сильных эксплозивных извержениях // Вулканология и сейсмология. 1984. № 5. С. 3-11.
2. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука, 1974. 232 с.
3. Бейкер У., Кокс П, Уэстайн П., Кулеш Дж., Стрелов Р. Взрывные явления. Оценка и последствия. Т.1. М.: Мир, 1986. 319 с.
4. Вукалович В.П. Таблицы термодинамических свойств воды и водяного пара. М.: Энергия, 1966. 398 с.
5. Докучаев М. М., Радионов В.Н., Ромашов А.Н. Взрывы на выброс. М.: Наука, 1963. 86 с.
6. Гельфанд Б.Е., Губанов А.В. , Медведев С.П. и др. Ударные волны при разлете сжатого объема газозвеси твердых частиц // ДАН СССР. 1985. Т. 281. № 5. С. 1113-1116.
7. Гордеев Е.И. Природа сейсмических сигналов на активных вулканах. Автореф. дис. ... доктора физ.-матем. наук М., 1998. 35 с.
8. Горшков Г.С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом Былинкиной // Бюл. вулканол. станций 1954. № 23. С. 33-37.
9. Горшков Г.С. Сейсмические наблюдения в 1949 г. // Бюл. вулканол. станций 1954. № 24. С. 20-39.
10. Губкин К.Е. Распространение взрывных волн // Механика в СССР за 50 лет. М.: Наука, 1970. С. 271-311.
11. Губкин К.Е. О подобии взрывов // Физика Земли. 1978. № 10. С. 49-60.
12. Двигало В.Н. Кратер и вершинные извержения Ключевского вулкана в 1968-1988 гг. // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 3-18.
13. Иванов Б.В., Кирсанов И.Т., Хренов А.П., Чирков А.М. Действующие вулканы Камчатки и Курильских островов в 1978-1979 гг. // Вулканология и сейсмология. 1979. № 6. С. 94-100.
14. Исакович М.А. Общая акустика. М.: Наука, 1973. 495 с.
15. Ковалев Г.Н., Самойленко Б.И., Сторчеус А.В. О природе вулканических взрывов Большого трещинного Тобачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1980. № 3. С. 62-71.
16. Конов А.С., Озеров А.Ю. Закономерности в динамике извержений Ключевского вулкана и сопровождающем вулканическом дрожании // Вулканология и сейсмология. 1988. № 3. С. 21-37.
17. Красильников В.А., Крылов В.В. Введение в физическую акустику. М.: Наука, 1984, 257 с.
18. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: АН СССР, 1971. Т. 1. 478 с.
19. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.

20. *Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н.* Вулканизм Толбачинского дола, продукты извержения. Геохимические особенности вулканических газов // Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976. / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. С. 285-308.
21. *Монахов Ф.И., Пасечник И.П., Шебалин Н.В.* Сейсмические и микросейсмические наблюдения на Советских станциях в период МТГ. М.: Из-во АН СССР, 1959. 37 с.
22. *Пасечник И.П., Федосеенко Н.Е.* Электродинамический микробарограф с гальванометрической регистрацией // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1958. № 1. С. 122-130.
23. *Пономарев В.Т., Федосеенко Н.Е., Чахонин В.В.* Микробарограф ЭДМБ - М для регистрации избыточных давлений при взрывах на разрезах // Добыча угля открытым способом. ЦНИЭИ УГОЛЬ, 1982. № 3. С. 9÷ 10.
24. *Рид Д.В.* Воздушная ударная волна при подземных взрывах // Подводные и подземные взрывы. М.: Мир, 1974. С. 393 ÷ 413.
25. *Садовский М.Л.* Опытные исследования механического действия ударной волны взрыва // Труды Сейсмол. ин-та. 1945. № 116. 114 с.
26. *Слезин Ю.Б., Федотов С.А.* Физические характеристики извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976. / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. С. 143-171.
27. *Слезин Ю.Б.* Некоторые закономерности стромболианской деятельности при извержении Южного прорыва Толбачинского извержения 1975-1976гг. // Вулканология и сейсмология. 1990. № 1. С. 16-26.
28. *Слезин Ю.Б.* Механизм вулканических извержений (стационарная модель). М.: Научный мир, 1998. 127 с.
29. *Сторчеус А.В.* Исследование параметров воздушных волн Южного прорыва Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1987. № 1. С. 62-68.
30. *Токарев П.И.* Регистрация взрывов Ключевского вулкана в 1962 г. // Бюл. вулканол. стаций 1964. № 37. С.52-59.
31. *Токарев П.И.* Извержение и сейсмический режим вулканов Ключевской группы (1949-1963 гг.) М.: Наука, 1966. 145 с.
32. *Токарев П.И.* Гигантское извержение вулкана Шивелуч 12 ноября 1964 г. и его предвестники // Физика Земли. 1967. №9. С.11-22.
33. *Токарев П.И., Фирстов П.П.* Извержение вулкана Карымского в 1970-1973 гг. Геофизические исследования // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 65- 76.
34. *Федотов С.А., Кузин И.П., Бобков М.Ф.* Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961-1962 гг. // Изв. АН СССР. Сер. геоф. 1964. №9. С. 1360-1375.

35. Федотов С.А., Чирков А.М., Разина А.А. Описание извержения. Северный прорыв // Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. С. 11-56.
36. Феофилактов В.Д., Гордеев Е.И. О стандартизации характеристик региональной сейсмической сети станций и повышении точности наблюдений // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего востока. Владивосток, 1976. С. 234-240.
37. Феофилактов В.Д. Помехи в длиннопериодной сейсмометрии. М.: Наука, 1977. 99 с.
38. Фирстов П.П., Лемзиков В.К., Руленко О.П. Сейсмический режим вулкана Карымского (1970-1973 гг.) // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 161-179.
39. Фирстов П.П., Адушкин В.В., Сторчеус А.В. Ударные воздушные волны, зарегистрированные во время Большого трещинного Толбачинского извержения в сентябре 1975г. // Докл. АН СССР. 1978а. Т. 259. № 5. С. 1078-1081.
40. Фирстов П.П., Адушкин В.В., Сторчеус А.В. Ударно-воздушные волны, сопровождавшие Большое трещинное Толбачинское извержение (сентябрь 1975г.) // Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. М.: Наука, 1978б. С. 182-188.
41. Фирстов П.П., Токарев П.И., Лемзиков В.К. Киносъемка выбросов и схема взрывного процесса вулкана Карымского // Бюл. вулканол. станций 1978в. № 55. С. 27-35.
42. Фирстов П.П., Сторчеус А.В. Акустические сигналы, сопровождавшие извержение вулкана Ключевского в марте-июне 1983 года // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 66-80.
43. Фирстов П.П., Трубников Б.А. Нелинейные колебания в жерле вулкана Ключевского // ДАН АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 313-317.
44. Фирстов П.П., Кравченко Н.М. О возможности использования воздушных волн для оценки количества взрывного газа, высвобождаемого во время вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1995. N 4-5. С. 160-171.
45. Фирстов П.П., Филиппов Ю.А. Система хранения и обработки волновых возмущений в атмосфере от вулканических извержений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 2. С. 36-49.
46. Хргиани А.Х. Физика атмосферы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 320 с.
47. Хренов А.П., Озеров А.Ю., Литасов Н.Е. и др. Побочное извержение Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983 г.) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С.3-20.
48. Цейтлин Я.И., Смолий Н.И. Сейсмические и ударные воздушные волны промышленных взрывов. М.: Недра, 1981. 136 с.

49. Чунчузов И.П. О поле точечного низкочастотного источника звука в атмосфере с неоднородным по высоте ветром // Акуст. Журн. 1984. Т 30. № 4. С. 545-552.
50. Чунчузов И.П., Буш Г.А., Калистратова М.В. и др. Распространение акустического импульса в пограничном слое атмосферы: Препринт № 1. М.: Ин-т физики атм., 1988. 36 с.
51. Чунчузов И.П., Фирстов П.П. Особенности распространения акустического импульса от вулканических взрывов, происходящих в вершинном кратере вулкана Ключевского (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1992. № 2. С.96-106.
52. Banister J.R. Pressure wave generated by the Mount St. Helens eruption // J.G.R. 1984. V.89. D.3. P.4895-4904.
53. Delclos C., Blanc E., Broche P. e. o. Processing and interpretation of microbarograph signals generated by the explosion of Mount St. Helens // J.G.R. 1990. V. 95. D5. P. 5485-5494.
54. Dibble R.R., Kinle J., Kyle P.R., Shibuya K. Geophysical studies of Erubus volcano, Antarctica from 1974 december to 1982 January // New Zealand Journal of Geology and Geophysics. 1984. V27. P. 425-455.
55. Dibble R.R. Infrasonic recoding of Strombolian eruptions of Erebus, Antarctica, March-December 1984, covering the jump in activity on 13 September 1984 // Volcanic Hazards. Berlin. 1989. P. 536-553.
56. Firstov P.P. Wave Perturbation in the Atmosphere as a Method of Remote Monitoring of Volcanic Eruptions. // Intern. Volcanol. Congress. JAVEI. Ankara. Theme 7. 1994.
57. Firstov P.P., Kravchenko N.M. On Estimating the Amount of Explosive Gas Emitting during Strombolian Type of Exploding. // IUGG XXI General Assmbl. Boulder, Colorado. Abstracts. B 410. 1995.
58. Firstov P.P. Wave disturbances in the atmosphere as a source of information on dynamics of volcanic eruptions // EOS. 1996. F813. V318-3.
59. Garces M., Iguchi M., Ishihara K., e. a. Infrasonic precursors to a Vulcanian eruption at Sakurajima volcano, Japan // Geophys. Res. Lett. 1999. 26. N 16. P. 2537-2540.
60. Gorshkov G.S. Determination of the explosion energy in some volcanoes according to barograms // Bull. Volcanol. 1960. V23. ser.2. P.141-144.
61. Gordon W., McGetchen Th.R. Acoustic noise from volcanoes: theory and experiments // Geophys. Astron. Soc. 1976. V45. N 3. P. 601- 616.
62. Eisster H.K., Kanamoru H., Harkrider D.G. Air waves excited by explosive volcanic eruptions //EOS. Trans. Am. Geophys. Un. 1981. 64. P. 772.
63. Ishihara K., Igushi M., Kamo K. Emission of volcanic cloud gases on the process of a volcanic explosion // Annual Disaster Prevention Res. Inst. Kyoto Univ. 1983. N 26. B1. p.1-7.

64. *Ishihara K.* Dynamic analysis of volcanic explosion // J. of Geodynamics. 1985. V3. N3/4. p.327-349.
65. *Livshits L.D., Bolhovitinov L. G.* Weak shock in the eruption column // Nature. 1978. V267. N5610. p.420-421.
66. *Minakami T.* Fundamental research for predicting of volcanic eruptions. Part I // Bull. Earthquake Res. Ins. 1960. N38. P. 497-544
67. *Minakami T., Utibori S., Hiraga S. et al.* Seismometrical studies of volcano Asama (Part X). Seismic and volcanic activities of Asama during 1934-1969 // Bull. Earthq. Res. Ins. Tokyo Univ. 1970. N2. p. 235-301
68. *Murayma N.* Microbarographic waves associated with the explosions of Japanese volcanoes, 1960-1966 // Quarterly G. of Seismol. 1969. V. 37. N. 1. P.13-18.
69. *Nain I. A.* Atmospheric shock waves and condensation clouds from Ngauruhoe explosive eruptions // Nature. 1976. V.256. P.190-191.
70. *Pekeris F.* The propagation of a puls in the atmosphere // Proc. Roy. Soc. Am. 1939. V.171. P.131-149.
71. *Press F., Harkrider D.* Air-sea waves from the explosion of Krakatoa // Seismic. 1966. V.154. N 3754. P. 1325-1327.
72. *Reed J.W.* Barograph recodes of Mount St. Helens eruption of May 18, 1980 // Rep. 6/9/80, Sandia Natl. lab. Environ. Res. Div. 1980. P. 31.
73. *Reed J. W.* Air pressure waves from Mount St. Helens eruptions // J.G.R. 1987. V92. P.11979-11992.
74. *Sterwart K.* Air waves from a volcanic explosion // Meter. Mag. 1959. No 88. p.1 - 3.
75. *Tahira M. A.* Study of the Infrasonic Wave in the Atmosphere Multi-pi pen Line Microphone for Infrasonic Observation // I. Meteorol. Soc. of Iapan. 1981. v 59. No 4. p. 477 - 486.
76. *Tanaka K., Kasahara M., Hori S.* Research on Akita-Komage-take (II)-Focal depth of explosion earthquakes // Sci. Rep. Toh. Univ. Ser. V. Geop. 1974. V5. N 1. P. 9-18.
77. *Tolentino B.S.* On the seismological aspect of the 1970-1971 eruption of volcano Akila-Kamadake, Northern Honcho, Iapan // Bul. Int.Inst. Seismol and Eearth. Eng. 1973. v 10. P. 51- 66.
78. *Woulff G., McGetchin T.R.* Acoustic noise from volcanoes: theory and experiment // Geophys. I. R. astr. Soc. 1976. 45. P. 601 - 616
79. *Wilson R.C., Forbes B.R.* Infrasonic waves from Alaskin volcanic Eruptions // I.G.R. 1983. V.74. No 18. P.4511 - 4522.