

**КАБАРДИНО-БАЛКАРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. Х.М.БЕРБЕКОВА**

УДК 550.3

№ госрегистрации 01200905654

УТВЕРЖДАЮ

Ректор

д.т.н., проф. Карамурзов Б.С.

« » _____ 2010 г.

**ОТЧЕТ
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ
по теме:**

Исследование геодинамических процессов в зоне возникновения
ожидаемых землетрясений на Северном Кавказе с использованием уникальной
установки «Комплексная геофизическая информационно-измерительная система
Кабардино-Балкарского государственного университета
им. Х.М. Бербекова (КГФИИС КБГУ)»
(промежуточный)

Государственный контракт от «08» июня 2009 г. № 02.518.11.7155
Шифр «2009-07-1.8-00-05-050»

по этапу №3:

«Изучение сейсмического процесса в районе Эльбрусского вулканического
центра»

Проректор по научно-
исследовательской работе
и информатизации

_____ А.П.Савинцев

Руководитель темы

_____ Л.Е. Собисевич

Нальчик 2010

СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Руководитель темы		Л.Е. Собисевич
Заведующий учебно-научной лабораторией		(Введение, главы 1- 5,
Прикладной геофизики КБГУ, д.т.н.,	15.04.10	заклучение)
профессор		
Исполнители темы:		
Заведующий учебно-научной лабораторией		О.В. Руденко
Волновых процессов в слоистых средах,	15.04.10	(Главы 1-5)
д.ф.-м.н., профессор, академик РАН		
Ведущий инженер учебно-научной		А.Л. Собисевич
лаборатории Волновых процессов в	15.04.10	(Главы 1-5)
слоистых средах, д.ф.-м.н.		
Ведущий научный сотрудник		Ю.П. Масуренков
УНИИД КБГУ, д.г.-м.н.	15.04.10	(главы 1-5,
		заклучение)
Доцент кафедры Чрезвычайных ситуаций,		Сердюков И.И.
к.п.н.	15.04.10	(Главы 2,5)
Заведующий кафедрой Чрезвычайных		А.В. Шевченко
ситуаций, к.т.н., профессор	15.04.10	(Главы 1-5)
Ведущий инженер учебно-научной		А.М. Гангапшев
лаборатории Волновых процессов в		(Главы 2,5)
слоистых средах, к.ф.-м.н.	15.04.10	
Ведущий инженер учебно-научной		Т.Л. Шугунов
лаборатории Геодинамики, к.ф.-м.н.	15.04.10	(Глава 2,5)
Доцент кафедры Геофизики и экологии,		М.М. Шогенова
к.ф.-м.н., доцент	15.04.10	(Глава 2)
Доцент кафедры Геофизики и экологии,		С.Б. Балкарова
к.ф.-м.н., доцент	15.04.10	(Глава 2)

Аспирант кафедры Чрезвычайных ситуаций	15.04.10	Р.Р. Каширгова (Главы 1-5)
Аспирант кафедры Чрезвычайных ситуаций	15.04.10	З.И. Дударов (Глава 2,5)
Аспирант кафедры Чрезвычайных ситуаций	15.04.10	С.М. Долов (Глава 2,5)
Аспирант кафедры Чрезвычайных ситуаций	15.04.10	Э.Х. Алиев (Глава 5)
Аспирант кафедры Чрезвычайных ситуаций	15.04.10	Машуков А.С. (Глава 2,5)
Студент 3 курса Физического факультета КБГУ	15.04.10	М.Г. Рекс (Глава 5)
Студент 2 курса Магистратуры Физического факультета КБГУ	15.04.10	Э.Р. Казиева (Глава 5)
Нормоконтролер	15.04.10	Е.А. Кольченко

Реферат

Отчет 222 с., 116 рис., 10 табл., 209 источников.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ, ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЙКИ, ФЛЮИДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, МАГМАТИЧЕСКАЯ КАМЕРА, МАГМАТИЧЕСКИЙ ОЧАГ, ПОТОКИ ВЕЩЕСТВА И ЭНЕРГИИ, КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Цель настоящих исследований – наметить пути построения и постараться создать феноменологическую теорию подготовки тектонического землетрясения и тем самым конструктивно показать; что многие из существующих сегодня трудностей преодолимы, и что процесс подготовки конкретного землетрясения как некоторого явления в земной коре проливает свет и на свойства самой земной коры в естественном залегании.

Перед крупными землетрясениями в зоне формирования будущего очага и на удалении удастся наблюдать «аномальные» геофизические возмущения разной природы (гравитационные, сейсмические, электромагнитные и др.), которые трактуются как предвестники готовящегося сейсмического события (землетрясения). В ряде случаев многие из наблюдающихся аномальных геофизических явлений фиксируются аппаратными комплексами на значительных удалениях от формирующейся эпицентральной зоны.

Основное число землетрясений реализуются через разрушение горных пород, начиная с разрушения пород в очаговой зоне. Поэтому в задаче прогноза первостепенное значение отводится изучению процессов подготовки разрушения и мониторинга. При изучении процессов разрушения образцов различных материалов в лабораторных условиях, а также анализ разрушения крупномасштабных природных образований при землетрясениях выявлены общие закономерности.

Некоторые геофизические поля могут испытывать влияние процессов раскрытия микротрещин. В частности, естественно ожидать увеличение газовой и

флюидной проницаемости областей земной коры, в которых происходит этот процесс. Поэтому удастся наблюдать изменения уровней грунтовых вод, увеличение интенсивности газовых потоков, изменения электрического сопротивления и ряд других возмущений на этапе подготовки сейсмического события. Разуплотнение пород за счет увеличения суммарного объема трещин в свою очередь обуславливает появление локальных аномалий гравитационного и электрического полей там, где поле локальных тектонических напряжений вызывает активизацию процесса трещинообразования.

При изучении различных горных пород, слагающих верхнюю часть литосферы, обращает на себя внимание их неоднородность – породы сложены из разномасштабных отдельностей, которые зачастую отличаются по химическому составу и обладают различными физическими свойствами. Внимательное изучение структуры отдельностей (блоков) показывает, что они пронизаны по всему объему системами трещин. Это настолько характерная особенность реальной геологической среды, что не учитывать ее просто невозможно. И тем не менее, при описании подобных структур геофизики до сих пор опираются в основном на представления классической геомеханики, которая оперирует в основном со сплошной средой.

Согласно современным представлениям реальная неоднородная геофизическая среда может быть представлена с приемлемой для практики точностью некоторой модельной структурой, которая обладает такими же реакциями на внешние воздействия.

Локализация очагов землетрясений в зонах разломов, указывает на то, что именно раздробленность, кусковатость горной породы, наличие в ней большого количества трещин и флюидов, превращает геологическую среду в своеобразную гетерогенную структуру и является одним из условий повышения энергетического потенциала среды в некотором ограниченном объеме литосферы, что в свою очередь приводит к возникновению предрасположенности такого региона к сейсмической активности.

Освобождение упругой энергии в разломно-блоковой среде происходит в момент преодоления сил трения именно в местах взаимных контактов отдельных блоков, в структуре которых удастся выделить дилатансные образования, которые способны накапливать электростатические заряды и затем взаимодействовать между собой на этапе развития сейсмического события. Эти взаимодействия, как показывают данные натурных наблюдений, и определяют условия генерации, и уровни излучаемых геофизических полей в зоне подготовки будущей сейсмической катастрофы (землетрясения).

Есть все основания полагать, что здесь основная роль должна быть отведена резонансным особенностям геологической среды вместе подготовке и развития данного сейсмического события.

В настоящее время на северном Кавказе функционируют четыре полномасштабных геофизических лаборатории, которые вошли в состав Северокавказской геофизической обсерватории.

Получаемые в результате наблюдений экспериментальные данные позволяют исследовать тонкую структуру характерных волновых форм разномасштабных возмущений (потенциальных предвестников), выделенных при анализе отдельных сейсмических событий, которые произошли в районе Эльбрусской вулканической области.

В настоящее время планируется создание специализированных алгоритмов и программ, которые позволят автоматизировать этот процесс. Однако, участие ученого-исследователя в работах по анализу тонкой структуры геомагнитной и сейсмической информации, остается обязательным. Дело в том, что получение уникальных научных результатов, связано не только с анализом данных натурального эксперимента, но этот процесс требует одновременно изучать и геолого-геофизические особенности региона. Установлено, что глубины залегания очага и ряд других геологических особенностей могут явиться определяющими. В процессе изучения этих сложных явлений желательно учесть, по возможности, все основные особенности строения региона и его геологических отдельностей, участвующих прямым или косвенным образом в формировании

образа аномального возмущения на всех этапах развития, включая: подготовительный период, момент удара и после сейсмического события.

Согласно современным представлениям размеры магматических очагов вулканов центрального типа должны трансформироваться во времени. Это определяется в первую очередь изменением во времени расхода мантийной магмы в течение жизни вулканического центра [С.А. Федотов и др., 1991]. Многочисленные наблюдения позволили выявить интересную особенность: в большинстве встречающихся случаев расход магмы постепенно затухает. В начальной стадии развития вулканического центра и его магматической системы происходит плавление пород коры вокруг питающего канала и рост очагов. Затем устанавливается равновесие между потоком тепла, приносимого глубинной магмой, и потерями тепла через стенки магматических очагов и каналов. В этой стадии магматические очаги имеют весьма устойчивые и максимальные размеры, характерные для этого периода жизни вулкана. Затем при уменьшении расхода магмы начинается медленное остывание очагов, кристаллизация находящегося в них расплава и сокращение размеров остывающих магматических камер и очагов [С.А. Федотов и др., 1991].

Характерные для вулканической деятельности выбросы газов и других продуктов приводят к генерации акустических волн в широком диапазоне частот, в том числе и ударных волн в окрестности кратера. Акустические волны распространяются на значительные расстояния, поэтому исследование особенностей генерации и распространения таких волн может способствовать развитию дистанционных методов наблюдения за вулканической активностью, а также прогнозировать сценарии развития извержения.

Обычно вулканическое извержение представляется нам в виде огромных туч пепла, застилающих небо до горизонта, либо потоков жидкой лавы, сжигающей все на своем пути. Однако есть тихие вулканы, из жерла которых, как паста из тюрбики, выдавливается очень вязкая, почти закристаллизовавшаяся магма. Такие извержения называют экструзивными, а их продукты - экструзивными, или лавовыми, куполами.

Казалось бы, подобные извержения не представляют никакой опасности для населения и поэтому их изучение и мониторинг носит чисто академический интерес. Однако это не так. Немногим более 100 лет назад медленный рост лавового купола вулкана Монтань-Пеле на о. Мартиника в Карибском море прервался мощным направленным взрывом, породившим раскаленную лавину, скатившуюся со склона со скоростью более 60 км/ч. Город Сен-Пьер был разрушен в считанные минуты. Из 30 тыс. жителей уцелели только двое. Одного из них спасли толстые стены местной тюрьмы.

Горячие лавины, образующиеся при обрушении лавовых куполов, называются пирокластическими потоками. Они несут огромное количество раздробленного материала, от тонкого пепла до фрагментов размером с дом. Такие потоки сопровождают практически все экструзивные извержения, пополняя ежегодно список их жертв. Иногда обрушившийся купол обнажает подводящий канал вулкана, в котором под большим давлением находится относительно подвижная, газонасыщенная магма. Тогда извержение переходит во взрывную (эксплозивную) стадию, скорость продуктов и зона поражения возрастают на порядки. Например, на вулкане Безымянный на Камчатке в 1956 г. после нескольких месяцев роста купола произошло одно из крупнейших эксплозивных извержений прошлого века, в результате которого было выброшено около 4 км³ раздробленного материала. Подобная смена режимов наблюдалась на вулканах Шивелуч на Камчатке, Маунт Сент Хеленс (США), Маунт Унзен (Япония), Мерапи (Индонезия) и многих других. Именно поэтому изучение и мониторинг активных лавовых куполов - одна из приоритетных задач современной вулканологии. В наше время происходит активный рост куполов на вулканах Шивелуч и Безымянный, Маунт Сент Хеленс, Сантьягито в Гватемале, Суффриер Хиллз на о.Монтсеррат в Карибском море и некоторых других.

Оценки скоростей современных тектонических движений отдельных точек на территории Северного Кавказа, включая вулканическую постройку Эльбруса, было проведено по данным Северо-Кавказской региональной сети стационарных станций наблюдения спутников GPS/ГЛОНАСС. Получены ряды режимных

наблюдений спутников GPS/ГЛОНАСС на действующих стационарных станциях Северо-Кавказской региональной сети: «Терскол», район вулканической постройки, код станции TRSK), «Кисловодск» (код станции KISL) и «Владикавказ» (код станции VLAD). Станции TRSK и KISL включены в Государственную службу времени, частоты и определения параметров вращения Земли (ГСВЧ).

В процессе выполнения проекта выполнен анализ современного выноса тепла углекислыми источниками Приэльбрусья, что отражает активное состояние магматических структур. Показано, что среди тепловых аномалий Северного Кавказа на первый план выступает район Эльбрусского вулканического центра, так как Эльбрус является действующим вулканом в состоянии покоя.

При продолжении натурных наблюдений проводились работы по расширению измерительной базы Северокавказской геофизической обсерватории. В составе УСУ КГФИИС произведена установка комплекса геофизических приборов на базе новой лаборатории, развернутой участниками проекта в верховьях Кубани. Таким образом, продолжены работы по наращиванию сети станций на различном удалении от вулканической постройки Эльбруса - вероятного эпицентра геодинамических событий в регионе. В настоящее время идет отладка всего информационно-измерительного комплекса с целью осуществления непрерывного мониторинга геофизических процессов в регионе.

Дальнейшее расширение фронта научных работ по проблеме в целом и развитии соответствующего программного продукта открывает широкие возможности для обеспечения прогнозирования не только времени, но и места будущего катастрофического события с известной среднеквадратической ошибкой.

Содержание

Введение	13
Глава 1 Продолжение мониторинга тонкой структуры геомагнитного и сейсмического полей приборами КГФИИС КБГУ	19
1.1 Общие сведения о предвестниках сейсмических катастроф	21
1.2 Условия формирования аномальных возмущений разной физической природы на этапе подготовки и развития сильного сейсмического события	22
1.3 Разломно-блоковые структуры и сильные сейсмические события: анализ суматро-адаманского и других цунамигенных землетрясений в районе Индонезии	24
Глава 2 Изучение сейсмического процесса в районе Эльбрусского вулканического центра с целью выделения вулканических дрожаний и построение технологии прогнозирования вулканической активности изучаемого вулкана в период подготовки извержения и на этапе извержения	52
2.1 Вулканические извержения	53
2.2 Вулканы центрального типа. Развитие дилатансных образований в теле вулканической постройки	56
2.2.1 Особенности строения вулканов центрального типа: формирование магматических образований, резонансные дилатансные структуры	57
2.2.2 Процессы дилатансии, вызываемые заглубленными структурами в теле вулканической постройки	68
2.2.3 Результаты математического моделирования	72
2.2.4 Результаты натурных экспериментов с применением специализированных приборов и экспериментальных технологий	76
2.3 Генерация инфразвука на этапе извержения вулкана	83
2.4 О роли натурных наблюдений за поведением вулкана	93
2.5 Результаты микросейсмических наблюдений в штольне Баксанской нейтринной обсерватории	113

Глава 3 Поиск путей построения и выработка требований к аппаратуре, обеспечивающей выделение прогностической геомагнитной информации в широком частотном диапазоне. Внедрение концепции модернизации УСУ.....	118
3.1 Поиск путей построения нового поколения геомагнитных прогностических систем.....	118
3.1.1 Методика и результаты эталонирования наклономеров.....	139
3.2 Пути совершенствования магнитовариационных информационно-измерительных систем.....	148
3.2.1 Назначение информационно-измерительной системы: магнитная локация источников аномальных УНЧ электромагнитных возмущений, возникающих в сейсмоактивных зонах перед сильными землетрясениями.....	149
Глава 4 Изготовление рабочего макета станции, обеспечивающей выделение прогностической геомагнитной информации и проверка его работоспособности в составе КГФИИС КБГУ. Проведение работ по обеспечению единства и достоверности измерений.....	153
4.1 Сейсмичность в районе Ключевской группы вулканов.....	154
4.2 Отражение активного состояния магматических структур в районе Эльбрусского вулканического центра.....	157
4.3 Основные характеристики нового геофизического комплекса, создаваемого на базе станции GI-MTS-1	169
4.4 Назначение геофизического комплекса	169
4.5 Состав разрабатываемого геофизического комплекса GI-MTS-1	170
4.6 назначение и работа отдельных частей комплекса GI-MTS-1	171
4.6.1 Блок магнитных датчиков MS	171
4.6.2 Цифровой регистратор MTS-R для записи и хранения магнитных, теллурических и сейсмических данных	173
4.6.2.1 Назначение	173
4.6.2.2 Состав	174
4.6.2.3 Описание модулей устройства Mts-R.....	176
4.6.2.4 Режимы работы.....	179

4.6.2.5 Спецификация.....	179
4.6.3 Блок аналоговых фильтров AF.....	180
4.7 Установка, настройка и включение комплекса GI-MTS-1	181
Глава 5 Организация и проведение комплексной геолого-геофизической экспедиции в ряде сейсмоопасных районов Северного Кавказа, включая район Большого Сочи.....	184
Заключение.....	194
Список использованных источников.....	204

Введение

Человечество всегда испытывало страх перед землетрясениями и извержениями вулканов: ведь по существу, как на суше, так и на дне в океане это самые грозные природные явления. К тому же у сильных подводных землетрясений и извержений имеется весьма опасный спутник — цунами.

В давние времена землетрясения и извержения вулканов считались божественным проявлением. Например, у древних римлян бог морей Посейдон отвечал за все землетрясения, которые объяснялись движением воды под землей. Заметим, что сегодня мы не очень далеки от такой постановки проблемы.

По мере развития цивилизации изменялись и представления об этих грозных подземных силах. Люди пытались их предсказать. Три тысячелетия назад в Китае был сделан первый сейсмометр, определявший направление прихода сейсмических волн. Постепенно развивались представления о существовании какого-то периода созревания сейсмического события, его подготовки и протекания. До нас дошли сведения, что еще в 373 г. до н. э. перед землетрясением наблюдались световые эффекты. И сегодня многие наблюдают этот природный феномен перед сильными сейсмическими событиями, не пытаясь объяснить его до конца.

Нельзя не отметить, что М.В. Ломоносов в своих работах (например, в работе «О слоях земных» (1759 год)) развивал достаточно ясные представления о сейсмическом процессе и связывал движения отдельностей земной коры и землетрясения в единый процесс.

Однако становление науки о землетрясениях в ее настоящем виде произошло лишь в конце XIX — начале XX веков. Б. Кото, развивая идеи Дж. Милина в связи с землетрясением Мино-Овари 28 октября 1891 г. в Японии, писал следующее: «Внезапные поднятия, опускания и горизонтальные сдвиги больших участков местности, происходящие при катастрофических землетрясениях, обычно считают скорее следствием, чем причиной подземных сотрясений; но, по моему мнению, можно с уверенностью утверждать, что

внезапное образование большого разлома Не было действительной причиной великого землетрясения».

Человек и сейчас испытывает постоянную незащищенность перед силами природы: извержениями вулканов, землетрясениями, ураганами, цунами. В истории цивилизации известны примеры, когда крупные природные катастрофы сопровождались глубокими социальными потрясениями; гибли цивилизации, разваливались века, создаваемые империи.

Подготовка тектонического землетрясения по сравнению с самим актом землетрясения представляет собой длительный процесс, проявляющийся в предвестниках. Этот процесс может быть зафиксирован современными приборами и направленно ведет к познанию его отдельных этапов. Интерес к процессу подготовки землетрясения понятен - именно наличие такого этапа определяет, в частности, принципиальную возможность прогноза сейсмических событий.

Монографическая литература, посвященная изучению подготовительного этапа, обширна. Если провести ее анализ, то можно выделить пять основных фигурирующих разделов:

- фактический материал по предвестникам;
- статистическая обработка натурных наблюдений специализированные лабораторные эксперименты;
- развитие моделей подготовки разномасштабных сейсмических событий с выходом на долгосрочный (годы), среднесрочный (месяцы) и краткосрочный (дни, часы) прогноз.

В наше время, несмотря на постоянное развитие специализированных геофизических информационно-измерительных наземных и спутниковых систем, средств связи и возможностей эвакуации населения из опасных регионов, предотвращение катастрофических последствий природных катаклизмов остаётся не решённой до конца проблемой. Более того, отмечается постоянный рост материального ущерба от природных катастроф, свидетельствующий о возрастающей зависимости современного общества от состояния окружающей

среды и от наших знаний о путях развития грядущих геофизических и техногенных катастроф.

В Европейской части России в этом отношении особую опасность представляет Северный Кавказ, где наблюдается активизация вулкана Эльбрус, регулярно происходят землетрясения и катастрофические события гравитационного происхождения (оползни, сели, обвалы, снежные лавины). На нашей памяти сель, сошедший в Баксанском ущелье летом 2000 года. Он уничтожил центральную часть города Тырнауз. Человеческие жертвы, не подлежащие восстановлению жилые здания – всё это результат действия необузданной стихии.

Многие годы геофизики ведут целенаправленные теоретические и экспериментальные исследования по поиску надежных предвестников разномасштабных геофизических катастроф с целью использования их при прогнозе землетрясений. Сегодня известно большое число предвестников различной физической природы. Одни из них характеризуют процессы в геофизической среде, происходящие перед подготовкой сильных землетрясений, другие появляются и перед слабыми сейсмическими событиями. Так, перед сильными землетрясениями удается в ряде случаев наблюдать аномалии наиболее характерных геофизических полей.

В первую очередь, это – геофизические поля, связанные с деформацией земной коры, сопровождающиеся различного рода сейсмическими волновыми явлениями, флюктуации электромагнитных полей, проявление местных гравитационных аномалий, динамика флюидов и др.

Подробную информацию об этих предвестниках можно найти в известных работах российских ученых, и в первую очередь, в работе члена-корреспондента РАН Г.А. Соболева [Г.А. Соболев, 1992].

К сожалению, многие предвестники с трудом выделяются на фоне естественных шумов. Они мозаично расположены на поверхности Земли и, что самое главное, по-разному развиваются в различных сейсмоактивных регионах

нашей планеты. Однако, характеризуя проблему в целом, необходимо отметить, что в последние годы в этой области достигнут определенный прогресс.

В первую очередь здесь хочется выделить работы математиков и геофизиков научной школы, которую создал и многие годы возглавлял крупный российский ученый, академик РАН Алексеев А.С. Изучая проблему достоверности прогноза катастрофических землетрясений, ученые и сегодня успешно развивают новую физико-математическую модель интегрального предвестника готовящейся геофизической катастрофы. Данная модель достаточно информативно отражает процесс подготовки землетрясения во времени: интегральный предвестник определяется на основе решения совмещенных обратных задач для соответствующих геофизических полей (смещений и деформаций, электропроводности, аномалии гравитационного поля и т.д.). Установлено, что одним из основных достоинств обобщенного предвестника является его интегрирующее содержание, свободное от рассогласования показаний предвестников различной физической природы [А.С. Алексеев, 1999]. Однако, как показывают наши экспериментальные исследования, проведенные в последние годы на базе Северокавказской геофизической обсерватории, и эта модель нуждается в уточнении.

В настоящее время работы по поиску надежных предвестников землетрясений остаются одной из самых актуальных проблем геофизики. Число их все время возрастает. В связи с развитием новых технологий появились и новые методы исследования условий развития сейсмических и вулканических событий, такие как, наблюдения на спутниках, наблюдение за поведением GPS сигнала и другие. В их числе и электромагнитные методы, составляющие основу отдельного класса предвестников, являются быстро развивающейся областью науки, связанной с описанием процесса подготовки крупного сейсмического события. Электромагнитные и УНЧ геомагнитные явления в последнее время рассматриваются как весьма обещающий кандидат в задачи, связанных с краткосрочным прогнозом землетрясений. Уже накоплено множество доказательств наличия сейсмoeлектромагнитных явлений в широком диапазоне

частот от УНЧ до ВЧ, отражающих процессы подготовки катастрофических землетрясений. Интерес к таким исследованиям, которые осуществляются как на поверхности Земли, так и в космосе, определяется в первую очередь возможностью практического применения наблюдаемых эффектов (различного рода аномальных возмущений в геофизических полях) для определения места и времени будущего землетрясения.

На первом этапе выполнения настоящего проекта авторам отчета удалось выделить новый класс УНЧ геомагнитных сигналов, которые отражают условия подготовки сильного землетрясения за долго до сейсмического удара. Эти данные получены в результате создания специализированной аппаратурной базы в составе Северокавказской геофизической обсерватории и проводимого на ее основе мониторинга тонкой структуры геомагнитного и сейсмического полей приборными комплексами КГФИИС КБГУ. Уже решены некоторые задачи ретроспективного прогноза места и силы землетрясения по зафиксированным предвестникам перед сильными землетрясениями, которые произошли в различных регионах нашей планеты. Если принять во внимание погрешности измерений при обработке фактического материала, то можно признать, что вычисленные параметры практически точно совпали с таковыми для реальных землетрясений.

Следует отметить, что такое согласие даже для авторов настоящего проекта оказалось неожиданным. Второе цунамигенное землетрясение в районе Индонезии (о. Суматра) нам удалось спрогнозировать с точностью до 5 часов 24 минут.

В целом же проведенный аппаратурный анализ реальных геофизических задач прогноза крупных геофизических и вулканических катастроф поставил множество новых проблем, требующих скорейшего разрешения. Получаемые в режиме реального времени данные натурных наблюдений, отражающих структуру геофизических полей в районе Эльбрусской вулканической области, несут богатую информацию о динамических процессах в литосфере региона. Подобного материала ранее не было, и в этой связи он представляет важный этап

на пути построения нового поколения специализированных информационно - измерительных систем в масштабах Северокавказской геофизической обсерватории.

Именно полученные новые экспериментальные результаты и выполненный на первом этапе глубокий анализ комплексной геолого-геофизической информации позволил с научной точки зрения подойти к обоснованию концепции по модернизации УСУ и сформулировать требования к дооснащению специализированным оборудованием УСУ КГФИИС КБГУ в рамках разработки Программы развития УСУ на 2009-2010 годы. Сегодня положительное решение этой важной проблемы задерживается в виду отсутствия достаточного финансирования.

Научным коллективом подготовлены проекты специализированных приборов и созданы макеты отдельных узлов новых информационно-измерительных систем, которые уже частично развернуты в верховьях реки Кубань, Республика Карачаево –Черкессия, где развернуты работы по созданию уникальной по своим характеристикам лаборатории № 4. Научный коллектив надеется, что после завершения всех пуско-наладочных работ, лаборатория №4 будет включена в состав Северокавказской геофизической обсерватории. Кроме того, начаты работы по развертыванию отдельной лаборатории в районе г. Сочи.

Глава 1 Продолжение мониторинга тонкой структуры геомагнитного и сейсмического полей приборами КГФИИС КБГУ

XX век стал веком интенсивного развития сейсмологии. Условия развития какой-либо отрасли знаний в немалой степени определяется темпом накопления эмпирических сведений об изучаемом объекте. Основной объект исследования в сейсмологии - сильные землетрясения - относительно редкие события, неподдающиеся надежному и содержательному лабораторному моделированию.

В сейсмологии можно выделить три направления, связанных с изучением землетрясений:

- а) первое - сейсмологический анализ происходящих землетрясений, включая вопросы распространения сейсмических волн в литосфере;
- б) второе - регистрация и анализ предшествующих землетрясению аномальных природных явлений (предвестников);
- в) третье - изучение возможности прогнозирования тектонического землетрясения.

В первом направлении исследователь имеет дело почти исключительно с проявлением геофизических процессов в геосферах. Уже созданы надежные приборы для фиксации быстропротекающих геодинамических и электромагнитных явлений: изучаются гидрогеологические предвестники проявления флюидной активности.

Здесь в первую очередь следует отметить, что к началу XXI века на Земле уже сформированы и функционируют разветвленные сети сейсмических станций, которые поставляют богатый экспериментальный материал. Теоретическая база для этого была создана значительно раньше. Примером тому поверхностные волны. Так Дж. У. Рэлеем, были впервые экспериментально предсказаны поверхностные волны, которые затем были выделены сейсмологами. Теории дилатантных трещиноватых структур, точечных и пространственных излучателей, распространения упругих волн послужили хорошей основой для создания различных моделей очага сильных и слабых сейсмических событий.

Математическая статистика и теория вероятности, вместе с огромным эмпирическим материалом о положении очагов землетрясений, в свою очередь, определили широкое поле для сейсмического районирования, исследования сейсмического режима и вероятностного прогноза, а изучение афтершокового процесса позволило лучше понять устройство очаговой области. В свою очередь форшоки явились одним из типов краткосрочных предвестников землетрясения.

Второе и третье направления в развитии работ на базе Северокавказской обсерватории несравненно более сложно, чем первое. Его основной темой является фиксация и анализ предвестников сильных сейсмических событий. Но предвестники проявляются в довольно разнообразных физических полях, и поэтому исследования с самого начала должны проводиться комплексно. Если очаг даже катастрофического землетрясения «работает» не более минуты, то предвестники проявляются в течение месяцев и лет перед землетрясением.

Амплитуда предвестников невелика, что создает не только определенные трудности для выделения предвестников сигнала из хода фоновых вариаций, но и чрезвычайно повышает вероятность случайных и «непреднамеренных» ошибок. В результате многократно возрастают трудности не только экспериментального обнаружения и классификации предвестников, но и создания соответствующих информационно-измерительных систем.

По сравнению с теорией очага теория подготовки тектонического землетрясения не имеет столь основательной теоретической базы, поскольку до сих пор, отсутствуют достаточно ясные представления о сложных геофизических процессах в литосфере на этапе подготовки землетрясения. Отсутствие развитой теории подготовки, по существу являющейся теорией предвестников, вызывала и вызывает трудности в идентификации предвестников.

Цель настоящих исследований – наметить пути построения и постараться создать феноменологическую теорию подготовки тектонического землетрясения и тем самым конструктивно показать; что многие из существующих сегодня трудностей преодолимы, и что процесс подготовки конкретного землетрясения

как некоторого явления в земной коре проливает свет и на свойства самой земной коры в естественном залегании.

1.1 Общие сведения о предвестниках сейсмических катастроф

Перед крупными землетрясениями в зоне формирования будущего очага и на удалении удастся наблюдать «аномальные» геофизические возмущения разной природы (гравитационные, сейсмические, электромагнитные и др.), которые трактуются как предвестники готовящегося сейсмического события (землетрясения). В ряде случаев многие из наблюдающихся аномальных геофизических явлений фиксируются аппаратными комплексами на значительных удалениях от формирующейся эпицентральной зоны. Установлено, что эти аномалии проявляют себя во времени и пространстве весьма сложным образом [Мячкин, Костров и др., 1972; Г.А. Соболев, 1978; Mei Shirong, 1992 и др.], формируя в районе эпицентральной зоны сложные полевые структуры [А.С. Алексеев, Б.М. Глинский и др., 2008].

Начиная со второй половины прошлого столетия, российские геофизики ведут активное изучение наблюдаемых аномальных возмущений, трактуемых как предвестники землетрясений. Результаты этих наблюдений достаточно подробно отражены в обобщающей публикации А.Я. Сидорина [А.Я. Сидорин, 1992]. Китайские сейсмологи, уделяющие достаточно внимания комплексному мониторингу структуры геофизических полей разной природы, возникающих при подготовке и развитии крупных сейсмических событий ($M \geq 6$), отмечают [Zhang Guomin, Zhang Zhaocheng, 1992], что не все наблюдаемые наведенные полевые структуры можно рассматривать как предвестники землетрясений. Здесь требуется избирательный подход, в основе которого должны лежать многоплановые экспериментальные наблюдения, объединенные в единый научный блок.

1.2 Условия формирования аномальных возмущений разной физической природы на этапе подготовки и развития сильного сейсмического события

Основное число землетрясений реализуются через разрушение горных пород, начиная с разрушения пород в очаговой зоне. Поэтому в задаче прогноза первостепенное значение отводится изучению процессов подготовки разрушения и мониторинга. При изучении процессов разрушения образцов различных материалов в лабораторных условиях, а также анализ разрушения крупномасштабных природных образований при землетрясениях выявлены общие закономерности. Здесь, прежде всего, следует выделить поэтапный характер развития процесса во времени. В работах С.Н. Журкова и его коллег из Физико-Технического Института РАН в Санкт-Петербурге установлен ряд кинетических законов и представлений о процессе разрушения [С.Н. Журков, 1968; С.Н. Журков, В.С. Куксенко, Петров, 1973], которые близки к современным представлениям ученых Института физики Земли РАН о схеме разрушения крупномасштабных геологических структур на этапе подготовки землетрясения. Так в работе Г.А. Соболева сформулированы три закономерности, имеющие ключевое значение в решении отдельного класса задач, связанных с проблемой изучения предвестников и прогнозом землетрясений [Г.А. Соболев, 1978]:

1. Представление о развитии системы трещин в области подготовки очага землетрясений в результате роста объемной плотности числа микротрещин, через стадии укрупнения размеров трещин и уменьшения их числа до образования магистральных разрывов.

2. Закономерность ступенчатого перехода размеров трещин от мелких к более крупным, при достижении мелкими некоторого критического числа, соответственно концентрационному критерию С.Н. Журкова [С.Н. Журков, 1968]

$$K^* = \frac{N^{-\frac{1}{3}}}{L},$$

где N - число трещин размера L , K^* - критическое среднее расстояние между трещинами в единицах средней длины трещин, а $N^{-\frac{1}{3}}$ объемная концентрация трещин.

При уменьшении среднего расстояния ниже критического происходит резкая перестройка всей системы трещин с увеличением средних размеров трещин в некоторой геометрической пропорции и уменьшением средней объемной их концентрации. При этом трещины приобретают тенденцию локализоваться в области будущего макроразрыва. Эти закономерности универсальны для любого масштабного уровня и для любого режима нагружения.

3. Перестройка системы трещин проявляется в изменении некоторых характеристик среды в созревающем очаге, а также в образовании аномалий ряда геофизических полей. В частности, концентрация процесса трещинообразования может выражаться в пространственно - временном изменении режима сейсмичности для слабых землетрясений, в изменении механизма очагов предшествующих микроземлетрясений, в появлении анизотропии свойств пород в будущем очаге. Последнее наиболее четко проявляется в образовании аномалий величин скоростей отношений распространения продольных и поперечных сейсмических волн перед крупными землетрясениями [И.Л. Нерсесов, Семенов, 1971].

Некоторые геофизические поля могут испытывать влияние процессов раскрытия микротрещин. В частности, естественно ожидать увеличение газовой и флюидной проницаемости областей земной коры, в которых происходит этот процесс. Поэтому удастся наблюдать изменения уровней грунтовых вод, увеличение интенсивности газовых потоков, изменения электрического сопротивления и ряд других возмущений на этапе подготовки сейсмического события. Разуплотнение пород за счет увеличения суммарного объема трещин в свою очередь обуславливает появление локальных аномалий гравитационного и электрического полей там, где поле локальных тектонических напряжений вызывает активизацию процесса трещинообразования.

Анализ поля напряжений в районах подготовки землетрясений [Miao Liangtian, 1993; Wang Chunhua, Liao Sugiong, 1996] и результаты численного моделирования условий возникновения зон «дилатансии» позволяют допускать возможность образования трещин некоторого масштабного уровня на расстояниях 200 - 300 км от очага будущего землетрясения.

Таким образом, выбор функции плотности трещин в качестве меры подготовки разрушения имеет ряд достоинств, благодаря участию этой физической меры в формулировке всех трех основных закономерностей. Однако на современном этапе такой подход не является исчерпывающим. Ниже будет показано, что требуется еще и учет реальной флюидной активности в зоне готовящегося сейсмического события.

1.3 Разломно-блоковые структуры и сильные сейсмические события: анализ суматро-адаманского и других цунамигенных землетрясений в районе Индонезии

При изучении различных горных пород, слагающих верхнюю часть литосферы, обращает на себя внимание их неоднородность – породы сложены из разномасштабных отдельностей, которые зачастую отличаются по химическому составу и обладают различными физическими свойствами. Внимательное изучение структуры отдельностей (блоков) показывает, что они пронизаны по всему объему системами трещин. Это настолько характерная особенность реальной геологической среды, что не учитывать ее просто невозможно. И, тем не менее, при описании подобных структур геофизики до сих пор опираются в основном на представления классической геомеханики, которая оперирует в основном со сплошной средой.

Согласно современным представлениям реальная неоднородная геофизическая среда может быть представлена с приемлемой для практики точностью некоторой модельной структурой, которая обладает такими же реакциями на внешние воздействия. Условием применимости такого подхода

является удовлетворение некоторым требованиям, в числе которых и необходимость выполнения соотношения вида $\lambda \ll L \ll \ell$, где ℓ – изучаемый масштаб задачи, L – характерный размер неоднородности, а λ – длина волны акустического возмущения. Если величины λ и L одного порядка, то осреднение не приводит к эффективному решению, если же $L \sim \ell$, то неприменимы дифференциальные соотношения, к которым сводится решаемая задача [М.А. Садовский и др., 1987].

Впервые проблема, связанная с необходимостью учета блоковых иерархических свойств геофизической среды, была поставлена и детально проанализирована в работах ученых СССР академиком М.А. Садовским [1979] и его учениками [М.А. Садовский и др., 1982; 1983; 1987]. Было установлено, что в геологических структурах – в любом объекте некоторого масштаба ℓ – обязательно имеют место границы раздела, на которых существенно меняются свойства среды.

Границы расчленяют объект на структурные элементы меньшего размера, которые сами подразделены на еще меньшие элементы, и т. д.

Независимо от того, какой масштаб элементарного объема среды L выбран, в нем всегда можно выделить границы, разделяющие этот элемент на отдельные блоки, напряженное состояние которых может различаться столь существенно, что осреднение напряжений становится уже неэффективным [М.А. Садовский и др., 1987].

При решении динамических задач геофизики, когда рассматривается собственные или вынужденные движение геофизической среды и действующие на нее силы меняются во времени, к чисто геометрическому условию эффективности осреднения вида $\lambda \ll L \ll \ell$ требуется добавить еще одно условие. Это условие связывает характерное время анализируемого процесса T и выбранный характерный размер L элементарного объема, $\delta V = L^3$.

Условие вытекает из того факта, что при выводе уравнений движения сплошной среды, являющихся континуальным аналогом закона Ньютона для движения материальной точки, в неявной форме предполагается, что

равнодействующая всех сил, действующих по поверхности выделенного элементарного объема δV , приложена к его центру масс.

Такое допущение справедливо в той мере, в какой время τ распространения акустического возмущения по объему δV может считаться весьма малым по сравнению с T – характерным временем задачи (временем распространения акустического возмущения по всему объему V), т. е. должно быть выполнено условие $\tau \ll T$.

Время τ можно оценить по скорости распространения возмущений, грубо говоря, по величине скорости звука в среде c соотношением вида $\tau \sim L/c$. Отсюда вытекает, что линейный размер элементарного объема, по которому производится осреднение свойств неоднородной в действительности среды, должен удовлетворять неравенству вида $L/c = (\delta V)^{1/3}/c \ll T$.

Для периодического процесса с характерной круговой частотой $\omega = 2\pi/T$ условие $\tau \ll T$ принимает вид $L\omega \ll c$. Очевидно, что с повышением частоты акустического возмущения величина c/ω должна непрерывно уменьшаться, поскольку скорость звука c есть физический параметр геофизической среды, обычно слабо зависящий от выбранного размера L элементарного объема. Естественной границей снизу является средний размер неоднородности, который соизмерим с длиной волны λ , так как при $\lambda\omega \approx c$ процедура осреднения механических свойств не дает эффекта.

В самом начале становления Северокавказской геофизической обсерватории, когда измерения проводились только в одной лаборатории, расположенной на 15 пикете штольни Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН, произошло крупнейшее цунамигенное Суматро-Адаманское землетрясение. Первые записи магнитных сигналов относятся к июню 2004 г. Не имея на тот период достаточного опыта обработки получаемой информации, это цунамигенное землетрясение выпало из числа, рассматриваемых нами событий. Однако, по мере накопления экспериментального материала по цунамигенным сейсмическим событиям заинтересованность в изучении УНЧ геомагнитных

возмущений перед Суматро-Адаманским землетрясением, заставила нас вернуться и проанализировать экспериментальные данные того периода.

В первых научных публикациях об этом событии сообщалось, что подводное землетрясение в Индийском океане, произошедшее 26 декабря 2004 года в 00:58:53 UTC (07:58:53 по местному времени) стало причиной цунами, признанного самым смертоносным стихийным бедствием в современной истории сейсмических катастроф. Высота волны достигала 50 метров (рисунок 1). Магнитуда землетрясения по разным оценкам составляла от 9,1 до 9,3, это одно из трех самых сильных землетрясений за всю историю инструментальных сейсмических наблюдений.

Катастрофическое землетрясение 26 декабря 2004 года произошло на западном побережье северной Суматры, Индонезия. В процессе развития этого сейсмического события отмечена целая череда землетрясений, возникших вдоль одного тектонического разлома. Первый толчок потряс северную часть острова Суматра, затем по цепочке толчки фиксировались до Никобарских и Андаманских островов. От них в разные стороны разошлась мощная приливная волна. Стена воды высотой до 10 метров обрушилась на побережье Шри-Ланки, Индии, Индонезии, Таиланда, Малайзии. Землетрясение сопровождалось многочисленными афтершоками.

С 1900 года зарегистрированными землетрясениями с сопоставимой силой были Большое Чилийское землетрясение 1960 года (магнитуда 9,3 – 9,5), Большое Аляскинское землетрясение в заливе Айси-бэй (9,2) и землетрясение в 1952 году возле южного берега Камчатки (9,0). Каждое из этих землетрясений также повлекло за собой цунами (в Тихом океане), но погибших было значительно меньше.

Общее количество погибших в зоне Суматро-Адаманского землетрясения оценивается примерно в 235 тысяч человек, десятки тысяч пропали без вести, более чем миллион человек остались без крыши над головой. На рисунке 2 желтым обозначены районы на побережье Индийского океана подвергшиеся удару волн цунами.



Рисунок 1 - Волна, вызванная землетрясением в районе Суматры 26.12.2004
(Фото с веб-сайта «Катастрофы и катаклизмы» (<http://katastrofa.ru>)).



Рисунок 2 - Цунамигенное землетрясение в районе Суматры 26.12.2004
(Википедия, статья «Землетрясение в Индийском океане в 2004 году»,
<http://ru.wikipedia.org/>).

Полная энергия, высвобожденная землетрясением в Индийском океане, оценивается примерно в $2,0 \cdot 10^{18}$ Дж.

Рассмотрим результаты, которые были получены в процессе аппаратного мониторинга этого уникального явления в истории сейсмических

инструментальных наблюдений. Полная запись анализируемого сейсмического события приведена на рисунке 3.

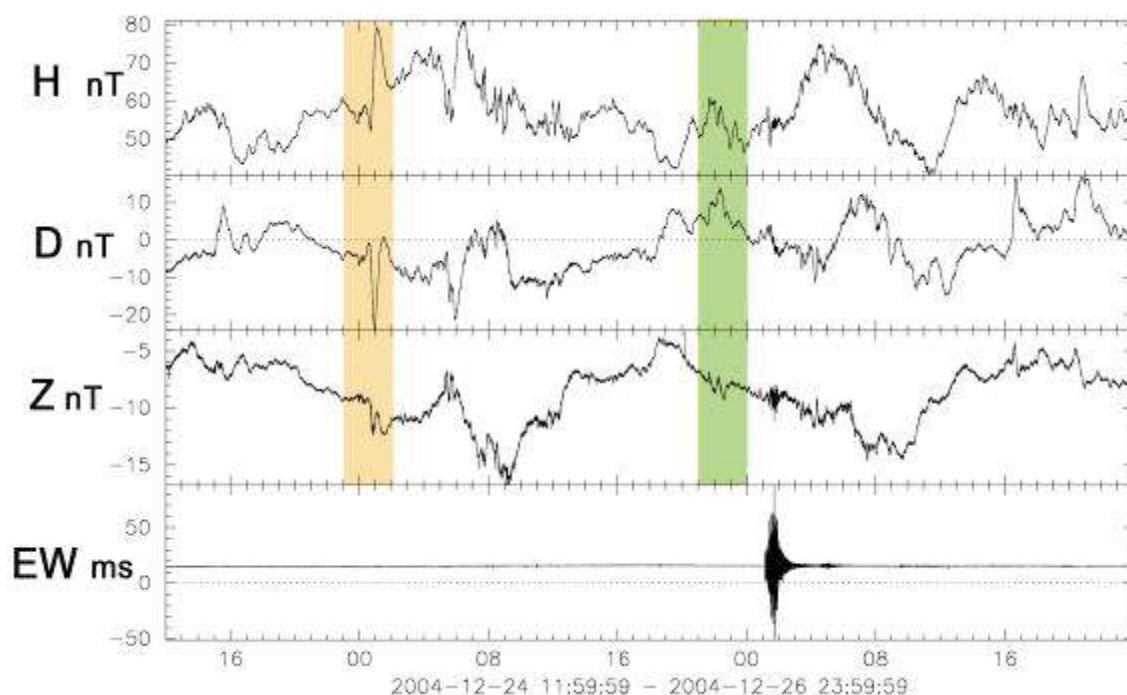


Рисунок 3 - Запись вариаций магнитного поля и наклонов земной поверхности на этапах подготовки и развития землетрясения в районе Суматры 26.12.2004. EW – Показания наклономеров в мс дуги. Наклономер использовался как датчик отражающий момент сейсмического удара и последующее развитие сейсмического процесса.

При анализе получаемых данных принята система координат, приведённая на рисунке 4.

Аномальные квазипериодические геомагнитные возмущения, определяемые структурой образовавшихся токовых систем в зоне подготовки сейсмического события, начали фиксироваться аппаратными методами, начиная от 14 часов 40 минут 24 декабря. Время здесь и далее по тексту мировое.

Структура отдельных геомагнитных возмущений генерируемых, как перед землетрясением, так и в процессе его развития, приведена ниже.

Однако, наиболее четкие аномальные квазипериодические возмущения наблюдались по каналу Z магнитовариационной станции 00,00 часов с 24 на 25 декабря а затем повторялись в процессе развития сейсмического процесса в регионе.

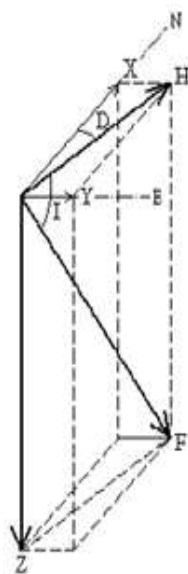


Рисунок 4 - Магнитная система координат.

Н – Уровни вариации горизонтальной составляющей магнитного поля Земли вдоль проекции главного вектора магнитного поля Земли на горизонтальную плоскость в месте расположения магнитовариационной станции (нТл). За положительное принято направленные с юга на север.

D – Уровни вариации горизонтальной составляющей магнитного поля Земли перпендикулярно проекции главного вектора магнитного поля Земли на горизонтальную плоскость в месте расположения магнитовариационной станции (нТл). За положительное принято направленные с запада на восток.

Z – Уровни вариации вертикальной составляющей магнитного поля Земли в месте расположения магнитовариационной станции (нТл). За положительное принято направленные сверху вниз.

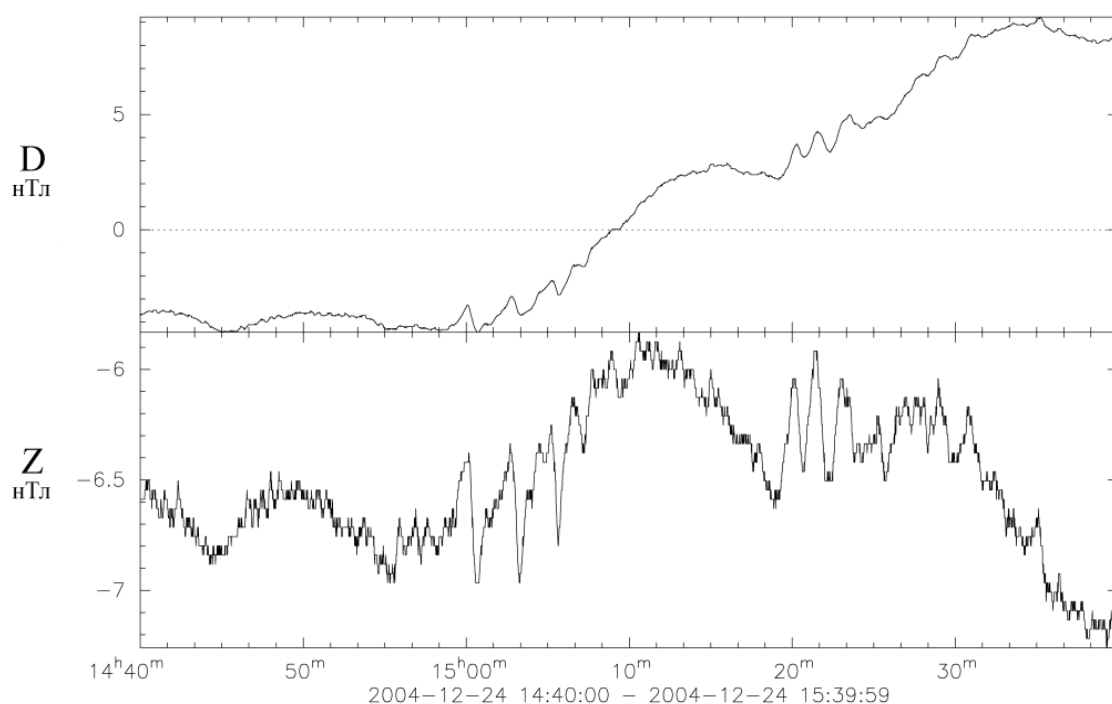


Рисунок 5 - Волновые формы магнитного возмущения перед анализируемым сейсмическим событием, начиная с 14 часов 40 минут до 15 часов 40 минут 24 декабря 2006 года.

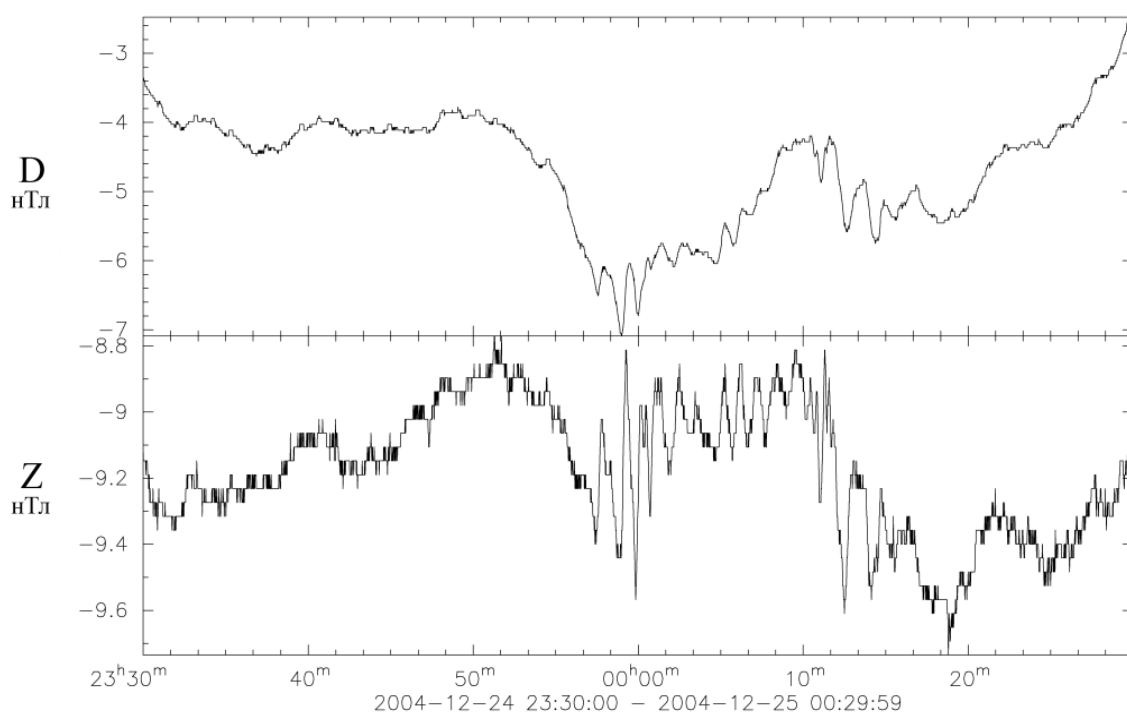


Рисунок 6 - Волновые формы геомагнитного возмущения, выделенные в период от 23 часов 58 минут 24 декабря 2006 года до 00 часов 23 минут 25 декабря 2006 года.

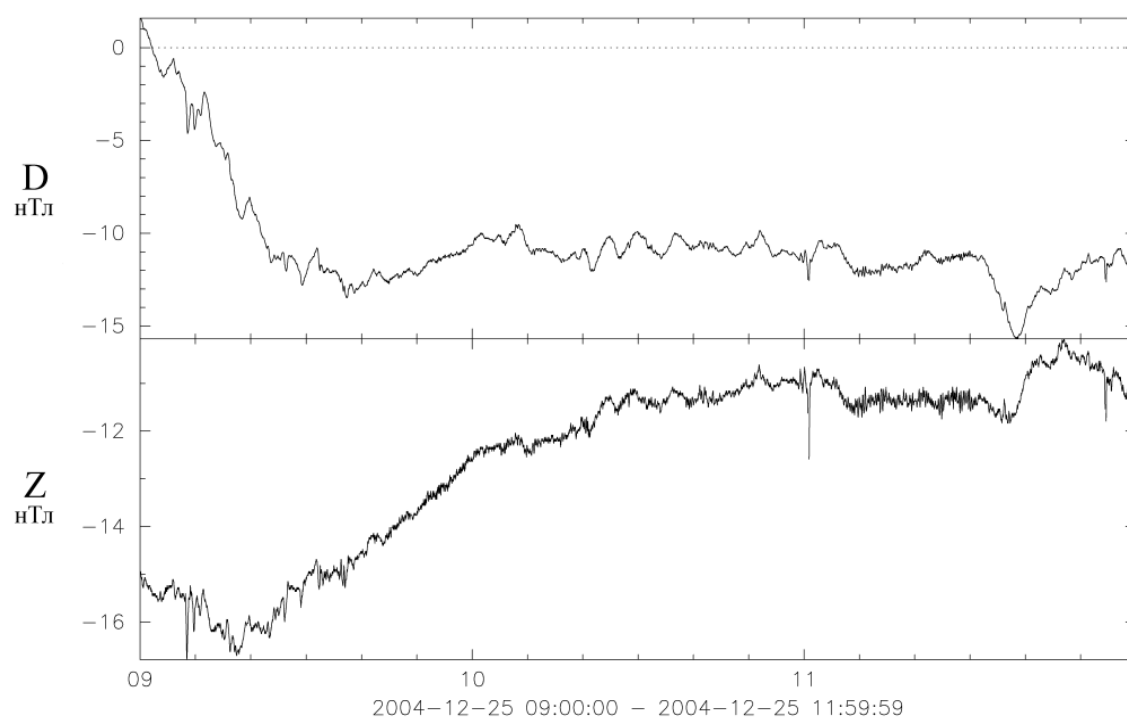


Рисунок 7 - Волновые формы геомагнитного возмущения перед анализируемым сейсмическим событием, выделенные в период от 09 часов 25 декабря 2006 года до 12 часов 25 декабря 2006 года.

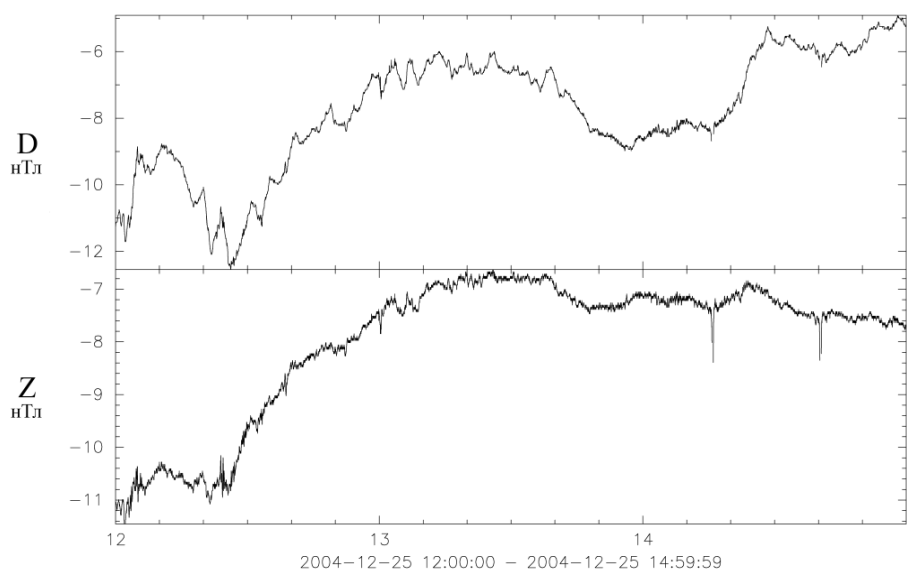


Рисунок 8 - Волновые формы геомагнитного возмущения перед анализируемым сейсмическим событием.

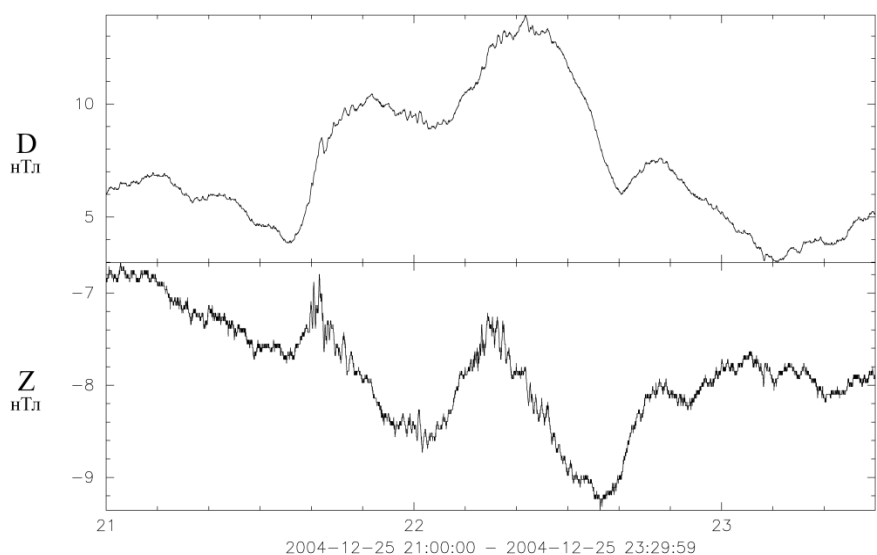


Рисунок 9 - Волновые формы магнитного возмущения непосредственно перед сейсмическим ударом.

Анализируя представленные данные можно заметить, что anomальные квазипериодические возмущения следуют с завидной регулярностью.

Отмечая характерные особенности anomальных геомагнитных возмущений, предваряющих сейсмическое событие такого масштаба, отметим следующее. Анализ записей магнитного вариометра, отражающих магнитную обстановку в регионе и приведенные расшифровки тонкой структуры anomальных квазигармонических геомагнитных возмущений, показывают, что перед

цунамогенным землетрясением было несколько УНЧ геомагнитных пульсаций, которые можно классифицировать как предвестники сильного сейсмического цунамигенного события. При этом хочется обратить внимание на одно важное обстоятельство. Во время протекания анализируемого сейсмического процесса отдельные компоненты аномального геомагнитного возмущения по мере приближения главного удара все больше напоминали квазигармонические сигналы.

После общего обзора зафиксированных магнитограмм перейдем к анализу тонкой структуры наблюдаемых сигналов.

Детальный анализ магнитограмм, представленных выше, позволяет выделить два временных интервала, в которых геомагнитные аномалии проявляются наиболее отчетливо. Эти участки отмечены на рисунке 3 цветом.

С целью изучения тонкой структуры УНЧ геомагнитных возмущений выполним операцию расширения временного диапазона выделенных областей. Эти результаты представлены на рисунке 10. Здесь обращают на себя внимание четкие аномальные волновые формы УНЧ квазигармонических геомагнитных возмущений, полученные по всем каналам магнитовариационной станции во временном интервале от 00:00 до 01:00.

Чтобы составить более полное представление о тонкой структуре сигнала, этот участок записи был подвергнут фильтрации в диапазоне периодов 10 – 300 с. Результаты фильтрации представлены на рисунке 11.

Обращает на себя внимание чёткая квазигармоническая форма УНЧ электромагнитного возмущения, появившегося за сутки до главного сейсмического удара. При этом величина сигнала варьировала от долей нТл до 1 нТл.

Полученный результат даёт основание надеяться, что подобного типа аномальные УНЧ геомагнитные возмущения могут быть использованы в задачах предупреждения цунамигенных катастроф. Это тем более справедливо, что последующие наши экспериментальные работы по затронутой проблеме, которые

будут приведены ниже, подтверждают принципиальную возможность таких практических предложений.

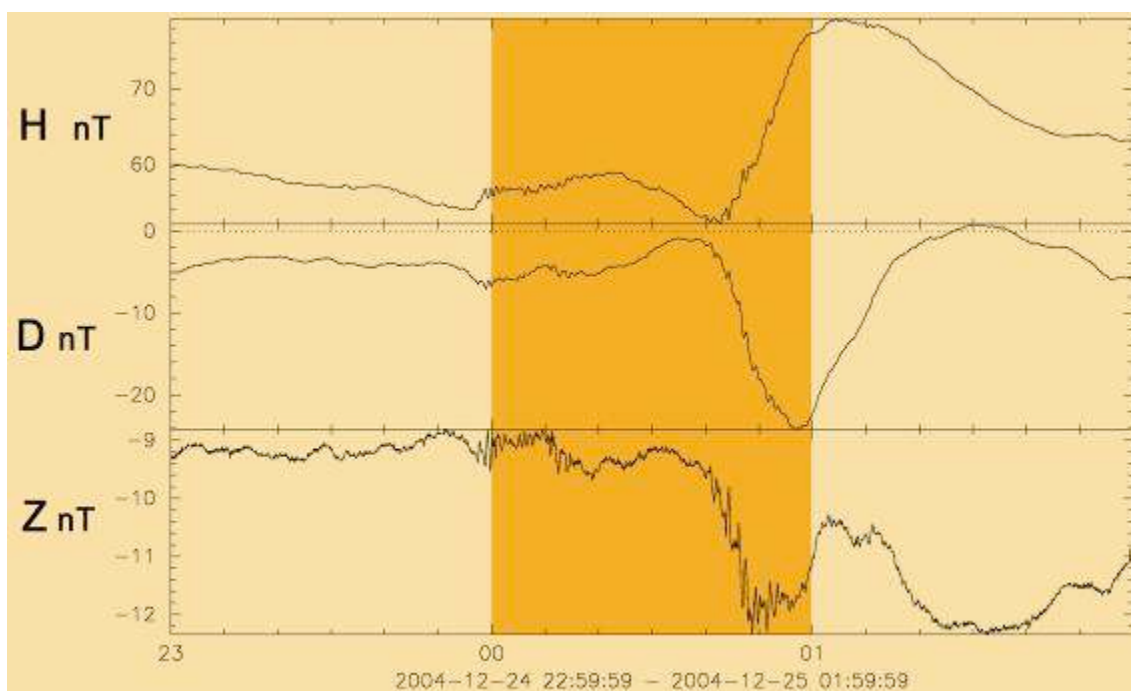


Рисунок 10 - Фрагмент записи вариаций магнитного поля за сутки перед землетрясением в районе Суматры 26.12.2004.

Анализируя полученные результаты, следует обратиться к истории вопроса и напомнить, что впервые подобные геомагнитные возмущения были получены еще в конце 1964 года, когда известный учёный Джордж Мур впервые сообщил о характерных УНЧ магнитных сигналах (предвестниках), которые появились за 2 часа до начала землетрясения [Moore, 1964; Fraser-Smith, 2008]. Изучение этого класса УНЧ геомагнитных возмущений было продолжено в ряде работ [Моргунов, А.Я. Сидорин, 1996; А.В. Гульельми, 2007 и др.].

Аномальные геомагнитные сигналы, предвещающие сильные землетрясения, наблюдались в широком диапазоне частот [В.Г. Бахмутов и др., 1998]. Однако, основные усилия ученых в последние годы были сосредоточены на изучении широкополосных возмущений [Гохберг и др., 1979; 2008].

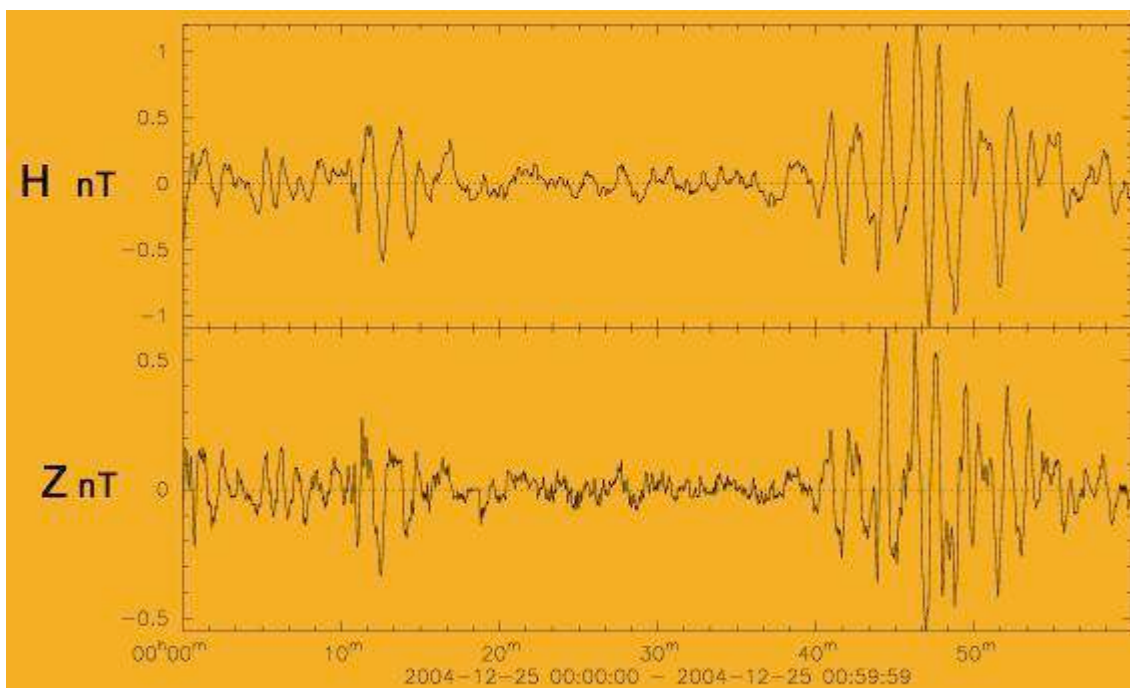


Рисунок 11 - Выделенный фильтрованием квазипериодический сигнал, отражающий структуру геомагнитного возмущения, возникшего за сутки перед землетрясением в районе Суматры 26.12.2004 г.

Из рассмотрения практически выпали квазигармонические составляющие УНЧ диапазона. Этим можно объяснить тот факт, что на протяжении последних пятидесяти лет УНЧ и ОНЧ геомагнитные предвестники периодически обсуждаются, однако полного согласия среди геофизиков относительно возможности их надежного выделения и практического использования до сих пор нет.

В общем плане затронутая проблема имеет давнишнюю историю. Известно, что индуцированные суточные вариации магнитных полей имеют различное происхождение. Еще в 1889 г. Шустер обнаружил, что часть суть суточных вариаций магнитного поля имеет Земное происхождение. Он первым сделал вывод о том, что эта часть обусловлена избыточными токами, индуцированными в проводящей Земле большим внешним полем. В последующем было установлено, что интересен не столько сам факт существования вторичного поля сколько соотношение амплитуд и фаз первичного и вторичного полей. Именно эти величины были положены в основу технологий, которые дали ценную информацию об электропроводности внутренних геосфер и отдельно выделенных неоднородных геологических структур.

Характеризуя УНЧ геомагнитные возмущения, фиксируемые перед сильными сейсмическими событиями, следует принимать во внимание и на то обстоятельство, что очень часто на магнитограммах по всем трем компонентам наблюдаются слабые, почти синусоидальные геомагнитные пульсации ионосферного происхождения. Их отличительной особенностью является синусоидальная форма, обычно хорошо выраженная. Пульсации разделяются на классы в зависимости от степени их регулярности и периода. Те пульсации, у которых амплитуда либо постоянна, либо регулярно меняется, называются Pc (pulsations continuous – регулярные пульсации). Существует другой тип пульсаций, которые напоминают затухающие колебания, причем каждый пакет содержит от 5 до 20 периодов. Такие пульсации относят к типу Pi (irregular – нерегулярный).

В пределах каждого типа пульсации подразделяются в соответствии с их периодами следующим образом [Jacobs et al., 1964; I.A.G.A., 1973]:

$Pc1 = 0,2 - 5 \text{ с}$, $Pi1 = 1 - 40 \text{ с}$,

$Pc2 = 5 - 10 \text{ с}$, $Pi2 = 40 - 150 \text{ с}$,

$Pc3 = 10 - 45 \text{ с}$, $Pi3 = >150 \text{ с}$,

$Pc4 = 45 - 150 \text{ с}$, $Pc5 = 150 - 600 \text{ с}$, $Pc6 \Rightarrow 600 \text{ с}$

Такое деление в известной мере условно, и эти классы в значительной мере перекрываются. Но, очевидно, существует ряд свойств, по которым различаются пульсации, принадлежащие разным классам. Были обнаружены [Saito, 1962] максимумы частоты появления посреди спектральных интервалов, соответствующих Pc3, Pc4 и Pc5, и глубокие провалы вблизи периодов 10, 45 и 150 с.

Следует отметить, что так же как и для всей совокупности геомагнитных вариаций в целом, наблюдается общая тенденция к убыванию амплитуды пульсаций с уменьшением их периодов.

В научной литературе по пульсациям встречаются значительные противоречия. Это неудивительно, если принять во внимание, что период, амплитуда и частота появления, вместе взятые, могут зависеть от уровня

сейсмической и солнечной активности, геомагнитной широты, времени суток, возмущенности геосфер. Так, например, годовая вариация частоты появления Pc3 зависит от фазы солнечного цикла, а суточная вариация Pc5 зависит от широты.

Охарактеризуем кратко основные свойства пульсаций, которые по структуре напоминают аномальные геомагнитные возмущения УНЧ диапазона, наблюдаемые перед сильными землетрясениями. В их числе пульсации типа Pc2, Pc3, Pc4. Хотя эти типы пульсаций обладают рядом характерных отличий, они во многих отношениях выглядят как однородный класс, в пределах которого изменение свойств в зависимости от периода происходит непрерывно. Суточный ход их меняется в зависимости от периода пульсаций следующим образом: Pc2 и Pc4 чаще появляются ночью, а Pc3 – днем. Точнее, пульсации с периодами, не превышающими 18с, редко встречаются днем, а пульсации в диапазоне периодов от 18 до 40с редко встречаются ночью [Saito, 1969].

Период понижается с возрастанием возмущенности. Все три типа имеют более высокие амплитуды на авроральных и субавроральных широтах. Амплитуды меняются от величин порядка 100 пТл (для Pc2) до 5 нТл (для Pc4).

Обычно отмеченные пульсации наблюдаются одновременно на территориях континентального масштаба, но иногда охватывают и целое полушарие. Сообщалось [Orange, Bostick, 1965] о наблюдавшейся высокой степени когерентности на расстояниях порядка тысяч км для пульсаций Pc3 и Pc4. С другой стороны, известны случаи [Raspopov and Lanzerotti, 1976], когда пульсации того же типа были ограничены в широтном направлении интервалом в 150 км.

Сопоставляя имеющиеся данные по пульсациям типа Pc4 с геомагнитными возмущениями УНЧ диапазона, наблюдаемыми перед сильными сейсмическими событиями, следует подчеркнуть, что до сих пор никому не удалось определить, что является первичным: возмущение в ионосфере типа, например, Pc4 или УНЧ геомагнитные возмущения, фиксируемые непосредственно перед сильными землетрясениями.

При развитии сейсмического процесса наблюдается генерация геомагнитных и акустических полей в литосфере. Эти процессы развиваются в готовящейся эпицентральной зоне и возбуждают ионосферу, что и приводит к одновременному появлению пульсациям типа Pc3, Pc4. При этом низкочастотное акустическое излучение, генерируемое приповерхностными дилатантными структурами, распространяется в атмосфере со скоростью звука, в то время как электромагнитные возмущения возбуждают ионосферу практически мгновенно.

Мы не смогли найти в литературе каких-либо данных, которые указывали бы на успешное решение этой задачи. И только анализ представительного объема экспериментальных записей УНЧ геомагнитных волновых возмущений, предваряющих сильные и сейсмические события, убеждает нас в том, что в большинстве случаев первичным является геомагнитный сигнал, генерируемый готовящимся землетрясением.

Заканчивая анализ УНЧ электромагнитных возмущений, зафиксированных нами в период подготовки и развития Суматро-Адаманского землетрясения, приведем тонкую структуру сигнала, полученную за несколько часов до главного удара. Здесь УНЧ волновые геомагнитные возмущения выделены светлым тоном. После фильтрации полезного сигнала в диапазоне 10 – 300 с получаем тонкую структуру УНЧ геомагнитного возмущения, предваряющего главный сейсмический удар. Даже беглого взгляда на полученные волновые формы достаточно, чтобы понять уникальность полученного предвестника. Как по длительности, так и по форме квазипериодических всплесков он отличается от сигналов типа Pc4.

Представляет определенный интерес обратиться к результатам анализа напряженно-деформированного состояния области подготовки Суматранско-Адаманского землетрясения и сопоставить их с данными геомагнитных измерений.

Ученые ИФЗ РАН Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. и Осокина Д.Н. характеризуя проблему, отмечают, что землетрясение произошло на фланге

Зондской сейсмической области, огибающем с запада Суматру, Никобарские и Андаманские острова.

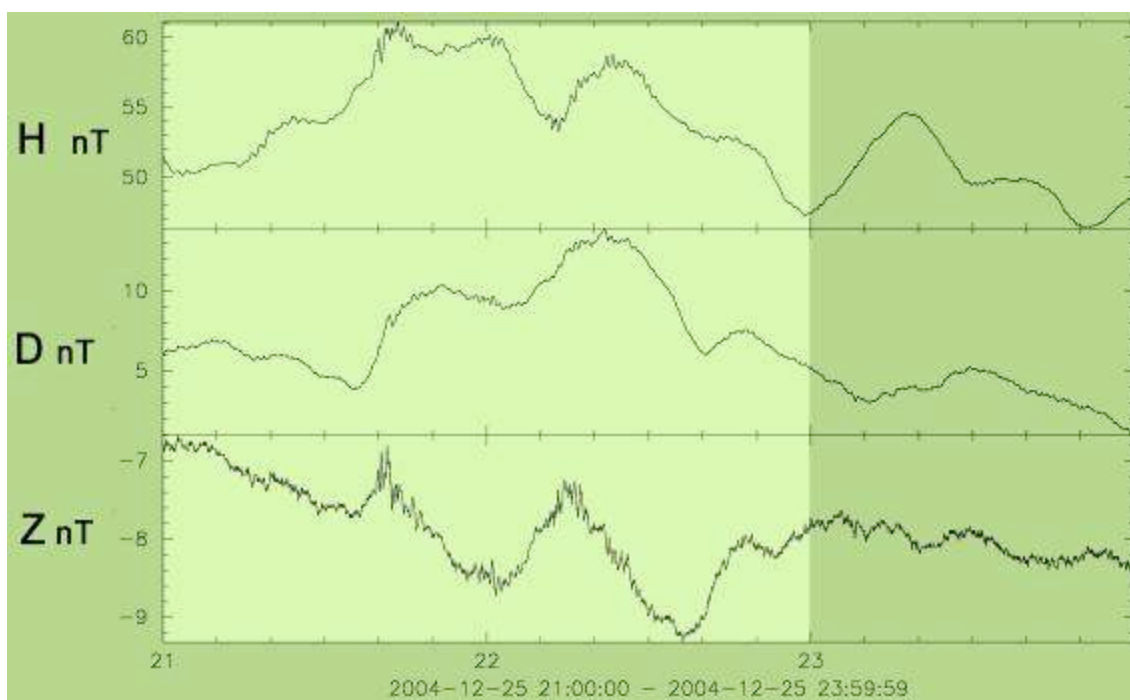


Рисунок 12 - Фрагмент геомагнитного возмущения, зафиксированного непосредственно перед землетрясением в районе Суматры 26.12.2004.

Этот участок Зондской дуги геотектоники определяют как участок косой субдукции, где Индо-Австралийская плита движется на север со скоростью 65 мм в год (азимут 11° с.ш.), а Бирманская плита движется вдоль Андамано-Никобарского и Центрально-Суматранского правосдвиговых разломов на юго-юго-восток.

Механизм очага, по данным сейсмического центра Гарвардского университета, был достаточно типичным для данного участка субдукционной зоны.

Зафиксированная сейсмическими станциями афтершоковая последовательность сейсмических событий в регионе позволяет выделить в качестве очага землетрясений разрыв протяженностью около 1250 км.

Выполненное учеными ИФЗ РАН Ребецким Ю.Л., Марининым А.В. и Осокиной Д.Н моделирование анализируемого сейсмического события указывает, что в качестве разрыва была реализована субпологая нодальная плоскость.

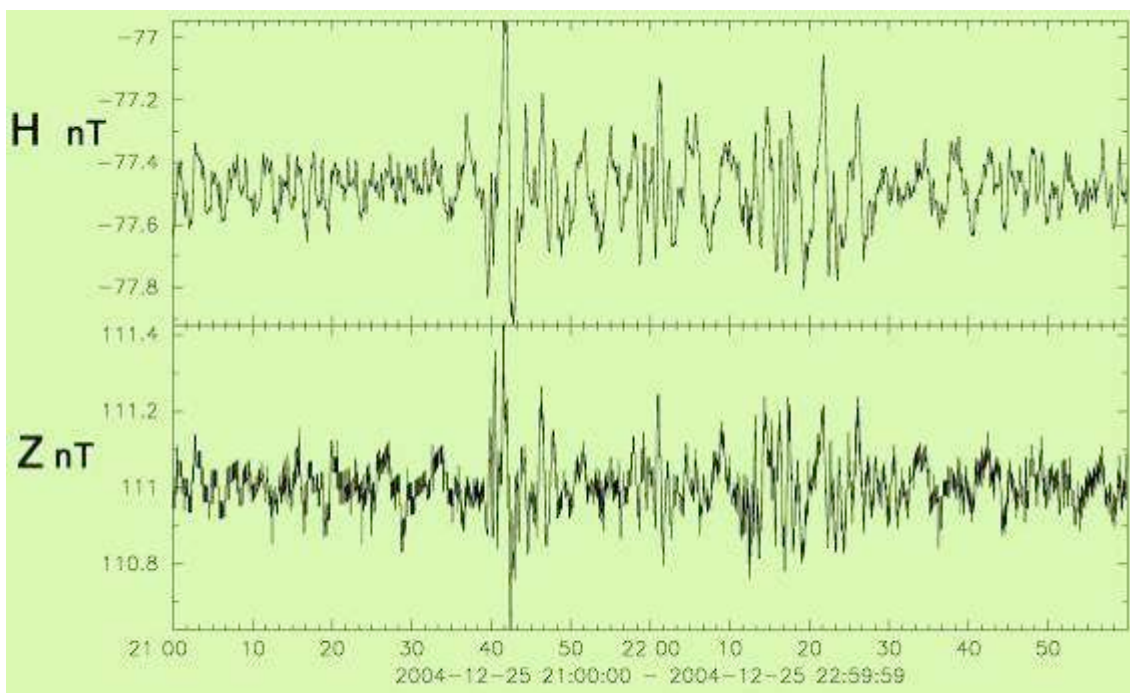


Рисунок 13 - Тонкая структура геомагнитного возмущения перед землетрясением в районе Суматры 26.12.2004.

Землетрясение произошло в сейсмически активном регионе, для которого на основе сейсмологических данных Гарвардского университета был составлен каталог из 265 событий с $4,7 < M_I, < 6,5$, произошедших с 1971 г. по октябрь 2004 г., с глубиной гипоцентров менее 150 км (рисунок 14б). Анализ данных из этого каталога показал возможность осуществить реконструкцию напряжений для двух глубинных диапазонов: условная земная кора 0-60 км (220 событий) и глубинная часть слэба 40-150 км (80 событий). Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Проанализируем ориентацию главных напряжений в земной коре (слой 0-60 км). На рисунке 14 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений. К юго-востоку от начала «вспарывания» разрыва проекции осей алгебраически максимальных и минимальных напряжений на горизонтальную плоскость субнормальны, а промежуточного главного напряжения - параллельны к простиранию оси желоба (рисунок 14а,б). Здесь оси максимального девиаторного сжатия имеют пологий наклон под океаническую литосферную плиту, а оси максимального девиаторного растяжения круто погружены под континентальную плиту.

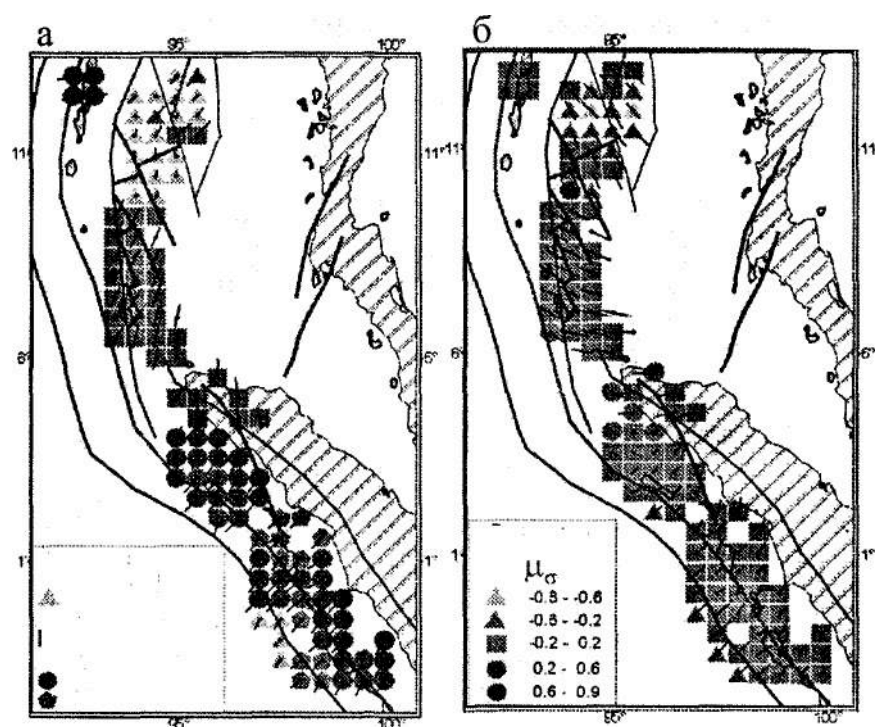


Рисунок 14 - Результаты первого этапа реконструкции для земной коры. Ориентация проекций на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия σ_3 (а), растяжения (б). Тип напряженного состояния (а), вид тензора напряжений - коэффициент Лоде - Надаи (б).

Это типичная субдукционная обстановка, определяемая как обстановка горизонтального сжатия (рисунок 14а), со строго выдержанной субнормальной к простиранию оси желоба ориентацией. Ориентация векторов этих напряжений отвечает направлению действия конвекционных потоков под океанической плитой, которые являются определяющими на этапе развития сложных электростатических явлений в литосфере, которые в конечном итоге могут вызывать разделение электрических зарядов.

Далее по мере продвижения вдоль западного фланга Зондской субдукционной зоны с юга на север происходит последовательная смена режимов напряженного состояния от субдукционного (горизонтальное сжатие) до горизонтального растяжения. Этот процесс по существу должен носить колебательный характер.

Важно отметить, что субдукционный режим напряженного состояния в южной части исследуемого участка дуги практически вплоть до места начала «вспарывания» разрыва формируется в земной коре океанической литосферной плиты. В то время как режим горизонтального растяжения в задуговом бассейне,

сдвиговый режим вдоль западного фланга Бирманской плиты и некоторые участки режима горизонтального сжатия к востоку от северного окончания Суматры формируются в земной коре континентальной литосферы.

Совершенно очевидно, что подобная трансформация напряженного состояния от субдукционного к сдвиговому и раздвиговому (горизонтальное растяжение) определяется движением Бирманской плиты с северо-запада на юго-восток. Именно движение этой плиты определяет правосдвиговую кинематику Андамано-Никобарского и Центрально-Суматранского разломов и определяет особенности режима напряженного и электростатического состояния в отдельных ограниченных структурах континентальной части земной коры, что в свою очередь определяет структуру и электростатическое состояния зон дилатансии в целом.

Рассматривая механизм деформирования континентальной коры вдоль западного фланга Бирманской плиты отметим следующее. Анализ смены ориентации главных осей напряжений на участке от начала «вспарывания» разрыва до сейсмофокальной области задугового бассейна показывает, что она достаточно хорошо соответствует наблюдаемой ориентации осей главных напряжений вблизи трещины сдвига, которая является определяющей при формировании токовых систем в земной коре.

На рисунке 15 показаны траектории осей напряжений максимального и минимального сжатия, действующие в горизонтальной плоскости исследуемого участка Зондской дуги, а на врезке рисунка 15 - траектории этих напряжений, отвечающие теоретическому решению задачи теории упругости для трещины сдвига.

Полученные результаты показывают, что Андамано-Никобарский разрыв и северный участок Центрально-Суматранского разрыва следует рассматривать как активную на современном этапе сдвиговую структуру, возмущающую поле тектонических напряжений исследуемого участка Зондской дуги (на рисунке 15 активные участки этих разломов даны утолщенными линиями) и являющуюся

определяющей при генерации аномальных УНЧ геомагнитных возмущений, которые мы трактуем как предвестники цунамигенного землетрясения.

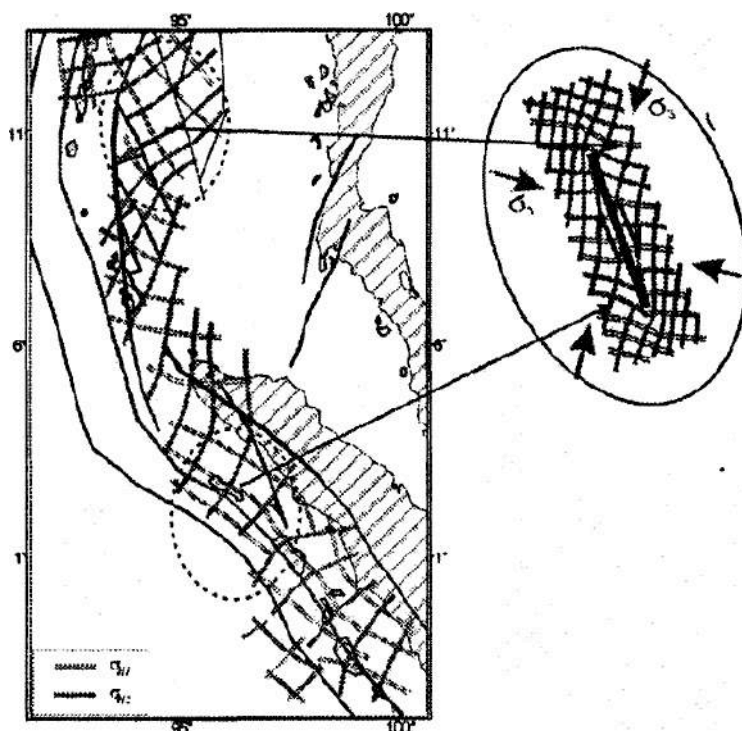


Рисунок 15 - Траектории максимальных и минимальных сжимающих напряжений, действующих в земной коре в горизонтальном направлении. На врезке траектории главных напряжений, отвечающие теоретическому решению задачи о трещине сдвига.

Концевыми частями этой сдвиговой структуры являются северо-восточный участок задугового бассейна, и область вблизи начала «вспарывания» главного разрыва.

Таким образом, факт возникновения сильного землетрясения в области высокого градиента напряжений заставляет пересмотреть существующие на сегодняшний день взгляды на процесс подготовки сильного землетрясения, в которых доминируют представления о повышении интенсивности напряжений во всей области будущего землетрясения до предельных значений. Можно предположить, что именно наличие близко расположенных областей высоких и низких напряжений является одним из определяющих факторов развития землетрясений, разделения электрических зарядов и появление токовых систем. Энергия землетрясений при этом резко превышает уровень энергии основных сильных событий сейсмоактивных участков земной коры. В результате мощной

электризации указанных областей, которые могут быть смоделированы структурами дилатансного типа, появляются условия способствующие генерации геомагнитных предвестников.

Итак, сегодня есть все основания полагать, что взаимодействие заряженных областей в зонах разномасштабных разрывов и на прилегающих участках геологической среды вызывает генерацию токовых систем, которые ответственны за появление рассмотренных выше аномальных геомагнитных возмущений на всех этапах подготовки и протекания анализируемого сейсмического процесса.

Таким образом, анализ геодинамической обстановки на этапе подготовки и развития Суматро-Адаманского землетрясения и данные магнитовариационной станции лаборатории № 1 Северокавказской геофизической обсерватории, позволили выявить представительный класс квазипериодических УНЧ геомагнитных возмущений перед сильными цунамигенными сейсмическими событиями. Эти возмущения формировались в пределах готовящейся эпицентральной зоны, а их величина в районе расположения геофизических информационно-измерительных систем колебалась в пределах 0,5 – 1,2 нТл.

Дальнейшее изучение этого класса электромагнитных возмущений и создание новых технологий оперативного анализа, поступающей информации позволит (при одновременном использовании других прогностических признаков сильных сейсмических событий в океане) выйти на технологию краткосрочного прогноза цунамигенных землетрясений.

Теперь перейдем к анализу другого сильного сейсмического события, которое произошло в районе Северной Суматры 06 апреля 2010 года, Индонезия.

Согласно данным геофизической службы РАН параметры землетрясения были следующие:

date= 06-Апр-2010 22:15:00.0
lat= 2,32 lon= 97,2
depth= 33km
ms: 7,8/29 mb: 6,8/33
KIV 22:25:28.5



Обращаясь к приведенной магнитограмме, сразу отметим, что аномальные геомагнитные УНЧ возмущения проявились здесь в полной мере. Более отчетливо они проявляются в случае, когда запись профильтрована в заданном диапазоне.

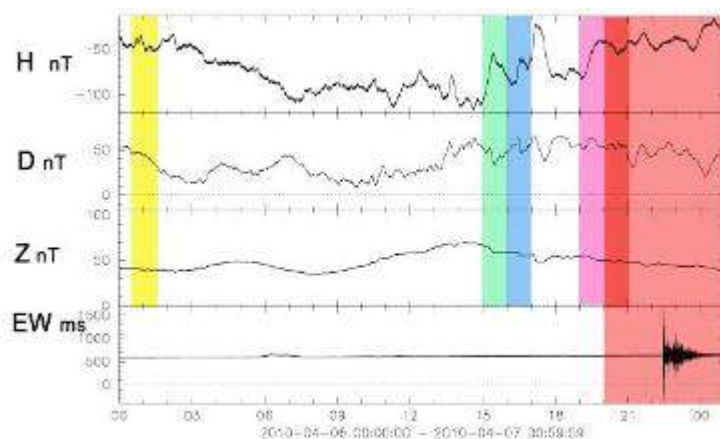


Рисунок 16 - Землетрясение в районе Северной Суматры 06 апреля 2010 года. Показания накломера в направлении запад-восток и вариации магнитного поля Земли. Цветом выделены анализируемые участки магнитограммы.

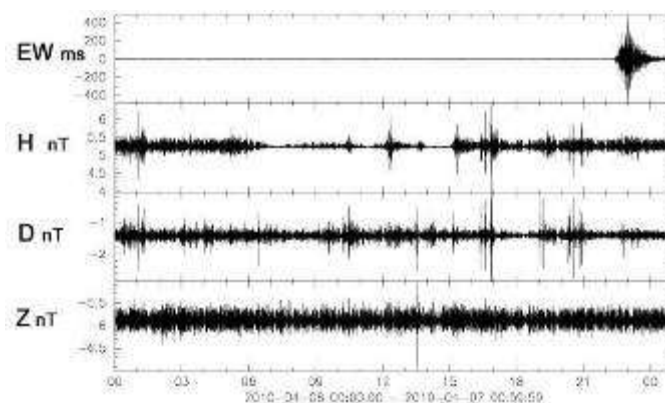


Рисунок 17 - Показания накломера в направлении запад-восток и вариации магнитного поля Земли, подвергнутые фильтрации в диапазоне 20 – 100 секунд.

Анализируя УНЧ геомагнитные возмущения за 22 часа перед землетрясением (рисунок 18) отметим, что они отчетливо выделяются и имеют явно выраженную квазигармоническую структуру.

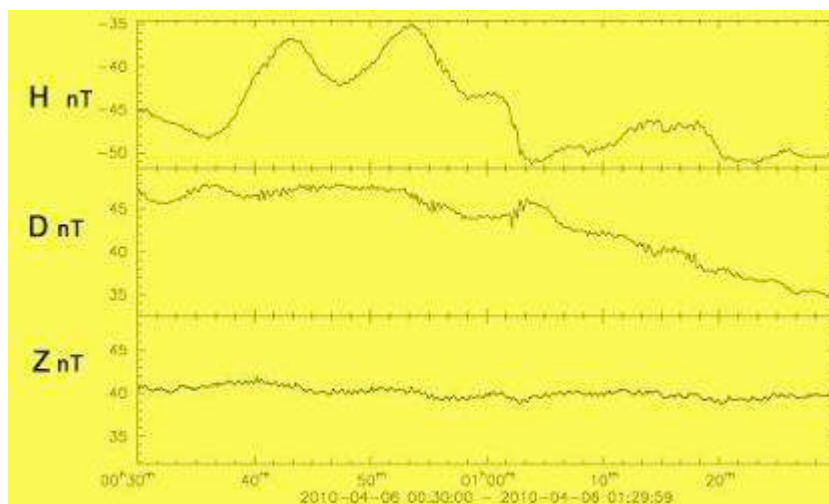


Рисунок 18 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 22 часа до анализируемого сейсмического события.

Причем их длительности и следующие друг за другом пакеты отражают спонтанную природу токовых систем, генерируемых электростатически неустойчивыми дилатансными образованиями, реально существующими в разломно-блоковых отдельностях на этапе подготовки сейсмического события.

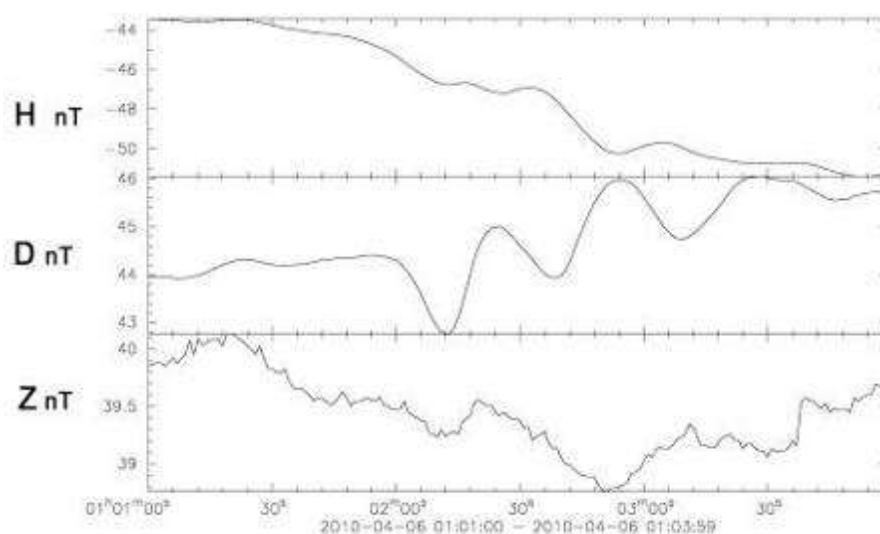


Рисунок 19 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 22 часа в увеличенном масштабе с периодом ~ 30 секунд.

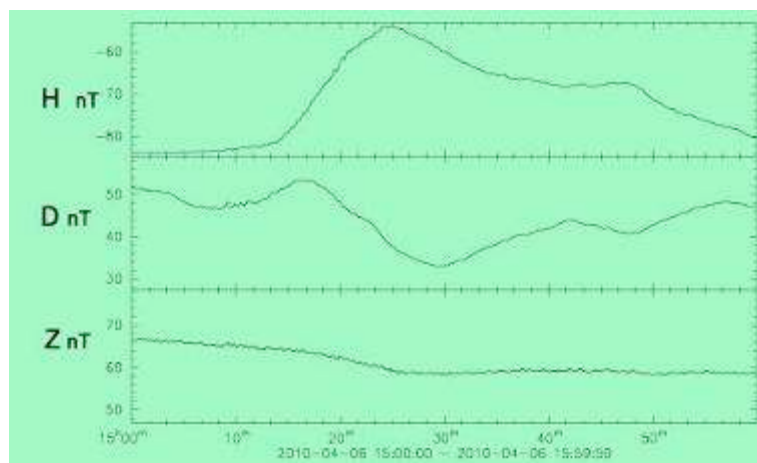


Рисунок 20 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 7 часов до сейсмического удара.

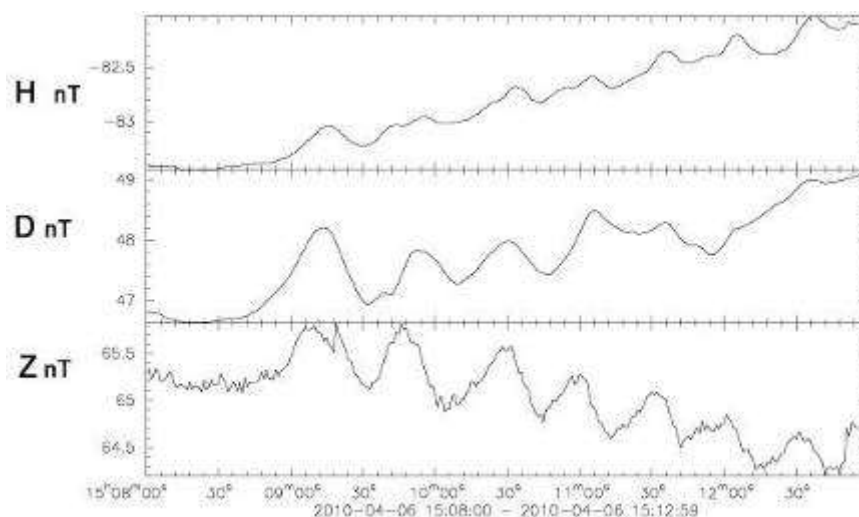


Рисунок 21 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 7 часов в увеличенном масштабе с периодом ~ 35 секунд.

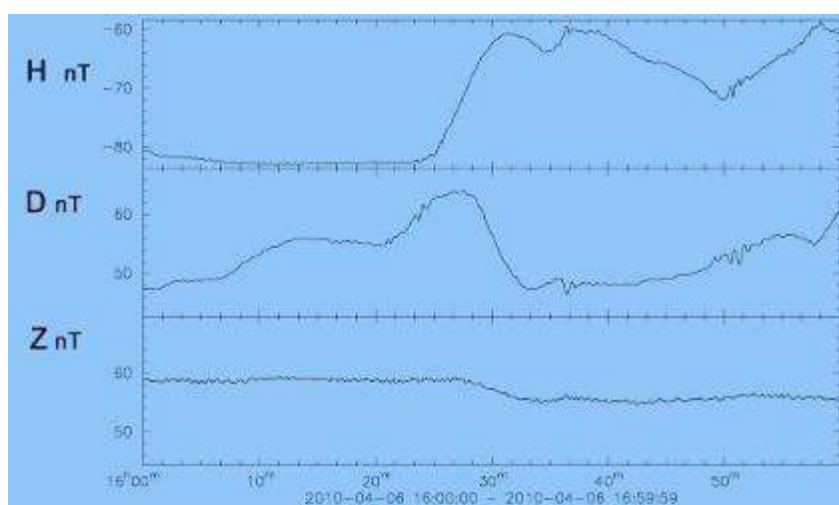


Рисунок 22 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 6 часов до сейсмического удара.

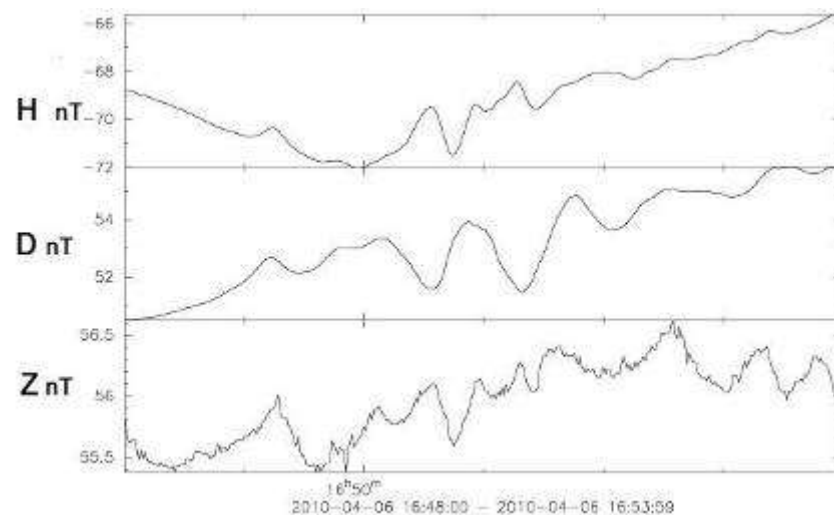


Рисунок 23 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 6 часов в увеличенном масштабе с периодом ~ 47 секунд.

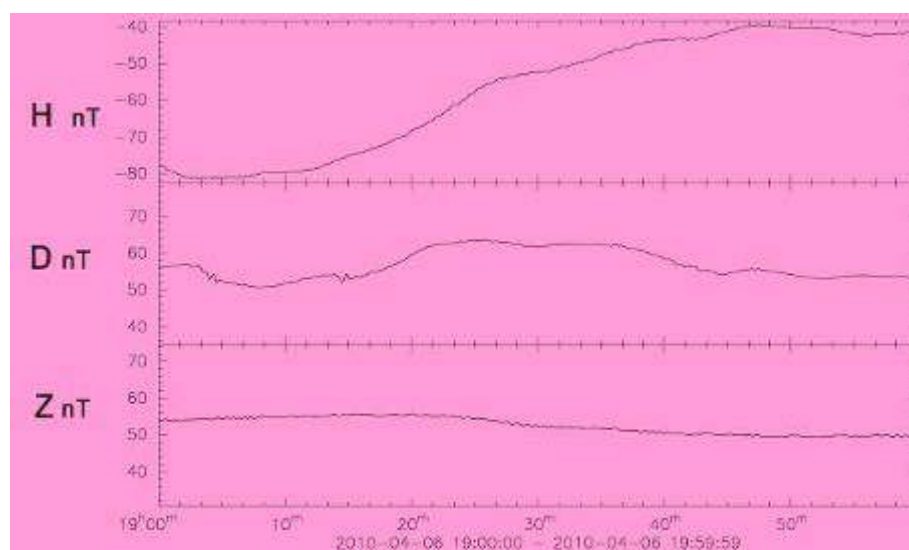


Рисунок 24 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 3 часа до сейсмического удара.

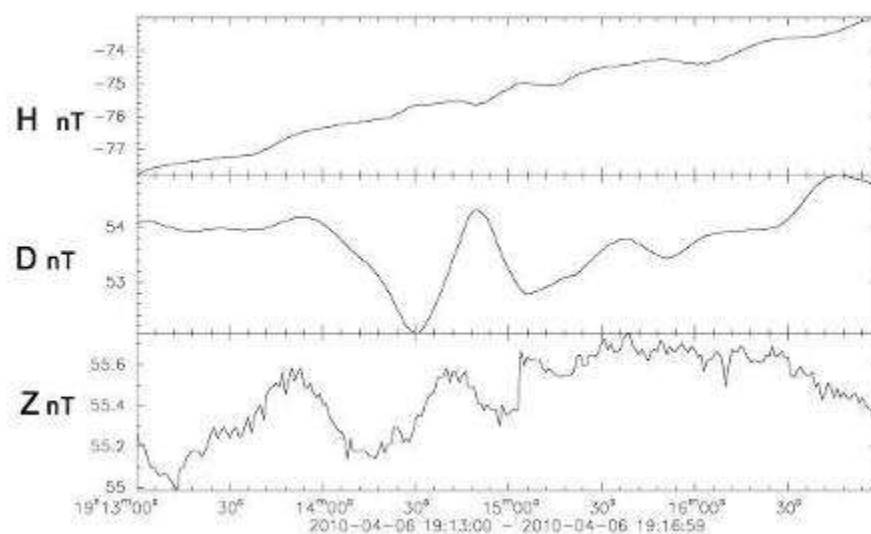


Рисунок 25 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 3 часа в увеличенном масштабе с периодом ~ 42 секунды.

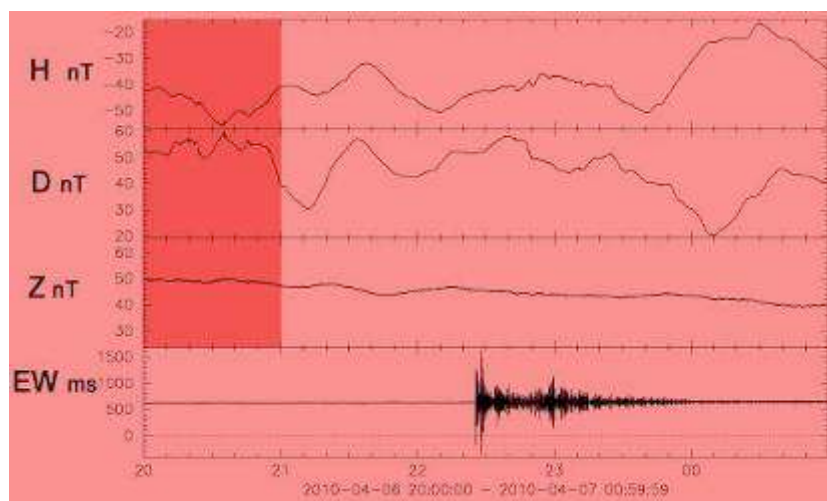


Рисунок 26 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли и показания наклонмеров непосредственно перед событием

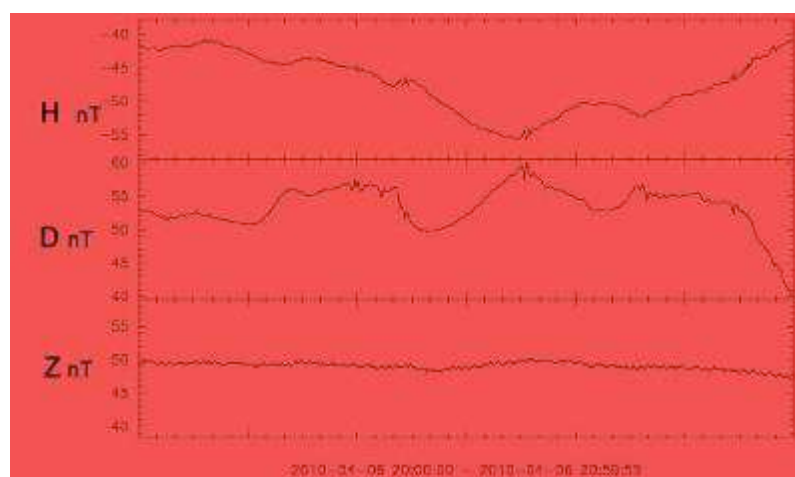


Рисунок 27 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за час.

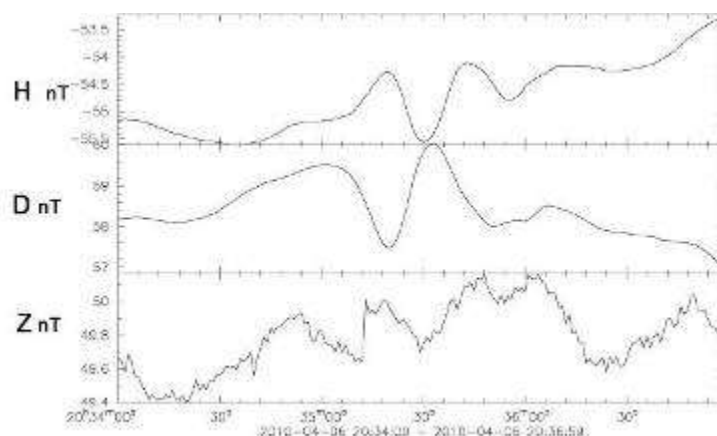


Рисунок 28 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 1 час в увеличенном масштабе с периодом ~ 30 секунд.

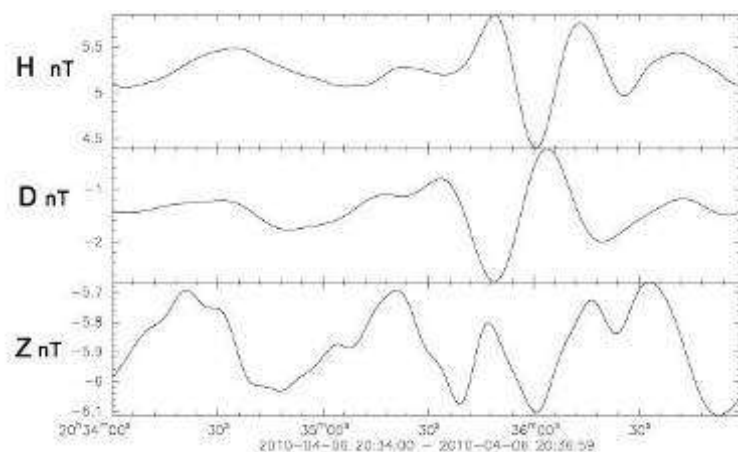


Рисунок 29 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений в вариациях магнитного поля Земли за 1 час в увеличенном масштабе профильтрованные в диапазоне 20 – 100 секунд. Явно видно смещение относительно сигнала, не подвергнутого фильтрации.

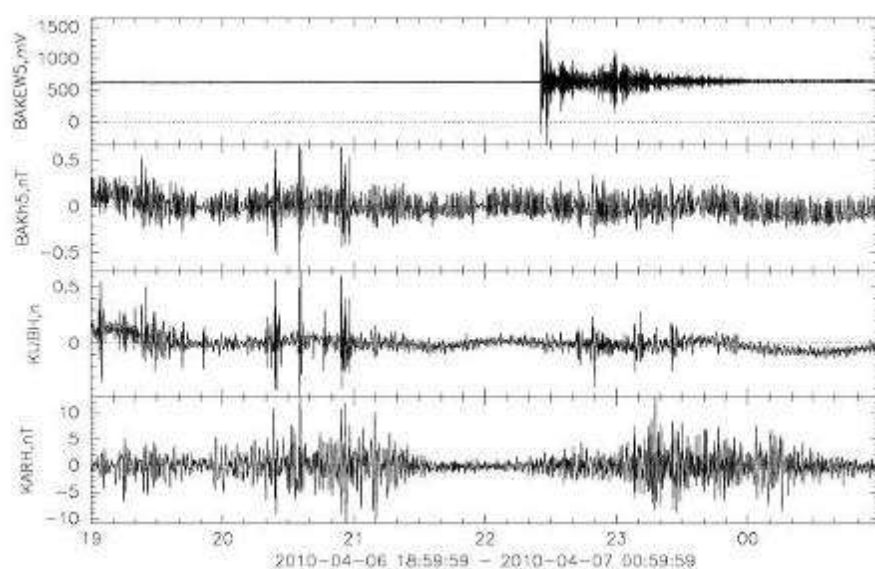


Рисунок 30 - Волновые формы УНЧ геомагнитных возмущений Н компоненты магнитного поля Земли, подвергнутые фильтрации в диапазоне 20 – 100 секунд по трем станциям (Баксан, Кубань, Карпогоры) перед сейсмическим событием.

Анализ результатов, полученных при обработке сейсмических событий в районе Индонезии показывает, что регистрируемые аномальные УНЧ геомагнитные возмущения в своей структуре содержат информацию о сейсмологических и электромагнитных процессах, развивающихся в зоне будущего сейсмического события.

Заканчивая обсуждение экспериментальных данных, полученных с использованием информационно - измерительных систем Северокавказской геофизической обсерватории и лаборатории в Корпогорах (Архангельская область

Авроальная зона), отметим новизну полученных результатов. Эти результаты получены впервые и не имеют мировых аналогов.

Важно обратить внимание и на тот факт, что, несмотря на многолетние усилия выдающихся геофизиков, научные методы краткосрочного прогнозирования землетрясений до сих пор в полной мере не разработаны. Такое положение связано с тем, что в современной геофизике и сейсмологии, к сожалению, отсутствует понимание глубинных причин этих грозных природных явлений. Именно поэтому аномальные УНЧ электромагнитные предвестники глубоко не анализировались.

Локализация очагов землетрясений в зонах разломов, указывает на то, что именно раздробленность, кусковатость горной породы, наличие в ней большого количества трещин и флюидов, превращает геологическую среду в своеобразную гетерогенную структуру и является одним из условий повышения энергетического потенциала среды в некотором ограниченном объеме литосферы, что в свою очередь приводит к возникновению предрасположенности такого региона к сейсмической активности.

Освобождение упругой энергии в разломно-блоковой среде происходит в момент преодоления сил трения именно в местах взаимных контактов отдельных блоков, в структуре которых удастся выделить дилатансные образования, которые способны накапливать электростатические заряды и затем взаимодействовать между собой на этапе развития сейсмического события. Эти взаимодействия, как показывают данные натурных наблюдений, и определяют условия генерации, и уровни излучаемых геофизических полей в зоне подготовки будущей сейсмической катастрофы (землетрясения).

Есть все основания полагать, что здесь основная роль должна быть отведена резонансным особенностям геологической среды вместе подготовке и развития данного сейсмического события. Более того, уже в ряде работ показано, что «резонансы», в широком значении этого понятия, в ряде случаев являются основополагающими в «жизни» планеты Земля [М.А. Садовский и др., 1987; Ю.Н. Авсюк, 1996 и др.].

Глава 2 Изучение сейсмического процесса в районе Эльбрусского вулканического центра с целью выделения вулканических дрожаний и построение технологии прогнозирования вулканической активности изучаемого вулкана в период подготовки извержения и на этапе извержения

В настоящее время на северном Кавказе функционируют четыре полномасштабных геофизических лаборатории, которые вошли в состав Северокавказской геофизической обсерватории.

Получаемые в результате наблюдений экспериментальные данные позволяют исследовать тонкую структуру характерных волновых форм разномасштабных возмущений (потенциальных предвестников), выделенных при анализе отдельных сейсмических событий, которые произошли в районе Эльбрусской вулканической области.

В настоящее время планируется создание специализированных алгоритмов и программ, которые позволят автоматизировать этот процесс. Однако, участие ученого-исследователя в работах по анализу тонкой структуры геомагнитной и сейсмической информации, остается обязательным. Дело в том, что получение уникальных научных результатов, связано не только с анализом данных натурного эксперимента, но этот процесс требует одновременно изучать и геолого-геофизические особенности региона. Установлено, что глубины залегания очага и ряд других геологических особенностей могут явиться определяющими. В процессе изучения этих сложных явлений желательно учесть, по возможности, все основные особенности строения региона и его геологических отдельностей, участвующих прямым или косвенным образом в формировании образа аномального возмущения на всех этапах развития, включая: подготовительный период, момент удара и после сейсмического события.

Итак, проанализируем наиболее геодинамические особенности характерных землетрясений и других явлений, наблюдаемых в окрестности вулканической постройки Эльбруса.

2.1 Вулканические извержения

Вулканически активные регионы России включают юг Восточной Сибири, Камчатки, Курил и Кавказа. В пределах Центральной Азии (включая Прибайкалье) наблюдается проявление новой вулканически активной во внутриплитной провинции. Северная часть этой провинции представлена рядом таких областей новейшего вулканизма в южном горном обрамлении Сибири, таких как Токинская, Удоканская, Витимская, Южно-Байкальская. Для новейшего вулканизма Южно-Байкальской вулканической области характерны многократные кратковременные импульсы активности преимущественно в форме лавовых излияний. Фазы вулканизма разделены интервалами вулканического затишья, продолжительность которых не превышает нескольких десятков тысяч лет. В течение последних 50 тыс. лет произошли извержения вулканов Улуг-Арга и Долинного, сформировались огромные по протяженности лавовые реки по долинам Малого Енисея, Билина, Кыштага и т.д., возникло лавовое поле Жом-Болок в Восточном Саяне. Динамика развития вулканических событий позволяет говорить о Восточной Туве как о вулканически активной и, более того, вулканически опасной территории, для которой существует определенная вероятность новых вулканических извержений.

На Камчатке и Курильских островах Российскими учеными выполнена реконструкция эволюции вулканической деятельности позволила:

- на Камчатке выявить ~ 7100 выраженных в рельефе вулканических образований центрального типа и их фрагментов плейстоценового возраста;
- на Курилах – более 800 форм.

Из них около 4000 разных по происхождению и размеру вулканических форм на Камчатке и более 330 на Курилах возникли за последние 40-50 тыс. лет. Российскими учеными установлен резко неравномерный характер вулканизма во времени: короткие эпизоды и этапы повышенной, вплоть до пароксизмальной, вулканической активности чередуются с в 5-10 раз более длительными

временными отрезками, отличающимися пониженной активностью. Все действующие в настоящее время вулканы возникли не ранее 40-50 тыс. лет.

Среди действующих вулканов Камчатки сегодня выделена и изучена подгруппа активных вулканов. В неё включены вулканы, для которых известны исторически документированные извержения или наличие фумарольной активности, и подгруппа по-тенциально активных вулканов, для которых таких сведений нет, но геологическими методами установлены и датированы извержения в последние 3500 лет. В их числе, считающиеся сейчас потухшими и не числящиеся в каталогах, вулканы Тауншиц, Ходутка, Дикий Гребень, Хангар.

Выполнен детальный прогноз вулканической опасности, предложены способы защиты и рекомендации по минимизации ущерба от извержений вулканов Авачинский и Эбеко, находящихся в непосредственной близости от городов Петропавловск-Камчатский, Елизово (Камчатка) и Северо-Курильск (о.Парамушир, Курилы).

Особого внимания заслуживает и Кавказский регион, который характеризуется интенсивными движениями земной коры, а Эльбрусский вулканический центр уникален как с геологической, так и с геофизической точек зрения. В настоящее время установлено, что вулкан Эльбрус является активным вулканом типа «А», действовавшим в историческое время.

Индонезийский вулкан Кракатау (Krakatoa) проснулся после глубокого затишья. Отдыхал он более ста лет. Во время своего последнего катастрофического извержения в 1883 году вулкан уничтожил большую часть одноименного острова, огромные волны залили окружающую местность и произвели страшные опустошения. Вулкан унес приблизительно 36 тысяч людских жизней. Силу того взрыва геологи оценивают как в 13 тысяч раз превышающую силу взрыва атомной бомбы в Хиросиме, а его грохот был хорошо слышен в радиусе 4 тыс. километров.



а)



б)

Рисунок 31 а,б. Вулкан Кракатау снова проснулся.

Такие сложные и мощные природные явления как извержения вулканов могут иметь разнообразные предвестники, отражающие степень их активности.

В числе таких аномальных процессов выступают:

- предшествующие землетрясения (вулканотрясения);
- деформации земной поверхности в районе вулканической постройки;
- разогрев кратеров;
- изменение мощности фумарол и состава вулканических газов;
- инфразвуковые и УНЧ электромагнитные возмущения
- другие аномальные процессы, регистрируемые в районе вулканической постройки.

Наиболее благоприятные условия для прогнозов имеются в случае таких извержений, которым предшествуют образование новых подводящих питающих магматических каналов, когда в теле вулканической постройки возникают мощные структуры дилатансного типа.

Сегодня основными в задачах прогноза извержений вулканов принято считать сейсмоакустические методы. В мировой практике одним из лучших примеров были прогнозы, сделанные советскими учёными перед началом и во время Большого трещинного Толбачинского извержения (Большое трещинное Толбачинское извержение, 1984 г.).

Успешным был и прогноз крупного извержения, начавшегося в мае 2001 г. на вулкане Шивелуч.

Вулкан Эльбрус в настоящее время находится в состоянии покоя. Это состояние длится уже более века, а это значит, что следует усилить наблюдения за его состоянием. В скором времени следует ожидать активизации вулканического процесса в регионе.

2.2 Вулканы центрального типа. Развитие дилатансных образований в теле вулканической постройки

Если рассматривать некоторый выделенный элемент геологической среды в районе вулканической постройки (отдельный массив осадочных или метаморфических горных пород или магматические породы структур) как упругое тело, то все проблемы описания такого образования связаны в первую очередь с определением упругих характеристик и действующих сил (внешних и внутренних) при данных давлениях и температурах. Используя современный аппарат нелинейной акустики, математической теории упругости и электродинамики, для описания выделенной отдельности, представляется возможным оценить основные параметры наведенных волновых процессов в районе вулканической постройки. Знание последних в свою очередь позволяет изучить структуру акустических, сейсмических, электрических, магнитных,

гравитационных и других полей и перейти к анализу динамических особенностей изучаемого вулканического образования, когда последнее можно считать однородным в рассматриваемом диапазоне волновых чисел (частот) [О.В. Руденко, Солуян, 1975; Николаевский, 1984; Л.Д. Ландау, Е.М. Лифшиц, 1987; Л.Е. Собисевич и др., 2000; А.Л. Собисевич, 2001].

Однако на практике геофизики всегда имеют дело с неоднородными структурами, что существенно усложняет задачу. Если в выделенном неоднородном массиве рассмотреть отдельные характерные структурные элементы, которые условно можно считать однородными, то и в этом случае следует согласиться с тем, что такие отдельности не дают полного представления об упругих характеристиках всего изучаемого массива. Необходимо представлять, какую долю объема занимают те или иные породы, размеры отдельностей и характерные особенности (например, жесткость связей между ними, положение относительно других элементов структуры, температура среды, трещиноватость, наличие определенных объемов магматических расплавов), свойственные разным породам, слагающим изучаемый участок геологической среды в районе вулканической постройки. Во всех случаях исследователь встречается с довольно сложной проблемой, которую в механике твердого деформируемого тела принято называть «проблемой осреднения».

2.2.1 Особенности строения вулканов центрального типа: формирование магматических образований, резонансные дилатансные структуры

Оставляя без внимания многие принципиальные вопросы, связанные с решением проблемы осреднения [Родионов, 1996], отметим случай, когда в геологической среде, составляющей вулканическую постройку, исследуются структуры резонансного типа (флюидонасыщенные трещиноватые образования и слои, магматические каналы и т.п.) [А.Л. Собисевич, 2003]. При этом зависимость деформаций от напряжений здесь определяется, в том числе и нелинейными

особенностями геологической среды в окрестности изучаемых образований. Наличие подобного рода структур неоднократно отмечалось при экспериментальном изучении условий распространения сейсмических сигналов в реальной геологической среде [Николаевский и др., 1992; Л.Е. Собисевич, 2001].

На рисунке 32 приведена принципиальная схема развитой системы магматических каналов и очагов для вулканов центрального типа [С.А. Федотов и др., 1991]. Именно эти структуры, являющиеся своеобразным «сердцем» вулканов и определяют его «жизненные» циклы.

Характеризуя последние укажем, что экспериментальные наблюдения последних лет, проведенные нами в районе Эльбрусского вулканического центра, дают основания отнести магматический очаг, магматическую камеру, коровые и другие каналы к геологическим структурам резонансного типа, вокруг которых в теле вулканической постройки возникают разномасштабные дилатансные образования.

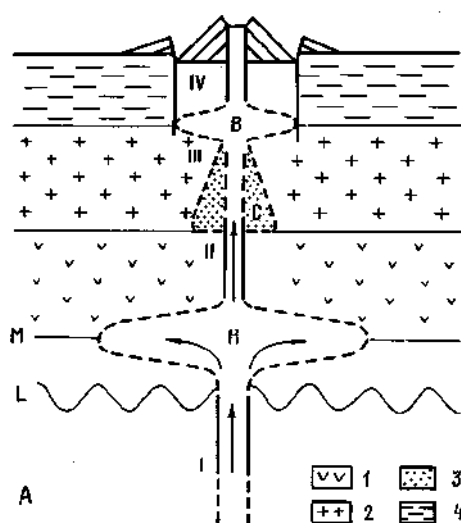


Рисунок 32 - Схема развитой системы магматических каналов и очагов для вулканов центрального типа. Обозначения: А – астеносфера, L – граница литосферы, М – граница земной коры, Н – подкоровый, или нижнекоровый магматический очаг, С – коровый промежуточный очаг, возникающий при плавлении гранитных или осадочных пород основными магмами, В – верхний, периферический очаг, 1 – «базальтовый» слой, 2 – «гранитный» слой, 3 – возможная область плавления в «гранитном» слое вокруг магматического канала, 4 – осадочный слой, I – магматическая астеносферная колонна, II – часть питающего канала, находящаяся в «базальтовом» слое, III – то же, в «гранитном» слое, IV – между «периферическим» очагом и кратером [С.А. Федотов и др., 1991].

Эти структуры и определяют в конечном итоге механизмы подготовки и характер развития катастрофического извержения [Л.Е. Собисевич, Шумейко и др., 2000; А.Л. Собисевич, В.К. Милюков и др., 2001].

В том случае, когда коровой цилиндрический канал вулкана центрального типа или вулканического центра действует многие тысячи или десятки тысяч лет, вокруг него постепенно может образоваться несколько магматических очагов на разных глубинах. В подобных системах магматических очагов поступающие мантийные магмы взаимодействуют с окружающими породами земной коры, смешиваются, претерпевают дифференциацию и эволюцию в течение всего времени существования вулкана центрального типа или вулканического центра, формируя распределенные структуры дилатансного типа, отличающиеся масштабами и формами.

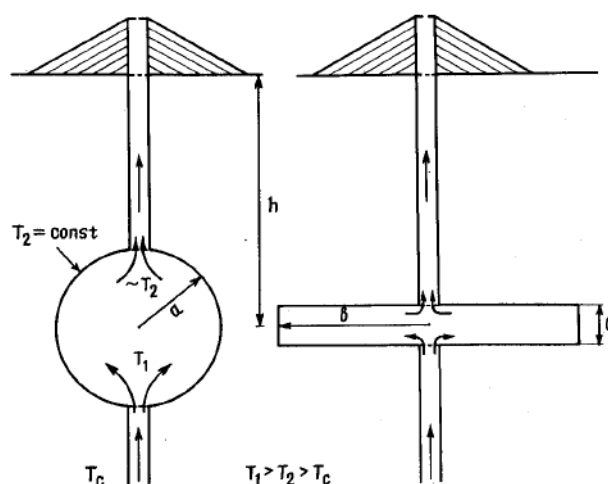
Согласно современным представлениям размеры магматических очагов вулканов центрального типа должны трансформироваться во времени. Это определяется в первую очередь изменением во времени расхода мантийной магмы в течение жизни вулканического центра [С.А. Федотов и др., 1991]. Многочисленные наблюдения позволили выявить интересную особенность: в большинстве встречающихся случаев расход магмы постепенно затухает. В начальной стадии развития вулканического центра и его магматической системы происходит плавление пород коры вокруг питающего канала и рост очагов. Затем устанавливается равновесие между потоком тепла, приносимого глубинной магмой, и потерями тепла через стенки магматических очагов и каналов. В этой стадии магматические очаги имеют весьма устойчивые и максимальные размеры, характерные для этого периода жизни вулкана. Затем при уменьшении расхода магмы начинается медленное остывание очагов, кристаллизация находящегося в них расплава и сокращение размеров остывающих магматических камер и очагов [С.А. Федотов и др., 1991].

В настоящее время ученые все еще очень мало знают о внутреннем строении вулкана, что обусловлено рядом объективных причин. В этой связи, изучая магматические структуры, вулканологи вынуждены обращаться к упрощенным принципиальным схемам. На рисунке 33 в качестве примера приведены две условные схемы строения сферического и плоского магматических очагов вулканов центрального типа. Эти схемы российские вулканологи

используют при выполнении приближенных расчетов теплового режима [С.А. Федотов и др., 1991].

Установлено, что магматический очаг вулкана центрального типа может образоваться, приобрести устойчивые максимальные размеры и прийти в квазистационарное тепловое состояние в течение первых тысячелетий своей деятельности. В этом устойчивом, квазистационарном состоянии кондуктивные потери через стенки магматического очага компенсируются притоком тепла, поступающего в очаг по его питающему каналу с более горячей глубинной магмой. Магма, отдавшая часть тепла магматическому очагу, вытесняется из него при вулканических извержениях. В итоге отдельные элементы магматических структур вулкана находится в состоянии, близком к квазистационарному.

Рисунок 33 - Схематическое строение магматических очагов вулканов, имеющих форму сферы и диска. Обозначения: T_c – температура среды, T_1 – входная температура магмы, T_2 – температура поверхности очагов, a и b – радиусы сферы и диска, h – глубина залегания центра очагов [С.А. Федотов и др., 1991].



Обмен энергией между отдельными элементами разломно-блоковых структур вулканической постройки (включая и магматические структуры) определяет динамическое состояние системы в целом.

Все изложенное выше относится не только к вулканам. Наблюдения, выполненные геофизиками, подтверждают, что геологическая среда в отдельных районах Земли носит в себе следы разрушения на разных масштабных уровнях: от трещин на границах зерен минералов до многокилометровых разломов, разделяющих отдельные блоки земной коры. Возникнув, трещины могут функционировать как резонансные структуры, обеспечивая перераспределение

энергетических потоков в массиве и большую подвижность отдельных разломно-блоковых образований. Вдоль одних разломов борта смещаются друг относительно друга на сотни километров, вдоль других направление смещений может меняться много раз. Эти процессы приводят к формированию ансамблей разломно-блоковых структур, ответственных за перестройки различного рода в литосфере Земли [М.А. Садовский и др., 1982].

В ряде случаев эти процессы сопровождаются возникновением обширных зон дилатансии, которые связывают с активизацией сейсмического режима и генерацией геофизических полей [Николаевский, 1982; А.С. Алексеев, Б.М. Глинский и др., 1996]. Отмеченные явления наиболее отчетливо проявляются в коллизионных геодинамических обстановках.

С аналогичными процессами приходится встречаться, изучая разломно - блоковые структуры в массиве вулканической постройки. Установлено, что трещины, разломы и другие структурные неоднородности вулканических построек – это не просто следы разрушения, а способ динамического существования геофизической среды, как при малых, так и при больших (необратимых) деформациях. С этой точки зрения выделенный по характерным признакам элемент вулканической постройки или геологической среды в её окрестности приобретает понятный физический смысл, являясь характеристикой состояния системы.

Итак, геологическая среда в окрестности вулканической постройки и её отдельные элементы всегда находятся в состоянии «движения». Это определяет класс задач, связанных с анализом поведения отдельных структур резонансного типа и их ансамблей, которые являются причиной появления переходных процессов, переводящих систему из одного стационарного состояния в другое. В ряде случаев эти процессы могут усиливаться за счет механизмов синхронизации взаимодействующих блоковых структур [А.Л. Собисевич, Ю.В. Нечаев и др., 2001; Л.Е. Собисевич и др., 2001].

При такой постановке проблемы представляется возможным связать математическое описание геологической среды в окрестности вулканической

постройки с предсказанием отдаленных последствий внешнего или внутреннего воздействия, которое оказывает влияние на протекающие естественные процессы. Подчеркнем еще раз, что выделенная для изучения структура в геологической среде (магматическая камера или магматический очаг) не является неизменной системой. Геологическую структуру любого масштаба можно характеризовать как среду, которая (независимо от способа описания её поведения) непрерывно потребляет (трансформирует и диссипирует) энергию от различных (внешних и внутренних) источников [Ю.Н. Авсюк, 1996].

Говоря о резонансных особенностях магматических структур вулканов необходимо отметить, что образование магм в области их первичного выплавления может быть вызвано разными причинами: разогревом при притоке энергии, плавлением вещества из-за снижения давления его при подъеме в астеносфере и подтоком летучих, экзотермическими реакциями и другими процессами. При этом образование магм ведет к резкому снижению вязкости вещества в области выплавления и, как правило, к уменьшению его плотности, что в свою очередь приводит к перестройке внутренней структуры области и образованию отдельностей резонансного типа.

В любом случае, находится ли протяженная область первичного выплавления около сейсмофокального слоя на значительных глубинах (100 – 200 км для вулканов Камчатки) или же в средней и наиболее разогретой области астеносферы на меньших глубинах, наблюдается подъем магм сквозь астеносферу по механизму гравитационной конвекции. Вопрос о том, каким образом происходит такой подъем, во многом остается пока неясным. В литературе рассматривались разные модели: подъем магматических колонн, булавообразных тел сферических астенолитов, вертикальных цепочек астенолитов. Согласно современным представлениям, наиболее вероятно возникновение над верхней кромкой области первичного плавления ряда диапиров, в которых по мере подъема из-за декомпрессии возрастает доля расплавов, падает вязкость, уменьшается их сечение. Вслед за этим диапир превращается в магматическую колонну [С.А. Федотов и др., 1991].

Механизм подъема магм сквозь литосферу существенно иной, чем в астеносфере. Магмы движутся здесь по практически вертикальным каналам под действием избыточного давления, возникающего в глубоких частях питающих систем вулканов. В самом начале своего существования, питающие магматические каналы в земной коре представляют собой дайки. Они замещаются цилиндрическими питающими каналами, что с очевидностью наблюдается во время трещинных извержений, когда первоначальные питающие трещины в течение часов или дней заменяются жерлами рождающихся шлаковых конусов. Дайки застывают и отмирают вскоре после остановки в них магмы, а цилиндрические каналы примерно равного сечения вместе с магматическим очагом и магматической камерой остаются расплавленными в течение большого времени. Эти структуры еще долгое время способны питать живущие вулканы центрального типа [С.А. Федотов, Шумилина и др., 1985].

По геологическим данным и расчетам, выполненным российскими вулканологами, диаметр питающих каналов средних вулканов центрального типа в земной коре равен 100 – 200 м. Если такой канал действовал 10^3 лет, то его осевая часть остается расплавленной в течение еще 10^3 лет после остановки течения магмы вдоль него. Если же такой канал действовал 10^4 лет, то он не затвердевает в своей осевой части в течение $5 \cdot 10^3$ лет. Таким образом, многие вулканы, которые имеют средние размеры, способны возобновлять свою деятельность после перерывов, длящихся многие столетия и тысячелетия.

В случае, когда расход магмы велик и имеется крупный глубинный источник, вулкан может действовать почти непрерывно. При меньших значениях расхода и поступления расплава неизбежно возникают перерывы, во время которых магма должна накапливаться в промежуточных очагах в нижней части коры или в переходном слое. Наконец, при малом притоке магмы в промежуточный очаг вулканического центра возможны только отдельные короткие извержения.

В таблице 1 [С.А. Федотов и др., 1991], приведены данные, которые показывают, каких максимальных размеров могут достигать периферические

очаги вулканов разного состава при $T_1 - T_2 = 100 - 460^\circ\text{C}$, $T_1 = 800 - 1300^\circ\text{C}$ и Ω (объем изверженных продуктов) = 30 км^3 .

Если $T_1 < 1300^\circ\text{C}$, то для вулканов, извергающих дацитовые лавы, $a < 3 \text{ км}$, для вулканов, извергающих андезитовые лавы, $a < 2 \text{ км}$, для вулканов, извергающих базальтовые лавы, $a < 1,5 \text{ км}$. Если же $T_1 = 1200^\circ\text{C}$, то для «дацитовых» вулканов $a < 2,5 \text{ км}$, для «андезитовых» $a < 2 \text{ км}$ и для «базальтовых» $a < 1 \text{ км}$.

Таблица 1. - Зависимость разности температур $T_1 - T_2$ в магматических очагах от их радиуса a и температура стенок T_2 для периферических очагов средних стратовулканов Камчатки [С.А. Федотов и др., 1991].

Состав, T_2 °C	Радиус магматического очага, км					
	1	1,5	2	2,5	3	3,5
Дацит, 700°	99	192	312	460	(638)	(843)
Андезит, 900°	128	247	(403)	(595)	(824)	(1089)
Базальт, 1100°	163	(314)	(510)	(754)	(1043)	(1380)

Примечание: В скобки взяты нереально большие значения $(T_1 - T_2)^\circ\text{C}$, при которых входная температура магмы $T_1 > 1300^\circ\text{C}$. Очаг имеет форму линзы. Объем $\Omega = 30 \text{ км}^3$. $t = 3 \cdot 10^4$ лет.

Приведенные данные наводят на мысль о том, что в районе вулканической постройки имеют место долгоживущие резонансные структуры (системы питающих каналов и магматических очагов). Здесь происходит образование питающих каналов, рост коровых магматических очагов путем плавления вмещающих пород, рост силлов, роев даек, смешение, дифференциация, эволюция магм, отмирание питающих систем вулканов при угасании их деятельности.

При исследовании магматических структур вулкана Эльбрус впервые удалось наблюдать как магматическая камера и магматический очаг, расположенные в слоистом полупространстве, каким представляется вулканическая постройка, порождают локальные резонансные эффекты. Собственные частоты таких образований были зафиксированы экспериментальными методами (рисунки 34а,б и 35а,б).

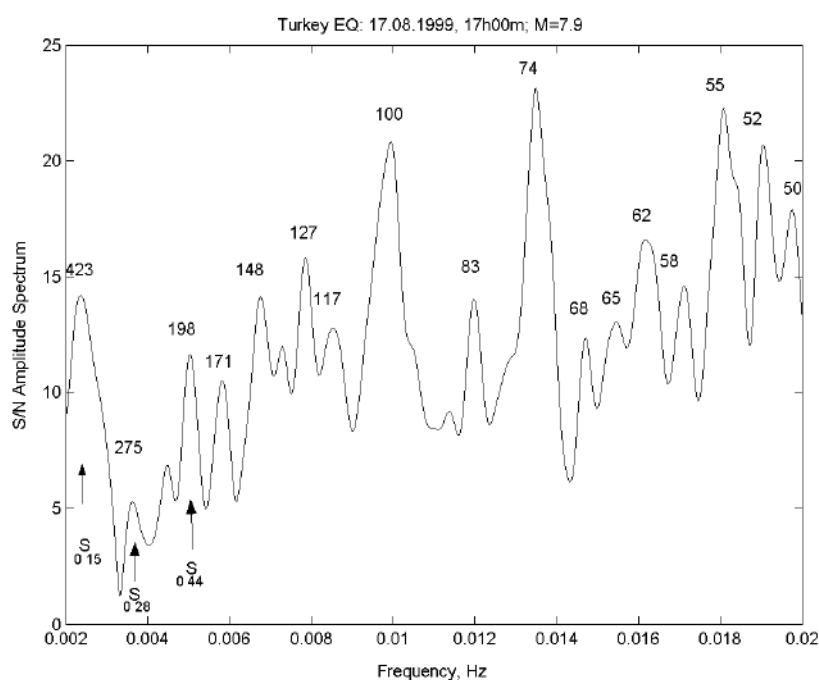


Рисунок 34а - Зависимость интенсивности собственных колебаний неоднородных структур вулкана Эльбрус от частоты по данным регистрации землетрясения в Турции. Указаны периоды отдельных мод (в секундах) [Л.Е. Собисевич, В.К. Милюков и др., 2001].

Спектр собственных колебаний магматических структур определяется их размером, конфигурацией и взаимным расположением в среде [Е.А. Рогожин, Л.Е. Собисевич и др., 2001; А.Л. Собисевич, В.К. Милюков и др., 2001].

Собственные частоты (собственные периоды колебаний) магматических структур естественно отнести к интегральным параметрам изучаемой отдельности в теле вулканической постройки; аналогично масса магматической камеры или магматического очага является интегральным параметром вулканической структуры и определяется распределением плотности в недрах вулкана. Эти

величины являются производными распределения упругих параметров: модуля сжатия, модуля сдвига, наличия расплава и летучих. В определенной степени они должны быть связаны с тонкой структурой волновых процессов, наведенных в теле вулканической постройки.

Знание указанных выше параметров позволит в будущем прогнозировать начало возможного извержения [Е.А. Рогожин, Л.Е. Собисевич и др., 2001]. В этой связи любой волновой процесс, наблюдаемый в окрестности вулкана, при детальном анализе следует раскладывать по собственным колебаниям, определяя с каким «весом» входят сюда различные колебания, отражающие динамические особенности той или иной структуры (магматического очага и магматической камеры) в теле вулканической постройки.

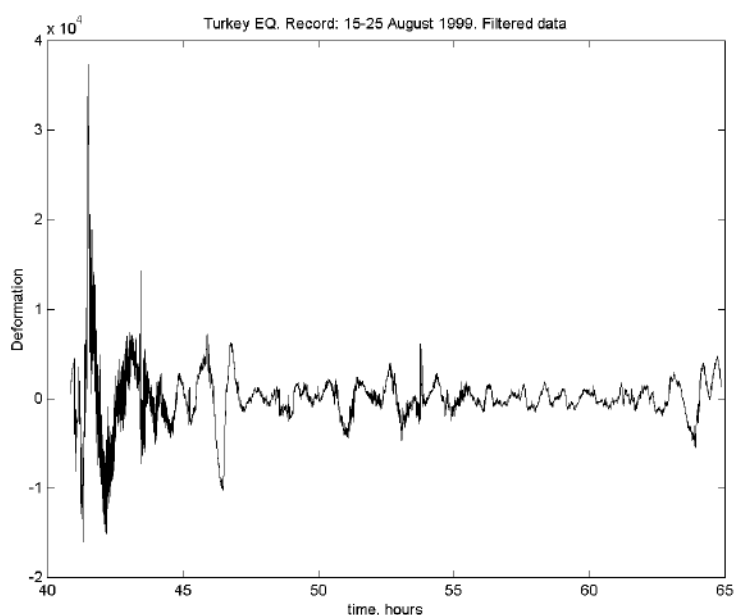


Рисунок 34б - Амплитудно-временная характеристика резонансного отклика геофизической среды на внешнее воздействие, обусловленное землетрясением в Турции [Л.Е. Собисевич, В.К. Милюков и др., 2001].

Следовательно, изучение волновых процессов, обусловленных «жизнью» вулканических структур, и их выделение на фоне колебаний Земли представляет как научный, так и вполне определенный практический интерес.

В процессе проведения широкомасштабного мониторинга вулканической и сейсмической опасности необходимо уточнить геофизическими методами

внутреннюю структуру вулканической постройки, оценить частотные характеристики слоистых структур вулканической постройки, теоретически изучить резонансные особенности характерных структур (магматической камеры и глубинного магматического очага) и потом постараться выделить их на фоне собственных колебаний Земли (рисунок 34а,б; рисунок 35а,б).

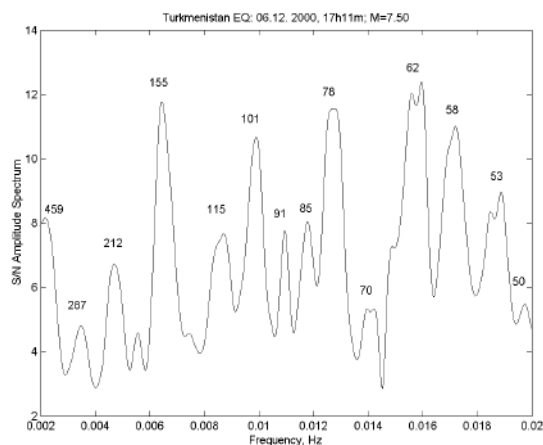


Рисунок 35а - Зависимость интенсивности собственных колебаний неоднородных структур (магматического очага и магматической камеры) вулкана Эльбрус от частоты по данным, полученным на лазерном деформографе, установленном в штольне Баксанской обсерватории. Источник возбуждения - землетрясение в Туркменистане [Л.Е. Собисевич, В.К. Милюков и др., 2001].

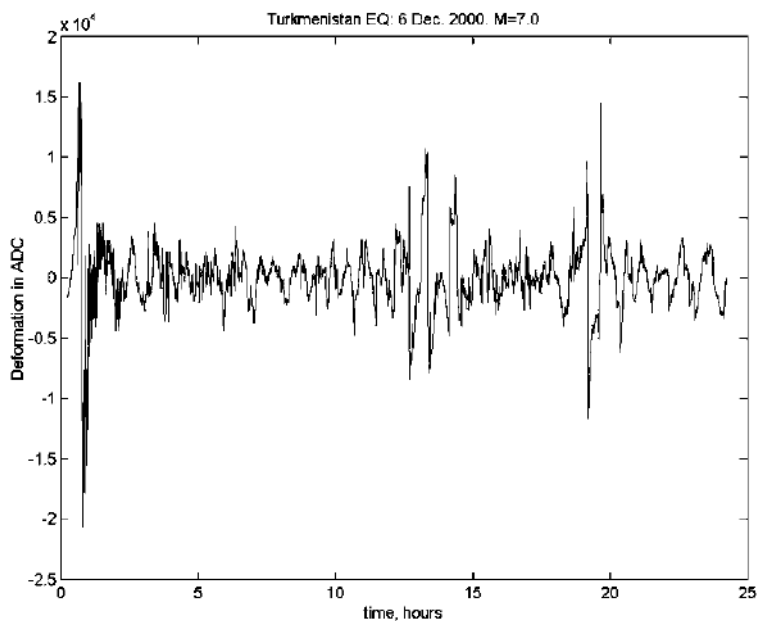


Рисунок 35б - Амплитудно-временная характеристика резонансного отклика геофизической среды в районе вулканической постройки на внешнее воздействие, обусловленное землетрясением в Туркменистане [Л.Е. Собисевич, В.К. Милюков и др., 2001].

На все эти вопросы можно ответить, имея представление об основных геолого-геофизических характеристиках и структуре магматических образований в районе Эльбрусского вулканического центра.

2.2.2 Процессы дилатансии, вызываемые заглубленными структурами в теле вулканической постройки

Известно, что в результате развития разномасштабных геофизических процессов в районе вулканического центра на заключительной стадии подготовки извержения возникают области высокой концентрации напряжений. Эти области в первую очередь возникают в районе магматического очага и магматической камеры. Концентрация напряжений вызывает значительные реологические изменения в среде и формирует аномальные зоны, в которых наблюдается генерация физических полей. При этом наиболее универсальным механизмом развития изменений в геологической среде вулканической постройки является раскрытие трещин в зонах повышенных значений сдвиговых и растягивающих напряжений.

Начальную стадию раскрытия трещин и последующее состояние геологической среды, при котором развиваются процессы разрушения сплошности, большинство сейсмологов связывают с состоянием дилатансии и образованием «пограничного слоя» дилатансии в слоистой среде [Brace, Paulding, and Scholz, 1966; Николаевский, 1982; Alekseev, 1993].

Рассмотрим процесс трансформации «пограничного слоя» дилатансии в геологической среде на примере однородного, изотропного, упругого полупространства и построим модель, позволяющую учесть и слоистость среды [Alekseev, 1993]. Кроме того, проведем численный эксперимент на модели, учитывающей слоистость с использованием решений, полученных ранее (решение для многослойного полупространства с заглубленной сферической полостью).

Согласно современным представлениям, дилатансия – это нелинейное разуплотнение среды за счет образования трещин сдвига. К области дилатансии относят множество точек упругой среды, для которых при заданном поле напряжений $\sigma_{22}, \sigma_{33}, \sigma_{13}, \sigma_{23}$ в среде выполнено условие (для однородного упругого полупространства $z > 0$):

$$D_{\tau} \equiv \tau - \alpha(P + \rho g z) - Y \geq 0, \quad (1)$$

где ρ – плотность пород в теле вулканической постройки, g – ускорение свободного падения, z – глубина, P – геостатическое давление $P = -(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$, α – коэффициент внутреннего трения, Y – сцепление породы, τ – интенсивность касательных напряжений, $\tau = \frac{\sqrt{3}}{2} [(\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})^2 + (\sigma_{33} - \sigma_{11})^2 + 6(\sigma_{12}^2 + \sigma_{13}^2 + \sigma_{23}^2)]^{\frac{1}{2}}$.

Условие (1) совпадает с критерием Шлейхера-Надаи разрушения материала под действием скалывающих нагрузок, который удовлетворительно описывает начало процесса разрушения горных пород. Критерий применим и в стадии «предразрушения» (при нагрузке достигающей 60÷90 % от критической) для качественного описания формы областей активизации, где происходит раскрытия трещин.

На примере простейшей модели геологической среды – первоначально однородного, изотропно-упругого полупространства, следуя работам академика РАН Алексеева А.С., представляется возможным показать сложный характер зон дилатансии. Если обратиться к рисунку 36, отражающему результаты численного моделирования, проведенного учеными ИВМиМГ СО РАН Петренко В.Е. и Белоносовым А.С. (руководитель работ академик РАН А.С. Алексеев), то можно заметить, что дилатансия проявляется уже в случаях, когда источником тектонических напряжений является единичная сосредоточенная сила.

На рисунке 36 изображена граница области $D_{\tau} = 0$ для единичной силы, расположенной на глубине $h = 15$ км. Параметры упругого полупространства

здесь были следующими: $v_p = 6000$ м/с, $v_s = v_p / \sqrt{3}$, $\lambda = \mu = \rho v_s^2 = 3,48 \cdot 10^{10}$ Па, $\rho = 2900$ кг/м³, $g = 9,8$ м/с², $Y = 310$ Па, $\alpha = 0,5$; $F = 5 \cdot 10^{16}$ Н.

Внутри области $D_\tau \geq 0$ касательные напряжения доминируют над сжимающими усилиями. Сопротивление среды скалывающим усилиям за счет сцепления здесь преодолено, и сложились условия, благоприятные для роста трещин. Интересным фактом оказывается образование двух зон дилатансии: «очаговой», в окрестности точки приложения силы, и «пограничной» – в слое вблизи свободной поверхности. Здесь поле напряжений от источника может содержать сильный вклад касательных напряжений на фоне слабого влияния сжимающих напряжений и гидростатического давления в связи с близостью поверхности, свободной от внешних нагрузок (напряжений).

В зависимости от ряда параметров, таких как: h – глубины источника, F – интенсивности источника, угла ϑ – ориентации силы в источнике, величины Y – сцепления элементов среды, «пограничная» зона дилатансии ведет себя довольно изменчиво. Она может исчезать при увеличении глубины источника или соединяться с «очаговой» зоной – при увеличении интенсивности источника.

В некоторых случаях «пограничная» зона имеет значительную горизонтальную протяженность до 200 км и более, а также весьма сложную форму в проекции на поверхность Земли.

Поскольку с поверхностными зонами дилатансии естественно связывать зоны аномальных значений различных геофизических полей, то для исследования источников этих аномалий требуется более надежно учитывать положение и структуру дилатансных зон.

Условие разуплотнения пород земной коры с учетом механизмов образования трещин путем растяжения среды может быть записано в виде некоторого критерия [Alekseev, 1993]:

$$D_\sigma = \begin{cases} \frac{1}{2}\sigma_1(1 - \sin \varphi) - \frac{1}{2}\sigma_3(1 + \sin \varphi) - Y \cos \varphi, & \text{если } -\sigma_3 \geq \sigma_p \\ -\sigma_3 - \sigma_p; & \text{если } -\sigma_3 < \sigma_p, \end{cases} \quad (2)$$

где σ_1 и σ_3 – наибольшее и наименьшее главные напряжения, φ – угол внутреннего трения, Y – сцепление, σ_p – прочность среды при растяжении.

Приведенный критерий определяет зоны дилатансии в условиях, когда среда выдерживает большие скалывающие напряжения, но меньше сопротивляется растягивающим усилиям.

Таким образом, понятие пограничного слоя дилатансии сегодня становится определяющим в проблеме анализа наведенных волновых процессов в районе вулканической постройки и при построении интегрального предвестника развития самого процесса извержения.

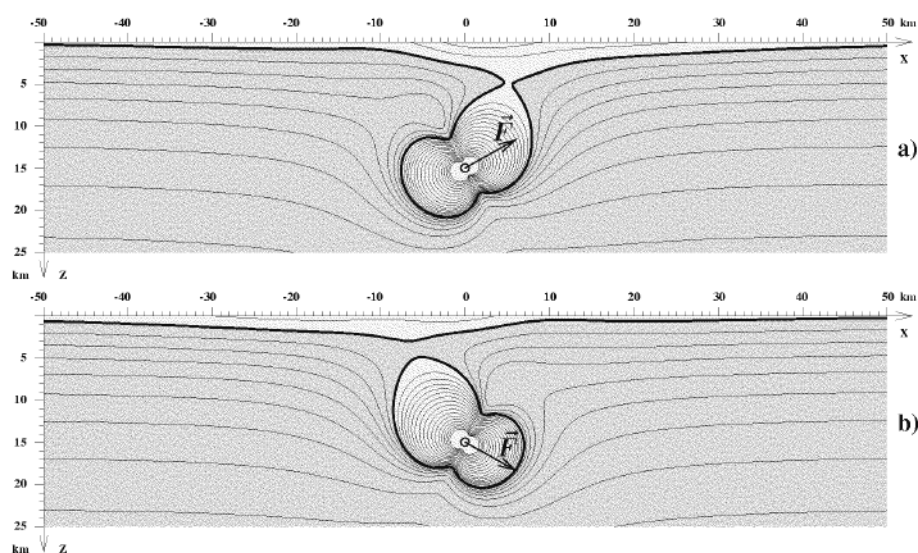


Рисунок 36 - Формы областей дилатансии на поверхности и вблизи источника в сечении $y = 0$. Источник расположен на глубине $h = 15$ км. Сила $\vec{F} = F \cdot \vec{n}$, $\vec{n} = (\cos(\alpha), 0, \sin(\alpha))$, $F = 5 \cdot 10^{16}$ Н. Расчет выполнен для двух вариантов направления действия силы: а) $\alpha = -30^\circ$, б) $\alpha = +30^\circ$ [Alekseev, 1993].

Несмотря на то, что существование «пограничных» зон дилатансии в реальных условиях пока является дискуссионным, внесение этой гипотезы в сферу практического анализа накопленного обширного материала по мониторингу аномалий различных геофизических полей настоятельно диктуется попыткой найти причины пространственно-временной подвижности аномалий геофизических полей (и в первую очередь сейсмических) и желанием установить механизмы их трансформации.

Для краткосрочного прогноза разномасштабных вулканических процессов особое значение имеет контроль над изменением плотности трещин в очаговых зонах. Достоверность метода может быть улучшена за счет результатов наблюдений за «пограничной» зоной дилатансии и связанными с нею аномальными полями, поскольку надежность и точность оценки функции плотности трещин в «очаговой» зоне зависит от информации об аномалиях полей в «пограничных» зонах.

2.2.3 Результаты математического моделирования

В процессе численного эксперимента рассмотрим многослойное полупространство с плоскопараллельными границами раздела упругих параметров, плоская граница которого (дневная поверхность) свободна от усилий, а вдоль поверхности Ω (круговой цилиндр или сфера радиуса a), заглубленной в среду, задана распределенная по некоторому закону система усилий ($\vec{\sigma} = \vec{F}$).

Вектор-функция \vec{F} зависит от координат, связанных с поверхностью Ω (сферических или цилиндрических), и может изменяться во времени по гармоническому закону или произвольно (т.е. рассматриваются случаи статического нагружения, возбуждения установившихся гармонических колебаний и воздействия динамического нестационарного импульса).

Математическое моделирование исследуемого процесса выполнено с использованием методов решения краевых задач для слоистого полупространства с заглубленными полостями, основанных на методах и алгоритмах, описанных в первой главе настоящего отчета. Следует отметить, что при действии статической нагрузки на поверхность все функции нагружения не зависят от времени, в системе отсутствуют интегралы, соответствующие интегрированию по времени или параметру ω (в общем случае можно получить все соотношения для статического нагружения предельным переходом при $\omega \rightarrow 0$ в соответствующих выражениях). В общем случае функции, определяющие ядра интегральных операторов приведенной системы определяются конкретной рассматриваемой

краевой задачей. Однако для всех типов задач структура интегро-функциональных уравнений остается одинаковой, и операторы системы имеют общие свойства, определяющие оптимальную методику построения решения. Для областей типа слоистого полупространства с заглубленной полостью канонической формы (сфера, круговой и эллиптический цилиндр, эллипсоид) определяющим свойства операторов системы является положение полости в среде по отношению к границам раздела слоев.

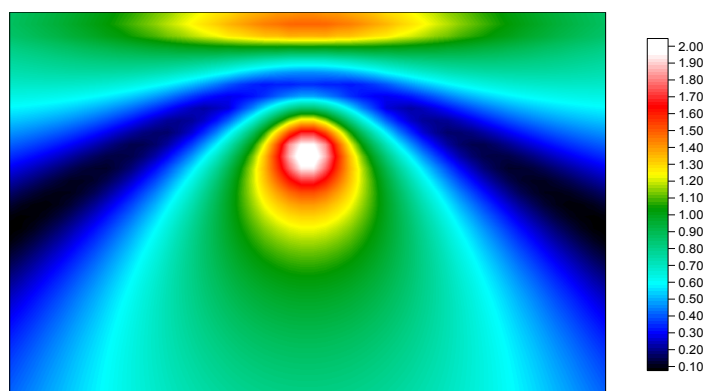


Рисунок 37 - Однородная полуплоскость $h = 5$ км, $V_{s1} = 800$ м/с, $\theta_{s1} = 0.4$.

Если границы полости и слоев (полупространства) не пересекаются и не соприкасаются, всегда можно доказать, что операторы системы вполне непрерывны в пространстве суммируемых функций [Бабешко и др., 1998]. Это и определяет широкие возможности методики построения решения полученной выше системы интегро-функциональных уравнений.

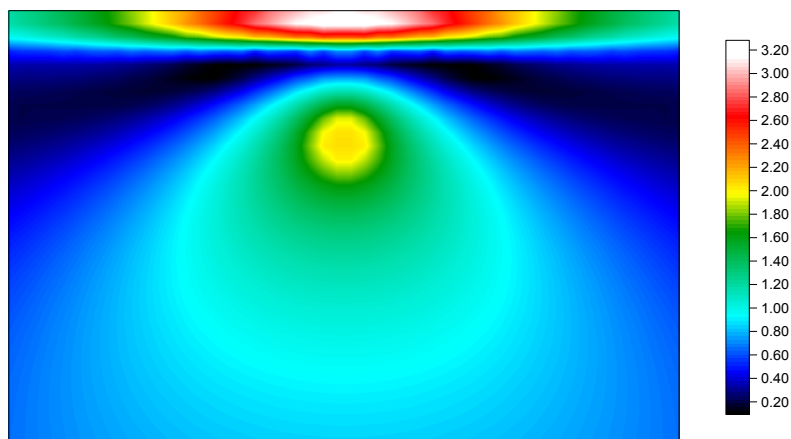


Рисунок 38 - Нормальное строение, $h = 4$, $h_2 = 1$ км, $V_{s1} = 800$ м/с, $V_{s2} = 400$ м/с, $\theta_{s1} = 0.4$.

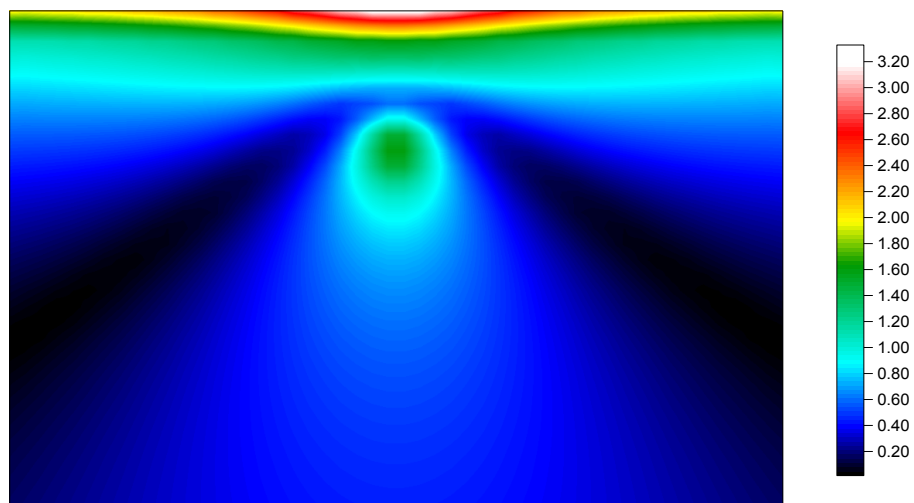


Рисунок 39 - Нормальное строение $h = 4$ км, $h_2 = h_3 = 0.5$ км, $V_{s1} = 800$, $V_{s2} = 400$, $V_{s3} = 200$, $\theta_{s1} = 0.4$.

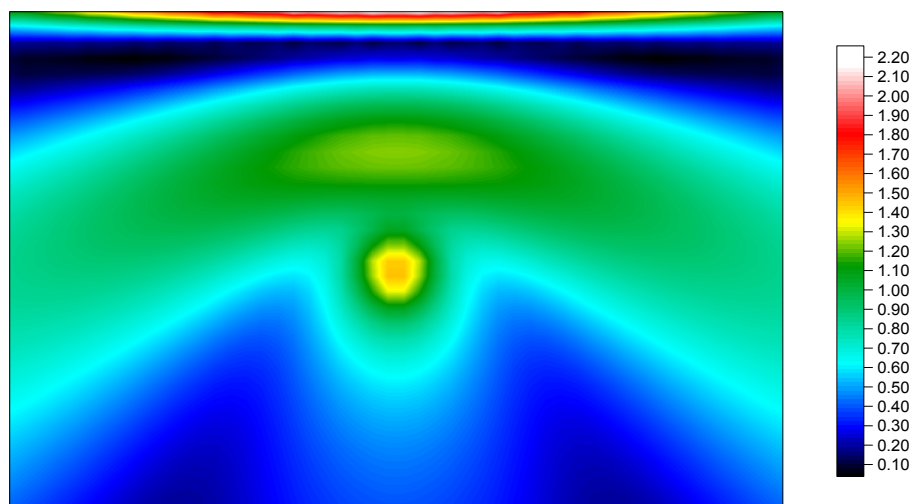


Рисунок 40 - Нормальное строение $h = 9$, $h_2 = 1$ км, $V_{s1} = 800$ м/с, $V_{s2} = 400$ м/с, $\theta_{s1} = 0.4$.

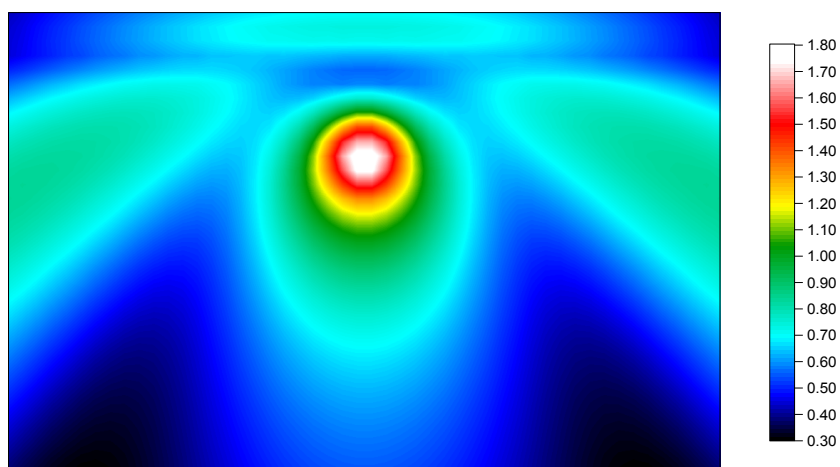


Рисунок 41 - Аномальное строение $h = 4$, $h_2 = 1$, $V_{s1} = 800$, $V_{s2} = 2400$, $\theta_{s1} = 0.4$.

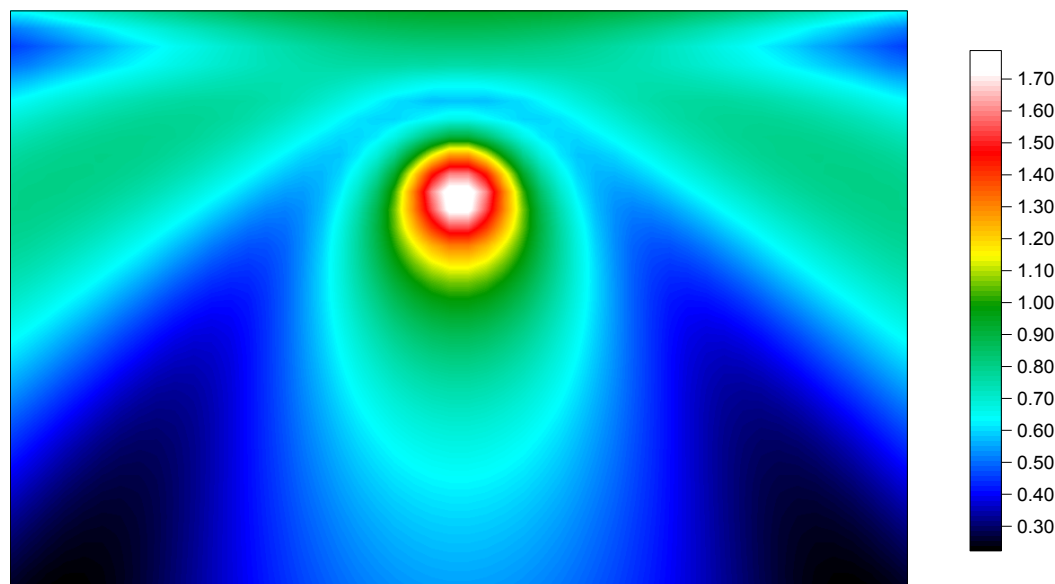


Рисунок 42 - Аномальное строение $h = 4$, $h_2=h_3=0.5$, $V_{s1}=V_{s3}=800$, $V_{s2} = 2400$, $\theta_{s1} = 0.4$.

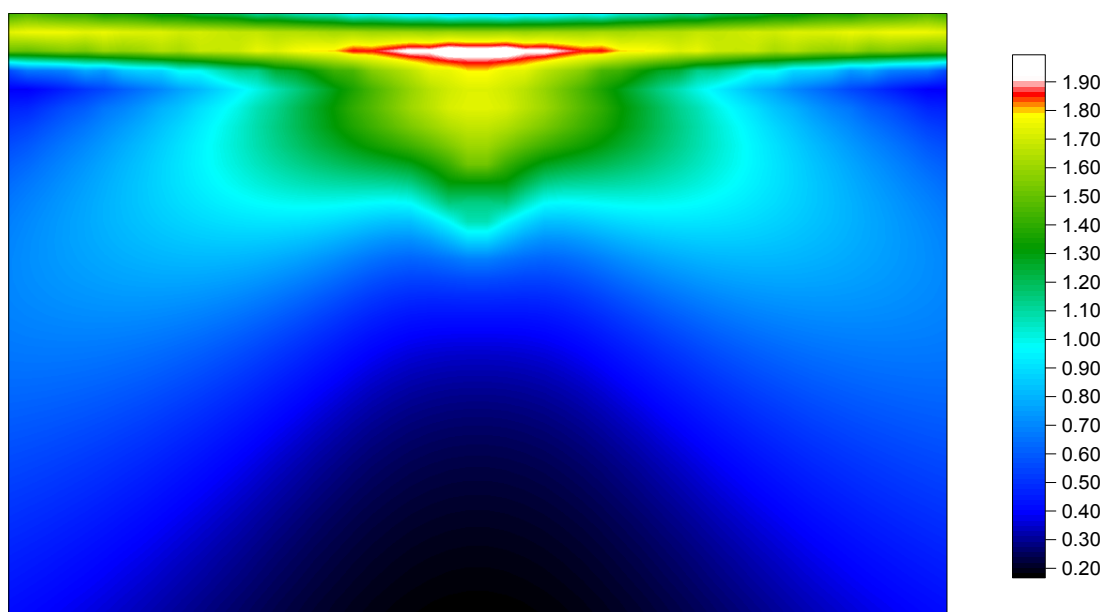


Рисунок 43 - Аномальное строение $h = 4$, $h_2=h_3=0.5$, $V_{s1}=V_{s3}=800$, $V_{s2}=200$, $\theta_{s1} = 0.4$.

Результаты проведенного нами численного эксперимента позволяют сделать следующие выводы:

1. Моделирование геофизической среды в районе вулканической постройки «нормального» строения (жесткость слоев, лежащих выше магматической камеры {область Ω } возрастает с глубиной) показывает, что при статическом и динамическом нагружении слоистого полупространства с заглубленной поверхностью Ω (цилиндрической или сферической формы) различными системами усилий (центр расширения, распределенное давление с

равнодействующей, ориентированной вертикально вверх или под некоторым углом) как статического, так и динамического (осциллирующего) характера в приповерхностном слое всегда имеет место «пограничный слой» дилатансии.

2. В слоистом полупространстве вулканической постройки «аномального» строения (один из слоев, лежащих выше области Ω , имеет большую жесткость, чем расположенный ниже) характер распределения напряжений и смещений значительно сложнее. Возможна ситуация частичного или полного «экранирования», характеризуемая отсутствием в приповерхностных слоях «пограничного слоя» дилатансии. При этом в более жестком слое растягивающие усилия (статические или динамические, осциллирующие) могут оказаться больше, чем в вышележащих слоях.

Для аналогичной структуры, в «мягком» поверхностном слое также наблюдается аналогичный эффект, но он имеет локальный характер (локализован вблизи границ раздела слоёв) и слабее (по сравнению со структурой «нормального» строения). При достаточной интенсивности нагружения уровень этих напряжений может достичь критического и привести к появлению локализованного не «пограничного», а заглубленного слоя дилатансии. Следует отметить, что такой заглубленный слой имеет существенно меньшую протяженность, чем поверхностный [Ляпин, Л.Е. Собисевич, 2000].

2.2.4 Результаты натурных экспериментов с применением специализированных приборов и экспериментальных технологий

Итак, согласно современным теоретическим представлениям и экспериментальным данным, природа вулканических извержений в основном определяется физическими и реологическими свойствами магмы и спецификой геологического строения вулканической системы в целом. Касаясь рассмотренных выше предвестников вулканических извержений, следует принимать во внимание, что они имеют место и определяются рядом основных механизмов предшествующих извержению. Первый из них – выход

вулканических газов, растворённых под высоким давлением в магматической камере и отдельных структурах дилатансного типа, второй – взаимодействие поднимающейся магмы с подземными водными резервуарами или сильно обводненными породами, третий – динамические процессы в окрестности магматического очага, связанные с образованием зон дилатансии. Во всех случаях исследователь сталкивается здесь с проблемой генерации сейсмических и акустических шумов в широком диапазоне частот. Конечно, при этом возможны и различные комбинации этих и других механизмов. Более того, как показывают наблюдения, очень часто они присутствуют на протяжении одного извержения.

Два первых механизма схематические рисунки 44 и 45. Рисунок 44 иллюстрирует схему вулканической системы, находящейся в стадии взрывного извержения, вызванного дегазацией молодой магмы. Резервуар магмы (обычно магматическая камера) расположен на глубине, варьирующей между несколькими километрами и 15 – 20 километрами ниже уровня моря. Эта область является своеобразной физико-химической лабораторией, где протекают очень сложные процессы. Дифференциация магмы и формирующиеся парогазовые образования в смеси с магмой являются лишь частью этих процессов. Так как давление магмы внутри вулканической системы уменьшается по причине открытия разрыва в структуре вулканической постройки или просто благодаря изменениям в глубинной питающей системе, растворенный газ начинает выделяться, формируя мелкомасштабные газовые и парогазовые структуры. В этот момент смесь магмы и газа, поднимающаяся вдоль вулканического канала, является источником шумов в звуковом диапазоне частот. Генерируемые сейсмоакустические поля всегда могут быть зафиксированы и проанализированы на предмет уточнения структуры предвестников начинающегося извержения. Во временной области этот процесс может быть весьма скоротечным. Тем не менее, изучение этого явления представляет известный научный интерес.

Происходящая далее декомпрессия, связанная с подъемом магмы, ведет к интенсификации выделений газовой компоненты, что является причиной образования ансамблей пузырьковых полей, объединяющихся уже в крупные

полости, которые продолжают расти. На некоторой глубине, обычно несколько сотен метров ниже поверхности, жидкая фаза с ранее растворимыми флюидами больше не остается неизменной. Она поднимается и трансформируется.

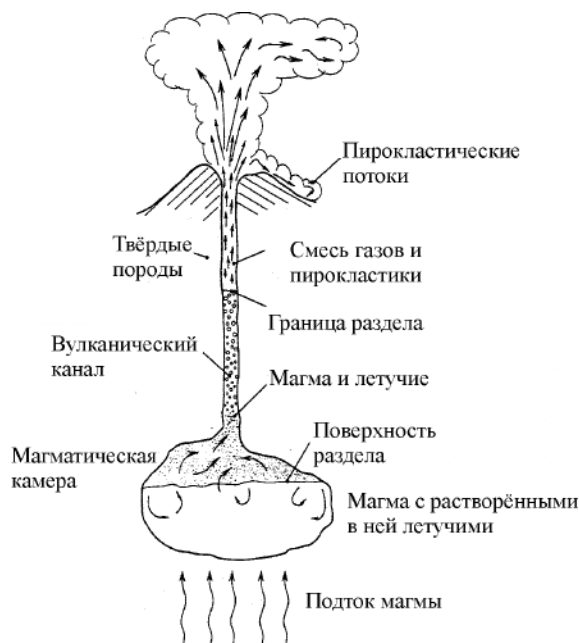


Рисунок 44 - Дегазация из магматического резервуара [Macedonio, et al., 2000].

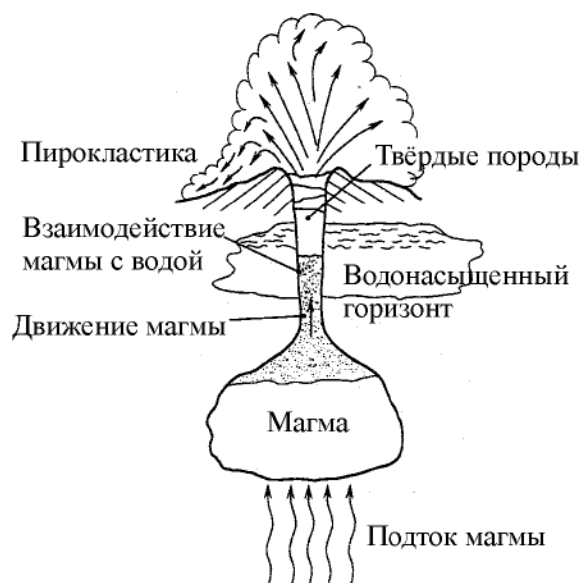


Рисунок 45 - Взаимодействие магмы водой [Macedonio, et al., 2000].

По мере подъема происходит разделение магмы. В результате этого процесса появляется газовая фаза с расплавом и твердыми частицами. Поток начинает ускорять газовой-пирокластическую смесь, которая выбрасывается в атмосферу со скоростью, достигающей сотен метров в секунду. Условия выхода на дневную поверхность, такие как геометрия кратера, давление на выходе, скорость движения, температура и содержание газа в смеси и определяют эволюцию, масштаб и тип взрывного извержения.

На рисунке 44 приведена схема, отражающая сценарий развития процесса активизации вулкана, в котором взрывное извержение может быть вызвано взаимодействием поднимающейся магмы с внешними резервуарами, заполненными водой или сильно обводненными породами дилатансного типа.

Точный механизм, при котором в результате взаимодействия магмы и флюидов (воды) генерируются мощные взрывы и многофазные потоки, до конца

еще не изучен. Особенности условий взаимодействия высокотемпературных магматических потоков и воды, относительное количество магмы и воды, вовлеченное во взаимодействие, и энергия внешних структур вулканической постройки играют главную роль в определении типа и размера таких событий. Необходимым условием здесь является подъем магмы на определенную глубину, где она внедряется в водные горизонты. В результате такого взаимодействия происходит образование в замкнутых объемах большого количества водяного пара. Резкое нарастание давления в системе является в конечном итоге причиной мощного взрыва. Подобное извержение характеризуется мгновенным выбросом большого количества вулканического вещества и может сопровождаться образованием опасных пирокластических потоков.

Чтобы представить масштабы такого события, достаточно обратиться к рисунку 45, на котором в качестве примера приведена фотография взрывного извержения вулкана Шивелуч на Камчатке.

Попробуем более глубоко проникнуть в физику процесса внедрения магмы в флюидонасыщенные слои. В этой связи естественно обратимся к опытам, которые в первом приближении моделируют структуру потока при внедрении плазменной струи в флюидонасыщенные слои. В этих опытах в качестве генераторов нагретых газовых потоков были использованы отслужившие свой срок пороховые ракетные двигатели.

На рисунках 46 – 47 представлены кадры кинограммы, характеризующие процесс истечения струи газа из ракетного двигателя в воду. Прежде всего, обратимся к рисунку 46, где истечение высокотемпературной газовой струи происходит непосредственно в жидкость, а высокотемпературное потенциальное ядро, всегда возникающее при истечении нагретой газовой струи из цилиндрического канала, взаимодействует непосредственно с водой. Такой эксперимент по нашему мнению достаточно полно отражает в общих чертах процесс внедрения магматического расплава в раствор флюидов, которые встречаются на его пути в теле вулканической постройки.



Рисунок 46 - Взрыв на вулкане Шивелуч 29 августа 2000 года. Высота вулканического облака около 10 км. Фотография выполнена с расстояния 40 км. Мощность взрыва порядка 0,5 Мт. [Фотография любезно предоставлена академиком РАН С.А. Федотовым].

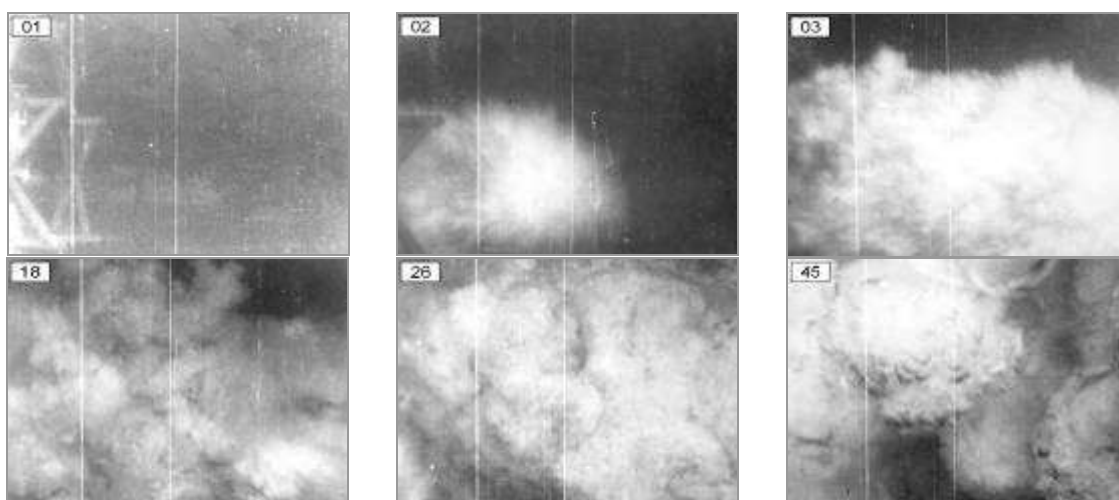


Рисунок 47 - Процесс истечения струи из ракетного двигателя в воду.

Принимая во внимание, что во всех модельных опытах скорость киносъемки составляла 48 кадров в секунду, представляется возможным оценить динамические особенности и условия развития многофазного потока, проанализировать пузырьковые поля, определяющие уровни генерируемых шумов на всех наблюдаемых стадиях развития. В кинокадрах, представленных на рисунке 47, истечение происходит сначала в короткую трубу, имитирующую

часть магматического канала на участке где еще отсутствуют флюиды, а затем в жидкость. Формирование крупномасштабных парогазовых образований закончилось раньше, а это значит, что изменился и спектр шума, генерируемого в окружающую среду. Представление о развитии многофазного потока на значительном удалении (на расстоянии порядка 20 диаметров выходного отверстия), дают кинокадры на рисунок 48. Установлено, что этот процесс сопровождается генерацией геоакустических полей вплоть до ультразвуковых частот. Здесь удастся наблюдать характерную структуру пузырьковых образований, ответственных за генерацию акустических полей в широком диапазоне частот.

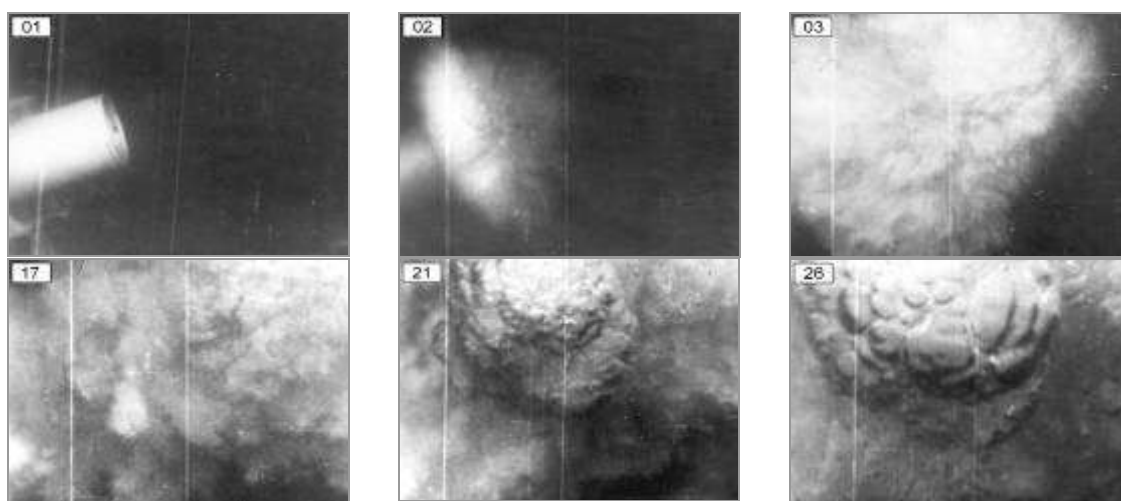


Рисунок 48 - Процесс истечения струи из ракетного двигателя в воду. Начальный этап. Труба на первом снимке имитирует выводящий канал магматического образования.

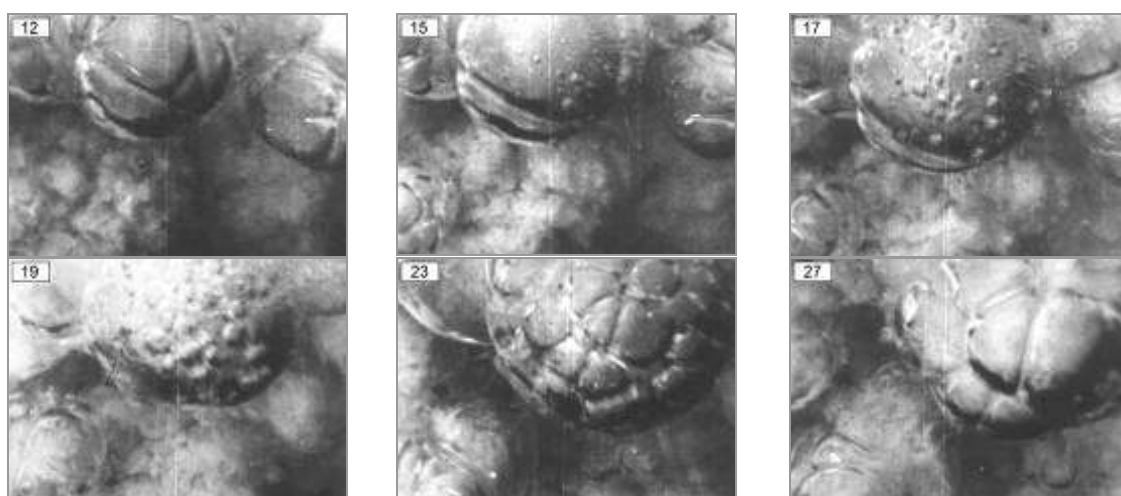


Рисунок 49 - Процесс формирования резонансных структур при истечении струи из ракетного двигателя в воду.

Чтобы убедиться в этом, обратимся к рисунку 50, где представлены экспериментальные и расчетные данные, отражающие уровни спектральной плотности шума, генерируемого высокотемпературной газовой струей, истекающей в жидкость. Можно видеть, что в звуковом диапазоне частот величины спектральной плотности звукового давления в поле шума многофазной струи достигают 100 дБ. Совершенно очевидно, что в реальных условиях, когда происходит извержение вулкана, эти значения будут значительно выше и могут достигать 160 – 190 дБ. Такие значения уровней шума могут быть зафиксированы на значительных удалениях.

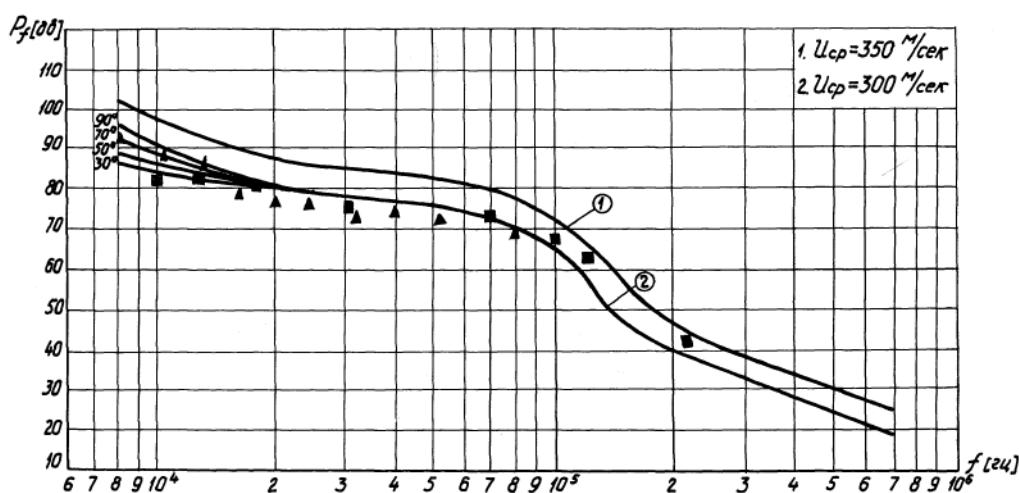


Рисунок 50 - Спектр шума, сопровождающего процесс истечения высокотемпературной струи из ракетного двигателя в воду.

Ранее было показано, что реальная геофизическая среда в окрестности вулкана весьма неоднородна по своей структуре. К основным типам неоднородностей можно отнести слоистость грунтов, анизотропию различной степени, наличие пор, полостей и включений различной формы, наличие флюидонасыщенных слоёв. Поскольку магматическая камера при определённых допущениях может рассматриваться как изолированная полость в слоистой геофизической среде, то используя такое допущение можно приступить к решению поставленной задачи; отметим только, что в настоящее время практически отсутствуют работы, связанные с изучением влияния изолированных

отдельностей, полостей или групп полостей на резонансные характеристики слоистой геофизической среды.

В то же время, экспериментальные данные, полученные в результате сейсмических наблюдений в горных породах вулкана Эльбрус, свидетельствуют о наличии существенного влияния неоднородностей на резонансные свойства геологических структур в широком диапазоне частот [А.Л. Собисевич, 2001]. Именно поэтому представляется необходимым исследовать и расширить круг очерченных выше проблем на основе построения и анализа модельных задач механики сплошной среды для слоистого полупространства, содержащего заглубленные полости и упругие включения дилатансного типа.

2.3 Генерация инфразвука на этапе извержения вулкана

Характерные для вулканической деятельности выбросы газов и других продуктов приводят к генерации акустических волн в широком диапазоне частот, в том числе и ударных волн в окрестности кратера. Акустические волны распространяются на значительные расстояния, поэтому исследование особенностей генерации и распространения таких волн может способствовать развитию дистанционных методов наблюдения за вулканической активностью, а также прогнозировать сценарии развития извержения. Известно, что одним из путей предсказания возрастания вулканической активности являются и наблюдаемые возмущения электромагнитной эмиссии, вызванной генерацией электромагнитных сигналов акустическими волнами, распространяющимися вертикально вверх [Голиков, Д'Коста и др., 1985; Pilipenko, Shalimov et al, 2001].

Распространение низкочастотных акустических волн в атмосфере и гидросфере описывается системой уравнений гидродинамики. При этом для описания распространения волн в атмосфере необходимо учесть стратификацию среды, связанную с изменением плотности при увеличении высоты.

В одномерном приближении система уравнений гидродинамики имеет вид: уравнение Навье-Стокса:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \quad (3)$$

уравнение непрерывности:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} = Q(t, x), \quad (4)$$

здесь введен источник массы $Q(t, x) = \rho_g U$, где ρ_g и U – плотность и объемная скорость истекающих газов соответственно. Объемная скорость имеет смысл дополнительного объема, поступающего в единицу времени в единичный объем.

К уравнениям (3) и (4) необходимо добавить уравнение состояния $p = p(\rho)$, $s = \text{const}$, где учтен приближенный адиабатический закон распространения акустических волн. Оставляя в системе уравнений только квадратичные слагаемые по величине акустических возмущений, уравнение состояния можно представить в виде:

$$\frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x} = c_0^2 \left(1 + (\gamma - 1) \frac{\rho'}{\rho_0} \right) \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) \quad (5)$$

Представим плотность и давление в среде в виде суммы двух слагаемых:

$$\rho = \rho_0(x) + \rho'(x, t), \quad p = p_0(x) + p'(x, t), \quad (6)$$

где величины $\rho_0(x)$ и $p_0(x)$ соответствуют равновесному распределению неоднородности в стратифицированной среде в отсутствие акустических возмущений. Эти величины удовлетворяют уравнению статики, которое следует из (3) при $u = 0$:

$$\frac{\partial p_0}{\partial x} = -\rho_0 g, \quad (7)$$

причем для большей общности будем считать, что на больших высотах $g = g(x)$. Величины $\rho'(x,t), p'(x,t)$ связаны с возникающей акустической волной, причем заранее не будем накладывать условий малости этих возмущений. Используя (6) и (7), в уравнениях (3) и (5) можно переписать следующие выражения:

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g = -\frac{\rho'}{\rho} g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x}, \quad u \frac{\partial p}{\partial x} = -\rho_0 g u + u \frac{\partial p'}{\partial x}. \quad (8)$$

Кроме того, удобно ввести величину $P = \rho' g + \frac{\partial p'}{\partial x}$. Тогда уравнения (3)-(5) можно записать в следующем виде:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{P}{\rho} + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} = Q, \quad (10)$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + u P - \rho g u = -c_0^2 \rho \frac{\partial u}{\partial x} + c_0^2 Q + c_0^2 (\gamma - 1) \frac{\rho'}{\rho_0} \left(Q - \rho \frac{\partial u}{\partial x} \right), \quad (11)$$

Чтобы из системы (9)-(11) получить уравнение для одной переменной, например, колебательной скорости u , продифференцируем уравнение (9) по времени t :

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial t} u \frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{P}{\rho^2} \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial x^2} - \frac{\eta}{\rho^2} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \frac{\partial \rho}{\partial t}. \quad (12)$$

Вычисляя с использованием (10) и (11) следующую производную:

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial t} = g \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial^2 p'}{\partial t \partial x} = & -c_0^2 \rho \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{\partial c_0^2 \rho}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} - P \frac{\partial u}{\partial x} - u \frac{\partial P}{\partial x} + \rho u \frac{\partial g}{\partial x} + g Q + c_0^2 \frac{\partial Q}{\partial x} + \\ & + Q \frac{\partial c_0^2}{\partial x} + (\gamma - 1) \frac{\partial}{\partial x} c_0^2 \frac{\rho'}{\rho_0} \left(Q - \rho \frac{\partial u}{\partial x} \right), \end{aligned}$$

запишем уравнение (12):

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial t} u \frac{\partial u}{\partial x} - c_0^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial c_0^2 \rho}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{u}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \frac{P}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) + \\
& + \frac{1}{\rho} \left(\frac{P}{\rho} Q - gQ - Q \frac{\partial c_0^2}{\partial x} - c_0^2 \frac{\partial Q}{\partial x} - (\gamma - 1) \frac{\partial}{\partial x} c_0^2 \frac{\rho'}{\rho_0} \left(Q - \rho \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right) - u \frac{\partial g}{\partial x} + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial x^2} - \frac{\eta}{\rho^2} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \frac{\partial \rho}{\partial t}
\end{aligned} \tag{13}$$

Преобразуем некоторые слагаемые полученного выражения:

$$\begin{aligned}
& \frac{u}{\rho} \left(\frac{\partial P}{\partial x} - \frac{P}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) = \frac{u}{\rho^2} \left(\rho \frac{\partial P}{\partial x} - P \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) = u \frac{\partial}{\partial x} \frac{P}{\rho}, \\
& \frac{1}{\rho} \frac{\partial c_0^2 \rho}{\partial x} = \frac{\partial c_0^2}{\partial x} + \frac{c_0^2}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} = \frac{\partial c_0^2}{\partial x} + \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + \frac{c_0^2}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} = \frac{\partial c_0^2}{\partial x} + \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + c_0^2 \frac{\partial \ln \rho / \rho_0}{\partial x}
\end{aligned}$$

Из уравнения (9):

$$\frac{P}{\rho} = \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{\partial u}{\partial t} - u \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \frac{\partial}{\partial x} \frac{P}{\rho} = \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^3 u}{\partial x^3} - \frac{\eta}{\rho^2} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial t} - \frac{\partial}{\partial x} u \frac{\partial u}{\partial x}$$

Окончательно, уравнение (13) примет вид:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial t} u \frac{\partial u}{\partial x} - c_0^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \left(\frac{\partial c_0^2}{\partial x} + \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} + c_0^2 \frac{\partial \ln \rho / \rho_0}{\partial x} \right) \frac{\partial u}{\partial x} = \\
& = u \left(\frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^3 u}{\partial x^3} - \frac{\eta}{\rho^2} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial t} - \frac{\partial}{\partial x} u \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \\
& + \frac{Q}{\rho} \left(\frac{P}{\rho} - g - \frac{\partial c_0^2}{\partial x} \right) - \frac{c_0^2}{\rho} \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{\gamma - 1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} c_0^2 \frac{\rho'}{\rho_0} \left(Q - \rho \frac{\partial u}{\partial x} \right) - u \frac{\partial g}{\partial x} + \frac{\eta}{\rho} \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial x^2} - \frac{\eta}{\rho^2} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \frac{\partial \rho}{\partial t}.
\end{aligned} \tag{14}$$

Уравнение (14) описывает как генерацию акустических волн за счет поступления вещества, так и последующее распространение этих волн с учетом нелинейных искажений.

Распространение волн конечной амплитуды на относительно небольших расстояниях, как и волн малой амплитуды, можно исследовать на основе линеаризованного уравнения (14), поскольку нелинейные эффекты накапливаются в основном на больших расстояниях:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - c_0^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \left(\frac{\partial c_0^2}{\partial x} + \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} \right) \frac{\partial u}{\partial x} = \\
& = - \frac{Q}{\rho_0} \left(\frac{\partial u}{\partial t} + g + \frac{\partial c_0^2}{\partial x} \right) - \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{\gamma - 1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} c_0^2 Q \frac{\rho'}{\rho_0} - u \frac{\partial g}{\partial x} + \frac{\eta}{\rho_0} \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial x^2}.
\end{aligned} \tag{15}$$

Как видно, уравнение (15) обобщает волновое уравнение для сред с неоднородностью скорости звука и плотности, содержит в правой части источник, приводящий к генерации звуковых волн, и вязкий член, ответственный за затухание волны. Кроме того, определенное влияние оказывает на эволюцию волны изменение ускорения свободного падения. Интересно, что приток вещества в среду приводит к появлению двух видов слагаемых – пропорциональных только мощности массового источника и пропорциональных произведению мощности источника и акустического возмущения.

Будем считать, что приток вещества осуществляется в некоторой локализованной области вблизи кратера, так что функция Q отлична от нуля только в некоторой области $x \leq L$, где L – характерный размер области приток вещества. Будем предполагать также, что характерная длина вязкого затухания много больше длины L . Кроме того, на начальном этапе распространения волны можно пренебречь изменением ускорения силы тяжести, а также отличием локальной скорости звука от среднего значения. Отдельно выделим члены, пропорциональные произведению притоку массы Q и скорости частиц u . Тогда уравнение, описывающее генерацию волн, примет такой вид:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - c_0^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} - \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial x} = - \frac{g}{\rho_0} Q - \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial Q}{\partial x} - \left[\frac{Q}{\rho_0} \frac{\partial u}{\partial t} + (\gamma - 1) \frac{c_0^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} Q \frac{\rho'}{\rho_0} \right]. \tag{16}$$

Выражения в квадратных скобках отличны от нуля только в области притока вещества, где акустические возмущения можно считать малыми. Используем далее модель экспоненциальной стратификации атмосферы:

$$\rho_0 = \rho_{00} e^{-x/H}, \tag{17}$$

где ρ_{00} – равновесное значение плотности вблизи поверхности, H – стандартная атмосфера – расстояние, на котором заметно меняется плотность атмосферы. При этих условиях генерация звука будет описываться уравнением вида:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - c_0^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{c_0^2}{H} \frac{\partial u}{\partial x} = - \left(gQ + c_0^2 \frac{\partial Q}{\partial x} \right) \frac{e^{x/H}}{\rho_{00}} \equiv -F(t, x) \frac{e^{x/H}}{\rho_{00}}. \quad (18)$$

Для решения уравнения (18) совершим преобразование Фурье и перейдем тем самым к уравнению для амплитуды гармонической волны $u = A(x)e^{-i\omega t}$:

$$A'' - \frac{1}{H} A' + k^2 A = \left(\frac{g}{c_0^2} \tilde{Q} + \frac{\partial \tilde{Q}}{\partial x} \right) \frac{e^{x/H}}{\rho_{00}} \equiv \tilde{F}(\omega, x) e^{x/H}, \quad (19)$$

где штрих обозначает производную по x , $\tilde{Q}(\omega, x)$ – Фурье-преобразование функции источника массы, $k = \omega/c_0$. Решение (19) определяется суммой общего решения однородного уравнения:

$$A_{одн} = C_1 \exp\left(\frac{x}{2H} + x\sqrt{\frac{1}{4H^2} - k^2}\right) + C_2 \exp\left(\frac{x}{2H} - x\sqrt{\frac{1}{4H^2} - k^2}\right) \equiv C_1 \exp(\lambda_1 x) + C_2 \exp(\lambda_2 x) \quad (20)$$

(здесь введены волновые числа $\lambda_{1,2} = 1/2H \pm \sqrt{1/4H^2 - k^2}$) и частного решения неоднородного уравнения, которое можно найти, варьируя постоянные в (20), т.е. считая, что $C_{1,2} = C_{1,2}(x)$:

$$A_{неодн} = C_1(x) \exp(\lambda_1 x) + C_2(x) \exp(\lambda_2 x). \quad (21)$$

При этом, поскольку для нахождения двух функций $C_{1,2}$ есть только одно уравнение (19), на них можно наложить дополнительное условие, а именно, пусть производная A' при переменных коэффициентах $C_{1,2}$ имеет такой же вид, как и в случае, когда эти коэффициенты постоянны. Это условие приводит к соотношению:

$$C_1' \exp(\lambda_1 x) + C_2' \exp(\lambda_2 x) = 0. \quad (22)$$

Подстановка выражения (21) в уравнение (20) вместе с условием (22) позволяет получить уравнение вида:

$$C_1' \lambda_1 \exp(\lambda_1 x) + C_2' \lambda_2 \exp(\lambda_2 x) = \tilde{F} e^{x/H}. \quad (23)$$

Решая (22) и (23), находим:

$$C_1' = \frac{\tilde{F} e^{x/H}}{\lambda_1 - \lambda_2} \exp(-\lambda_1 x), \quad C_2' = \frac{\tilde{F} e^{x/H}}{\lambda_2 - \lambda_1} \exp(-\lambda_2 x)$$

и

$$A = C_{10} \exp(\lambda_1 x) + C_{20} \exp(\lambda_2 x) + \frac{\exp(\lambda_1 x)}{\lambda_1 - \lambda_2} \int_0^x \tilde{F} \exp(z/H - \lambda_1 z) dz + \frac{\exp(\lambda_2 x)}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_0^x \tilde{F} \exp(z/H - \lambda_2 z) dz,$$

где $C_{10,20}$ – константы.

Возвращаясь к сигналу с произвольным профилем, запишем:

$$u = \int_{-\infty}^{\infty} \left[C_{10} e^{\lambda_1 x} + C_{20} e^{\lambda_2 x} + \frac{\exp(\lambda_1 x)}{\lambda_1 - \lambda_2} \int_0^x \tilde{F} \exp(z/H - \lambda_1 z) dz + \frac{\exp(\lambda_2 x)}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_0^x \tilde{F} \exp(z/H - \lambda_2 z) dz \right] e^{i\omega t} \frac{d\omega}{2\pi} \quad (24)$$

Полагая далее, что при $x = 0$ волны еще не образовались, т.е. $u(x=0) = 0$, найдем, что $C_{10} = C_{20} = 0$. Теперь подставим в (24) выражение для спектра функции источника: $\tilde{F} = \int_{-\infty}^{\infty} F e^{-i\omega t'} dt'$ и поменяем пределы интегрирования:

$$u = \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{F}(\omega, z) \frac{\exp(\lambda_1 x + z/H - \lambda_1 z + i\omega t)}{\lambda_1 - \lambda_2} \frac{d\omega}{2\pi} + \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{F}(\omega, z) \frac{\exp(\lambda_2 x + z/H - \lambda_2 z + i\omega t)}{\lambda_2 - \lambda_1} \frac{d\omega}{2\pi}, \quad (25)$$

$$u = \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(\lambda_1 x + z(1/H - \lambda_1) + i\omega(t - t'))}{\lambda_1 - \lambda_2} \frac{d\omega}{2\pi} + \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(\lambda_2 x + z(1/H - \lambda_2) + i\omega(t - t'))}{\lambda_2 - \lambda_1} \frac{d\omega}{2\pi}. \quad (26)$$

Значение волнового числа λ , как видно из определения (20), определяется соотношением градиента плотности $1/H$ и приведенной частоты k . В случае высокочастотного источника притока вещества $k \gg 1/H$ решение имеет вид колебательного распространения возмущений, а при низкочастотном – аperiодического движения.

Рассмотрим вначале случай высокочастотных возмущений, когда $k \gg 1/H$. В этом случае волновые числа приближенно равны $\lambda_{1,2} \approx 1/2H \pm ik$, т.е. соответствуют двум бегущим волнам, амплитуды которых возрастают с увеличением высоты над Землей. Общее решение выглядит следующим образом:

$$u = \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(x/2H + z/2H + i\omega(t - t' + x/c - z/c))}{2i\omega/c} \frac{d\omega}{2\pi} - \\ - \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(x/2H + z/2H + i\omega(t - t' - x/c + z/c))}{2i\omega/c} \frac{d\omega}{2\pi},$$

отсюда:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{c}{2} \int_0^x e^{x/2H + z/2H} dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \delta(t - t' + x/c - z/c) - \frac{c}{2} \int_0^x e^{x/2H + z/2H} dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \delta(t - t' - x/c + z/c) = \\ = \frac{c}{2} e^{x/2H} \left(\int_0^x e^{z/2H} F(t + x/c - z/c, z) dz - \int_0^x e^{z/2H} F(t - x/c + z/c, z) dz \right) \\ u = \frac{c}{2} e^{x/2H} \int_{-\infty}^t \left(\int_0^x e^{z/2H} F(t'' + x/c - z/c, z) dz - \int_0^x e^{z/2H} F(t'' - x/c + z/c, z) dz \right) dt'' \quad (27)$$

Здесь удобно ввести новые переменные $\tau_1 = t + x/c - z/c$, $\tau_2 = t - x/c + z/c$. Меняя в (25) порядок интегрирования, получим, что переменная τ_1 при постоянном z меняется в пределах от $-\infty$ до $t + x/c - z/c$, переменная τ_2 – в пределах от $-\infty$ до $t - x/c + z/c$. Тогда (27) можно записать в следующем виде:

$$u = \frac{c}{2} e^{x/2H} \left[\int_0^x e^{z/2H} dz \left(\int_{-\infty}^{t+x/c-z/c} F(\tau, z) d\tau - \int_{-\infty}^{t-x/c+z/c} F(\tau, z) d\tau \right) \right] = \frac{c}{2} e^{x/2H} \int_0^x e^{z/2H} dz \int_{t-x/c+z/c}^{t+x/c-z/c} F(\tau, z) d\tau. \quad (28)$$

При $H \rightarrow \infty$, что соответствует среде без стратификации, решение (28) стремится к решению неоднородного волнового уравнения [Тихонов, Самарский, 1966].

Стратификация приводит к усилению начальных возмущений. Пусть $F(t, x) = F_1(t)F_2(x)$ и $\Phi = \int F_1(t)dt$. Тогда решение (28) можно преобразовать:

$$u = \frac{c}{2} e^{x/2H} \int_0^x e^{z/2H} F_2(z) (\Phi(t + x/c - z/c) - \Phi(t - x/c + z/c)) dz. \quad (29)$$

Согласно (18) функция $F_2(x)$ представляет собой функцию двух слагаемых – первое из них связано со стратификацией среды, второе связано с ограниченностью области, где происходит прирост дополнительного вещества.

Отметим некоторые важные следствия решения (28). Если выброс вещества происходит мгновенно в некоторый момент времени, $F_1(t) = \delta(t - t_0)$, и область, где происходит прирост вещества, $0 \leq x \leq L$, достаточно мала, так что в F_2 преобладает второе слагаемое, то амплитуда генерируемой волны на больших расстояниях $x \gg L$ будет иметь вид:

$$u = \frac{c}{2} e^{x/2H+L/2H} (H(t + x/c - L/c - t_0) - H(t - x/c + L/c - t_0)), \quad (30)$$

где $H(t)$ – функция Хевисайда единичного скачка ($H(x) = 1$ при $x > 0$ и $H(x) = 0$ при $x < 0$).

Анализируя полученное решение (30) получаем, что в среде распространяется импульс с увеличивающейся длительностью и амплитудой по мере распространения. Амплитуды волны также возрастает при этом за счет стратификации среды (уменьшения плотности атмосферы по мере подъема над поверхностью Земли); из (30) следует неограниченное возрастание амплитуды волны.

В реальных условиях на больших расстояниях нарушается справедливость модели (17) и приближение сплошной среды. Кроме того, амплитуда волны будет

уменьшаться за счет вязкости среды. Амплитуду достаточно интенсивных возмущений будут ограничивать нелинейные эффекты, в частности, затухание на ударном фронте. Исследование этих всех этих эффектов возможно на основе уравнения (14). Исследование влияния совместного действия неоднородности и нелинейности среды было произведено в работе [Гусев, 2006] и может быть обобщено для рассматриваемой здесь задачи.

В случае низкочастотных возмущений $k \ll 1/H$ волновые числа приближенно равны $\lambda_1 \approx 1/H - Hk^2$, $\lambda_2 = Hk^2$ и в знаменателе $\lambda_1 - \lambda_2 \approx 1/H$. Решение (26) примет вид:

$$u = \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(x/H - Hk^2 x + Hk^2 z + i\omega(t - t'))}{1/H} \frac{d\omega}{2\pi} + \\ + \int_0^x dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\exp(\lambda_2 x + z/H - Hk^2 z + i\omega(t - t'))}{1/H} \frac{d\omega}{2\pi}$$

Во втором слагаемом $\lambda_2 \approx Hk^2$ при $kH \ll 1$ и $\lambda_2 \sim 1$ для больших значений k . Тогда вклад при малых k во втором слагаемом будет мал, поскольку в этом случае нет множителя $\exp(x/H)$. Вычисляя при таких условиях интегралы, получим:

$$u = \int_0^x \sqrt{\frac{Hc_0^2}{4(x-z)}} dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \exp\left(x/H - c_0^2(t-t')^2/4H(x-z)\right) + \\ + \int_0^x \sqrt{\frac{Hc_0^2}{4z}} dz \int_{-\infty}^{\infty} F(t', z) dt' \exp\left((x+z)/H - c_0^2(t-t')^2/4Hz\right). \quad (31)$$

Во втором слагаемом учтен только главный член асимптотического разложения при $kH \rightarrow 0$. Из полученного решения (31) следует, что происходит расплывание импульса с увеличением его длительности по мере распространения, однако в отличие от высокочастотного воздействия это расплывание сопряжено с уменьшением амплитуды за счет усреднения функции F по всем моментам времени.

Найденные решения (28), (29), (31) позволяют сделать вывод о том, что истечение вулканического вещества, в т.ч. газов, приводит к генерации акустических волн.

Стратификация атмосферы, связанная с уменьшением плотности воздуха по мере подъема над Землей, приводит к их усилению.

Таким образом, приток вещества является одним из основных источников инфразвуковых волн, излучаемых на всех этапах активной вулканической деятельности.

2.4 О роли натуральных наблюдений за поведением вулкана

Обычно вулканическое извержение представляется нам в виде огромных туч пепла, застилающих небо до горизонта, либо потоков жидкой лавы, сжигающей все на своем пути. Однако есть тихие вулканы, из жерла которых, как паста из тюбика, выдавливается очень вязкая, почти закристаллизовавшаяся магма. Такие извержения называют экструзивными, а их продукты - экструзивными, или лавовыми, куполами.

Казалось бы, подобные извержения не представляют никакой опасности для населения и поэтому их изучение и мониторинг носит чисто академический интерес. Однако это не так. Немногим более 100 лет назад медленный рост лавового купола вулкана Монтань-Пеле на о. Мартиника в Карибском море прервался мощным направленным взрывом, породившим раскаленную лавину, скатившуюся со склона со скоростью более 60 км/ч. Город Сен-Пьер был разрушен в считанные минуты. Из 30 тыс. жителей уцелели только двое. Одного из них спасли толстые стены местной тюрьмы.

Горячие лавины, образующиеся при обрушении лавовых куполов, называются пирокластическими потоками. Они несут огромное количество раздробленного материала, от тонкого пепла до фрагментов размером с дом. Такие потоки сопровождают практически все экструзивные извержения, пополняя ежегодно список их жертв. Иногда обрушившийся купол обнажает подводящий

канал вулкана, в котором под большим давлением находится относительно подвижная, газонасыщенная магма. Тогда извержение переходит во взрывную (эксплозивную) стадию, скорость продуктов и зона поражения возрастают на порядки. Например, на вулкане Безымянный на Камчатке в 1956 г. после нескольких месяцев роста купола произошло одно из крупнейших эксплозивных извержений прошлого века, в результате которого было выброшено около 4 км^3 раздробленного материала. Подобная смена режимов наблюдалась на вулканах Шивелуч на Камчатке, Маунт Сент Хеленс (США), Маунт Унзен (Япония), Мерапи (Индонезия) и многих других. Именно поэтому изучение и мониторинг активных лавовых куполов - одна из приоритетных задач современной вулканологии. В наше время происходит активный рост куполов на вулканах Шивелуч и Безымянный, Маунт Сент Хеленс, Сантьягито в Гватемале, Суффриер Хиллз на о.Монтсеррат в Карибском море и некоторых других.

Оценки скоростей современных тектонических движений отдельных точек на территории Северного Кавказа, включая вулканическую постройку Эльбруса, было проведено по данным Северо-Кавказской региональной сети стационарных станций наблюдения спутников GPS/ГЛОНАСС. Получены ряды режимных наблюдений спутников GPS/ГЛОНАСС на действующих стационарных станциях Северо-Кавказской региональной сети: «Терскол», район вулканической постройки, код станции TRSK), «Кисловодск» (код станции KISL) и «Владикавказ» (код станции VLAD). Станции TRSK и KISL включены в Государственную службу времени, частоты и определения параметров вращения Земли (ГСВЧ).

На основании результатов наблюдений впервые получены оценки поля скоростей Северо-Кавказского региона. Анализ GPS данных указанных станций проводился с помощью пакета программ BERNESE 5.0. В процессе анализа определялись два параметра линейного дрейфа и параметры годовой и полугодовой волн для каждой станции. Оценки скоростей проводились относительно системы ITRF2005.

Таблица 2. - Значения компонент скоростей и горизонтальные векторы скорости относительно системы ITRF2005 для стационарных станций Северокавказской сети NDCA.

Станция	Скорость (мм/год)			Горизонтальная составляющая (мм/г)	Азимут (град.)
	E	N	U		
TRSK-Эльбрус	23,0±0,3	14,6±0,1	8,4±0,2	27,3±0,3	57,5
KISL	23,5±0,3	16,3±0,2	23,6±0,4	28,6±0,3	55,3
ZECK	25,3±0,2	11,7±0,1	1,6±0,4	27,9±0,2	65,2
VLAD	25,7±1,4	14,5±0,9	-3,6±2,4	29,5±1,4	60,6
MDVJ	22,5±0,2	11,8±0,1	0,2±0,4	25,1±0,2	62,4

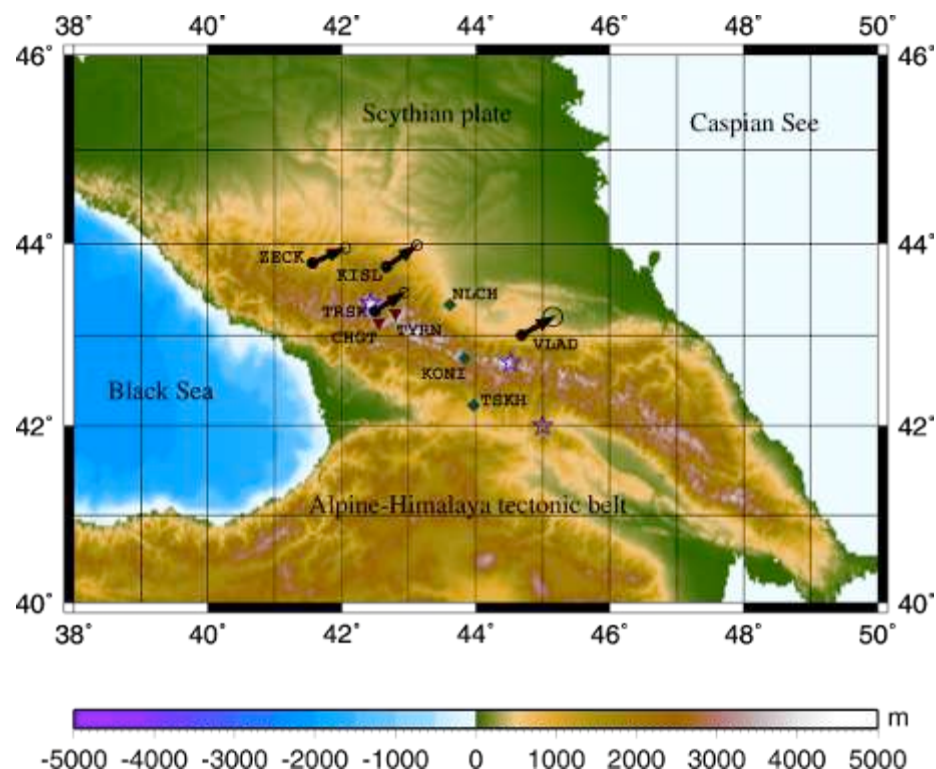
В таблице 2 приведены полученные оценки скоростей для 4 - станций Северо-Кавказского деформационного вектора, включая опорную станцию ZECK.

Как следует из таблицы, среднеквадратические погрешности оценок компонент скоростей для опорной и новых станций сравнимы (за исключением станции VLAD, в виду непродолжительности наблюдений на ней), что говорит о высоком качестве наблюдений на новых станциях и правильной выбранной стратегии обработки данных.

Согласно полученным данным в настоящее время рост вулканической постройки достигает 8 мм в год, что превышает соответствующие значения полученные для других пунктов наблюдений.

Характерным аспектом поля скоростей Северного Кавказа, полученного по данным станций NDCA, является быстрое горизонтальное движение в северо-восточном направлении практически с одинаковыми скоростями, около 28 мм/год (рисунок 51). Горизонтальное движение опорной станции MDVJ (Менделеево), расположенной в Московской области и входящей в международную сеть, характеризуется похожей скоростью (~25 мм/год) в том же направлении. Это может означать, что современное движение Северного Кавказа в основном

определяется общим тектоническим движением Евразийской платформы относительно ITRF.



Карта GPS скоростей станций (ZECK, TRSK, KISL, VALD) Северокавказского региона (NCDA) относительно системы ITRF2005 и эллипсы ошибок 1σ . TRSK, CHGT and TYRN – три точки GPS кампании по проекту WEGENER в 1993 и 1994 г.г. Нальчик и Кони и Цхинвал – планируемые новые станции сети NCDA.

В то же время анализ выявил избыточное NE движение Северного Кавказа относительно Евразийской платформы со скоростью 3-4 мм/год.

Станции Северо-Кавказской сети расположены в подвижном Альпийско-Гималайском тектоническом поясе, связанном с взаимодействием больших тектонических формаций: Евразийской, Арабской и Африканской литосферных плит. Эта коллизионная зона характеризуется высокой раздробленностью коры, сложной разломо-блоковой структурой, сдвиговыми движениями. Очевидно, избыточные скорости отражают активную тектонику этого региона.

Вулканологическими обсерваториями в последнее время собран богатейший материал, позволяющий очень детально проследить ход извержения. Измеряются объемы извергнутого материала, интенсивность выноса вулканических газов, землетрясений и деформаций земной поверхности. По

данным спутниковых и наземных наблюдений оценивается температура магмы, ведется мониторинг изменения ее химического состава. К сожалению, все измерения относятся либо к процессам, происходящим на поверхности, либо, как регистрация сейсмических сигналов или деформации пород, дают лишь косвенное представление о происходящем в земных недрах. Многие данные крайне трудно интерпретировать и связать с наблюдаемыми поверхностными явлениями. Построить же адекватную физическую модель, которая бы позволила использовать имеющийся материал для прогноза поведения вулкана даже в сравнительно недалеком будущем, пока никому не удавалось.

Интересные данные приведены в работе, в которой выполнена интерпретация наблюдений на вулкане Суфриер Хиллз. Начиная с 1995 г., когда вулкан пробудился из более чем четырехсотлетней спячки, Стивен Спаркс в тесном сотрудничестве с коллективом вулканологической обсерватории на о.Монтсеррат изучал его извержение. Выполненные затем работы по математическому моделированию экструзивных извержений, позволили объяснить многие наблюдаемые факты.

Следует отметить, что вулканология как наука начала складываться в середине прошлого века. Применение же методов механики к описанию извержений относится к 80-м годам. Тогда практически одновременно в Великобритании [1] и России [2, 3] были предложены одномерные стационарные модели эксплозивных извержений, и к настоящему времени этот тип извержения исследован достаточно детально [4]. Экструзивным извержениям уделялось существенно меньшее внимание, всплеск интереса к ним возник после начала извержения вулкана Суфриер Хиллз в 1995 г. [5].

Магма представляет собой многокомпонентную среду, состоящую из силикатного расплава, различных кристаллов, растворенных газов (вода, углекислый газ и др.), а также газа в виде отдельных пузырьков. Перед извержением она накапливается в периферических очагах, находящихся в верхней коре и связанных с поверхностью подводящим каналом или системой каналов (рисунок 51).

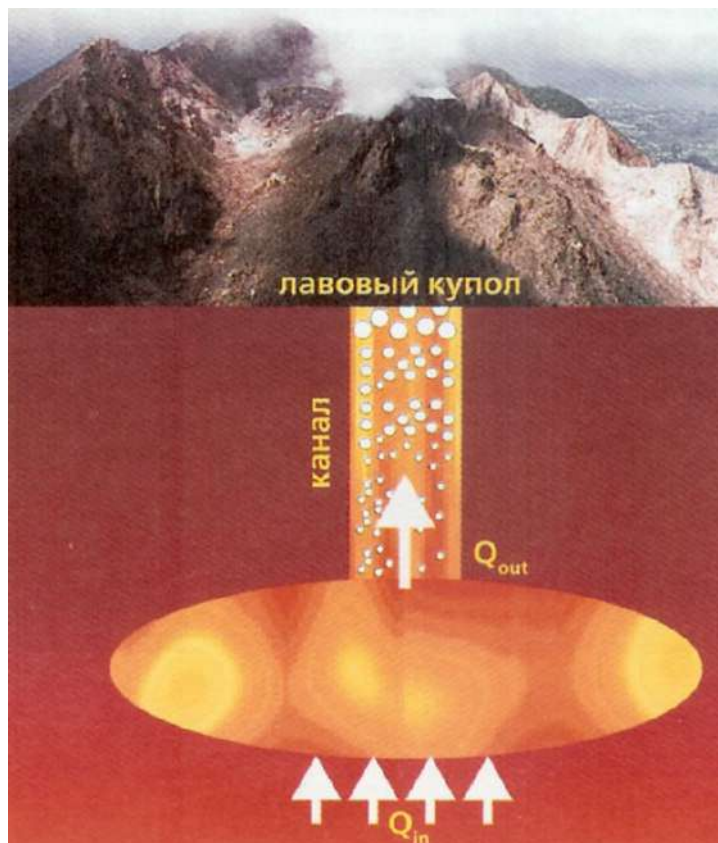


Рисунок 51 - Лавовый купол вулкана Суффриер Хиллз на о.Монтсеррат (вверху) и схема строения вулканической системы для экструзивного режима извержения.

Очаг, расположенный в земной коре, подпитывается свежей магмой с расходом Q_{in} . С растущим куполом он связан каналом, по которому происходит истечение с расходом магмы Q_{out} . При подъеме за счет падения давления происходит рост пузырьков, их слияние и опережающий отток газа по подвижной пористой среде. Дегазация приводит к изменению температуры плавления магмы и ее кристаллизации.

При подъеме за счет значительного падения давления в магме происходят сложные физико-химические процессы. В основном они связаны с выделением растворенных газов, которое приводит к образованию и росту пузырьков, резкому (на несколько порядков) росту вязкости магмы, изменению температуры плавления (ликвидуса). Последнее, наряду с остыванием, приводит к образованию и росту кристаллов. При некоторых условиях возможно дробление пузырьковой жидкости с образованием смеси газа с частицами магмы. В этом случае происходит эксплозивное извержение.

Отметим две особенности экструзивных извержений, подтвержденные многочисленными данными полевых наблюдений. Во-первых, расход магмы (скорость изменения объема купола) может меняться в десятки, сотни и даже

тысячи раз за незначительное по сравнению с длительностью извержения время (рисунок 52). Такие изменения могут носить достаточно регулярный характер - как на вулканах Маунт Сент Хеленс [6] и Сантьягито [7], или достаточно хаотичный - как на Шивелуче [8]. При этом периоды активного роста купола, когда возможны взрывы, сменяются периодами крайне малой активности или даже полным прекращением извержения. Время пульсаций расхода магмы изменяется от десятков дней (Сент Хеленс) до 10-15 лет (Сантьягито). Во-вторых, магма, слагающая лавовые купола, содержит 10-30 объем % пузырьков. Оценки показывают, что при декомпрессии магмы, изначально содержащей 5 - 7 вес % растворенного газа, пузырьки должны занимать до 99% ее объема. Магматический материал с такой пористостью в природе не встречается. Эти и другие особенности экструзивных извержений требуют своего объяснения.

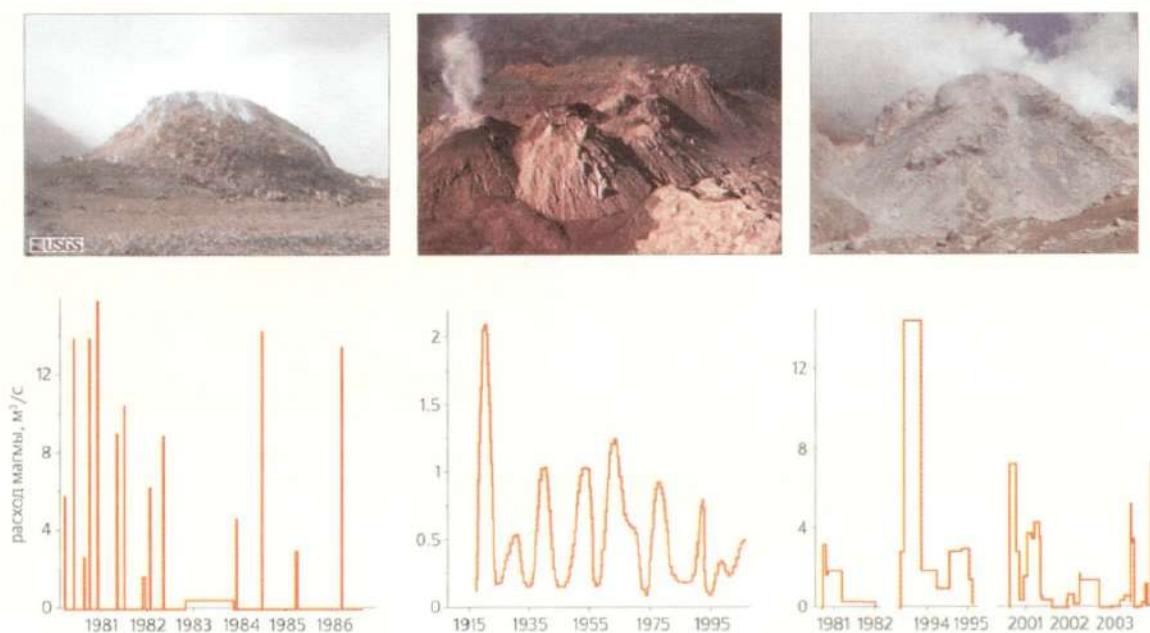


Рисунок 52 - Зависимость расхода магмы от времени на вулканах Маунт Сент Хеленс, Сантьягито и Шивелуч. При извержении происходят резкие изменения расхода магмы за сравнительно короткое время. На первых двух вулканах изменения носят периодический характер.

Мы предложили простую механическую модель, позволившую объяснить резкие колебания расхода магмы при росте лавовых куполов [9]. Она основывается на корреляции расхода магмы с количеством в ней кристаллов, наблюдавшейся для вулкана Маунт Унзен [10] и ряда других вулканов. Было

отмечено, что степень кристаллизации магмы обратно пропорциональна ее расходу (магма, извергавшаяся быстро, содержит относительно небольшое количество кристаллов). При этом рост кристаллов происходит не из-за остывания магмы (тепловые потери при подъеме, как правило, невелики), а из-за изменения температуры ликвидуса за счет перехода растворенных газов в пузырьки. Рост количества кристаллов приводит к увеличению вязкости магмы, причем наибольшему в тех случаях, когда концентрация кристаллов приближается к состоянию плотной упаковки.

Для качественного описания динамики извержения рассмотрим систему, состоящую из очага и цилиндрического канала постоянного сечения с неупругими стенками. Очаг находится в упругих породах и подпитывается свежей магмой с постоянным расходом Q_{in} . При подъеме давление в магме падает за счет действия сил тяжести и сопротивления канала вулкана. Сила сопротивления прямо пропорциональна вязкости магмы μ и скорости ее подъема V и обратно пропорциональна квадрату диаметра канала D . Такая зависимость верна для медленных (ламинарных) течений и была теоретически выведена Ж.Пуазейлем в 1846 г. Будем считать, что вязкость μ ступенчато возрастает при достижении объемной долей кристаллов β критического значения β_* . Предположим, что магма имеет постоянную плотность ρ (пренебрежем наличием пузырьков и различием в плотностях расплава и кристаллов), и все кристаллы зарождаются в очаге и растут с постоянной линейной скоростью U . Течение описывается системой уравнений:

$$\frac{\partial V}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial nV}{\partial x} = 0, \quad (32)$$

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\rho g - \frac{32\mu V}{D^2}, \quad \mu = \begin{cases} \mu_1 & \beta < \beta_* \\ \mu_2 & \beta \geq \beta_* \end{cases} \quad (33)$$

$$\frac{\partial \beta}{\partial t} + V \frac{\partial \beta}{\partial x} = 4\pi n R^2 U = (36\pi n)^{\frac{1}{3}} \beta^{\frac{2}{3}} U \quad (34)$$

Здесь R - радиус кристалла, считающегося сферическим, n - число кристаллов в единице объема. Система состоит из уравнений сохранения массы и числа кристаллов в объеме магмы (32), уравнения движения магмы (33) и уравнения роста кристаллов (34).

Поскольку система (32) описывает течение только в канале, необходимо задать граничные условия на верхней и нижней кромках канала. Считаем, что давление на верхней границе ($x = L$) равно нулю (поскольку давление в очаге многократно превосходит атмосферное). Очаг ($x = 0$), как мы говорили, находится в упругих породах и подпитывается свежей магмой с расходом, Q_{in} а объемная доля кристаллов в нем постоянна ($\beta = \beta_{ch}$). Связь между давлением в очаге и разностью интенсивностей подтока и оттока магмы описывается уравнением:

$$\frac{\partial p_{ch}}{\partial t} = \frac{\gamma}{V_{ch}}(Q_{in} - Q_{out}) \quad (35)$$

Здесь $Q_{out} = \pi D_2 V / 4$ - расход магмы, вытекающей из очага, γ - модуль упругости горных пород, окружающих очаг, V_{ch} - объем очага. Приведенное выражение соответствует очагу сферической формы в упругих породах, заполненному несжимаемой жидкостью. Когда расход вытекающей магмы, определяющийся сопротивлением канала вулкана, больше расхода магмы, подтекающей в очаг, то давление в очаге падает. В противном случае давление растет.

В стационарном случае уравнения (32) могут быть легко проинтегрированы и с учетом граничных условий дают связь между давлением в очаге и скоростью подъема магмы (рисунок 53). При больших расходах критическая концентрация кристаллов на выходе из канала не достигается. Вязкость магмы постоянна и равна μ_1 , связь между давлением в очаге и расходом линейна и описывается классическим решением Пуазейля. Если же расход мал и концентрация кристаллов может достигать критического значения, то связь между давлением и расходом двузначная и описывается квадратичной по расходу зависимостью. В

нижнем и промежуточном режиме верхняя часть канала заполнена сильновязкой жидкостью, причем длина этой области тем больше, чем меньше расход. Точка перехода от двузначного решения к пуазиелевскому определяется достижением критической концентрации кристаллов на выходе из канала. Таким образом, при фиксированном давлении в очаге возможно до трех стационарных режимов течения магмы. Расходы в них отличаются на порядки и перекрывают весь диапазон возможных расходов при экструзивных извержениях.

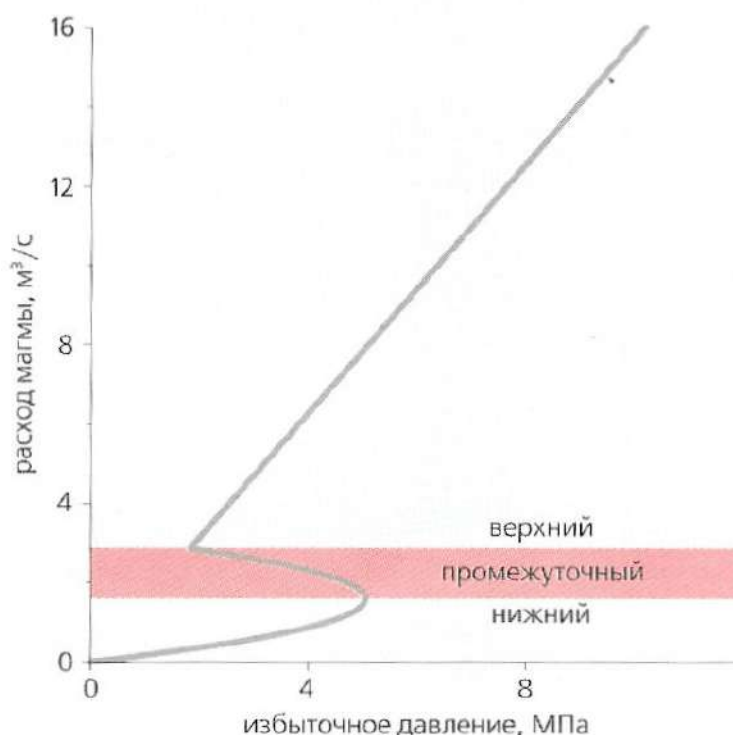


Рисунок 53 - Стационарная зависимость между расходом магмы и избыточным (над гидростатическим) давлением в очаге. При фиксированном давлении в очаге возможно до трех стационарных режимов извержения.

Заметим, что подобные трехзначные решения обычны для теории катастроф и часто возникают в химической кинетике и электродинамике. Применительно к вулканическим системам подобные решения встречаются во многих работах [3, 11 - 14]. В них верхний и промежуточный режимы относятся к взрывному извержению, нижний - к экструзивному. При соответствующих граничных условиях промежуточный режим неустойчив, что приводит к циклическому

изменению расхода магмы за счет переходов системы с нижнего режима на верхний и обратно.

На рисунке 54 приведена зависимость расхода магмы от давления в очаге и от времени, когда расход подтекающей в очаг магмы Q_{in} соответствует промежуточному стационарному режиму. Как мы видим, при достаточно большом объеме очага, а вернее при большом значении безразмерного параметра:

$$\tau = \frac{4V_{ch}\rho g}{\pi D^2 \gamma}$$

характеризующего время изменения давления в очаге, лавовый купол растет в периодическом режиме. Извержение начинается при подтоке свежей магмы в очаг (точка О). Давление в нем) начинает расти, поскольку $Q_{in} > Q_{out}$. Система идет близко к нижнему режиму стационарной кривой (тем ближе, чем больше величина τ) до точки А, затем резко переходит на верхний режим (точка В). Теперь Q_{in} меньше, чем Q_{out} , и давление в очаге падает, вызывая снижение расхода (участок ВС). Далее система за короткое время переходит на нижний режим (CD). Цикл замыкается. Если же очаг достаточно мал (малое τ), то решение со временем стабилизируется и лавовый купол растет с постоянной скоростью.

Одна из наблюдаемых величин - период колебаний (если таковые происходят). При больших значениях τ мы получили аналитическую формулу, по которой можно по наблюдаемым данным оценить объем очага извержения. Измерение объема очага - крайне сложная процедура, требующая наличия большого количества сейсмологических станций, расположенных в непосредственной близости от вулкана. Знание же количества готовой к извержению магмы очень важно для прогноза вулканической опасности.

Ввиду своей простоты модель может показаться красивой игрушкой в руках теоретиков. Однако это не так. Рассмотрим два конкретных случая применения модели - для вулканов Маунт Сент Хеленс (1980-1987) и Сантьягито (1922-2005). В извержении вулкана Маунт Сент Хеленс выделяются три периода. Во время

первого (1981 - 1982) произошло девять всплесков роста лавового купола с расходами $\sim 15 \text{ м}^3/\text{с}$. Каждый из всплесков продолжался от двух до семи дней (в среднем четыре) с временем затишья около 74 дней и средним расходом за весь период $\sim 0,67 \text{ м}^3/\text{с}$. Второй период характеризуется ростом лавового купола с постоянным расходом $-0,48 \text{ м}^3/\text{с}$ в течение года. Во время третьего периода произошло пять всплесков роста купола с расходами $\sim 15 \text{ м}^3/\text{с}$ и средним расходом $\sim 0,23 \text{ м}^3/\text{с}$ [6].

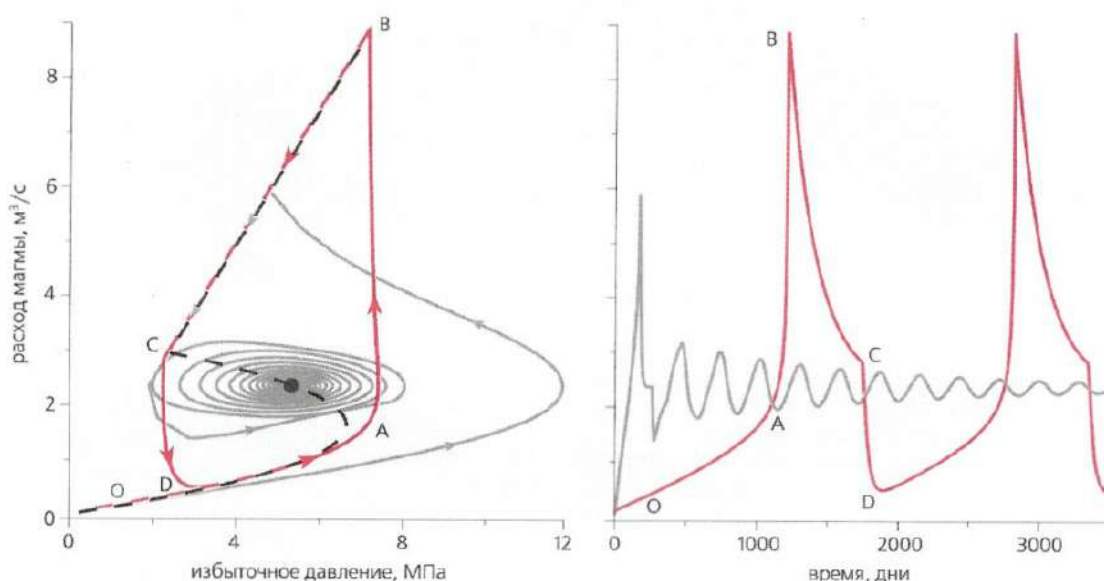


Рисунок 54 - Зависимость между расходом магмы и избыточным (над гидростатическим) давлением в очаге (слева), и между расходом и временем. Кривые различаются характерным временем (τ) изменения давления в очаге. При больших τ ($\tau = 200$, серая кривая) расход изменяется периодически, при малых τ ($\tau = 8,3$, цветная кривая) - стабилизируется. Пунктиром показано стационарное решение.

На рисунок 55 приведены расчетная и наблюдавшаяся зависимости расхода от времени для данного извержения. Параметры, использовавшиеся при вычислениях, приведены в таблице. Мы предполагаем, что в первый период расход подтекающей в очаг магмы (Q_{in}) лежит в области среднего режима (рисунок 53). Происходят колебания. За счет большого контраста вязкостей резко изменяется расход магмы при переходе между верхним и нижним режимами. Во время второго периода приток магмы в очаг уменьшается и перемещается в область устойчивого нижнего режима. Извержение стабилизируется. Наконец, во

время третьего периода параметры вулканической системы изменяются таким образом, что Q_{in} снова переходит на промежуточный режим. К таким переменам может привести либо уменьшение диаметра канала (с 18 до 12 м) за счет налипания магмы на стенки, либо уменьшение скорости роста кристаллов за счет вариаций химического состава магмы. Возможно, параллельно действуют оба фактора.

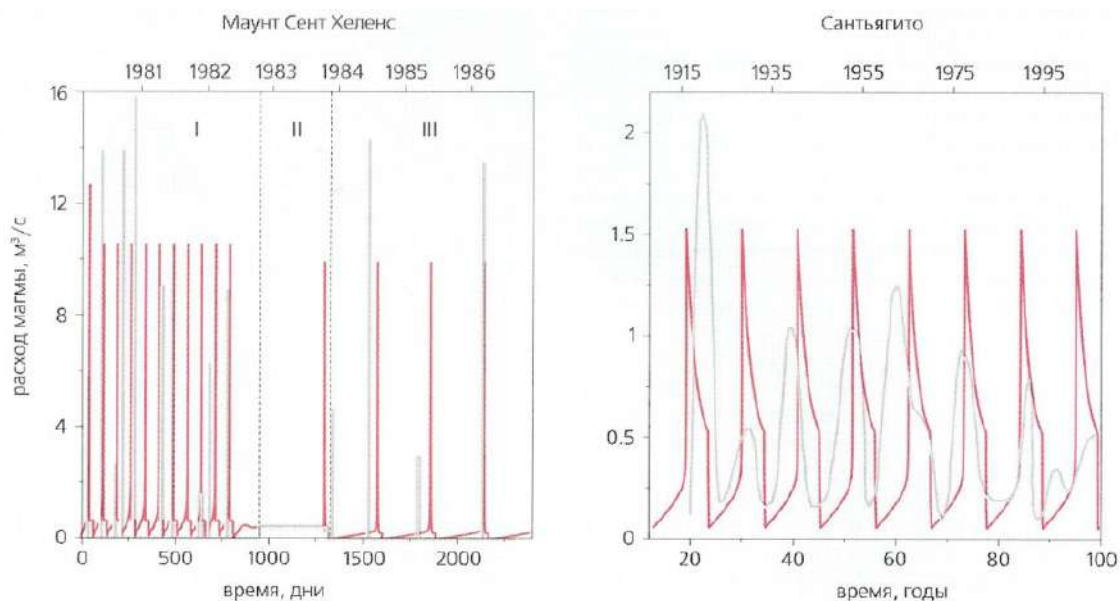


Рисунок 55 - Сравнение рассчитанного изменения расхода магмы во времени с данными полевых наблюдений (цветная кривая) на вулканах Маунт Сент Хеленс и Сантьягито. Параметры вулканических систем приведены в таблице. Римскими цифрами обозначены периоды извержений.

На рисунке 55 приведены расчетная и наблюдавшаяся зависимости расхода от времени для данного извержения. Параметры, использовавшиеся при вычислениях, приведены в таблице. Мы предполагаем, что в первый период расход подтекающей в очаг магмы (Q_{in}) лежит в области среднего режима (рисунок 53). Происходят колебания. За счет большого контраста вязкостей резко изменяется расход магмы при переходе между верхним и нижним режимами. Во время второго периода приток магмы в очаг уменьшается и перемещается в область устойчивого нижнего режима. Извержение стабилизируется. Наконец, во время третьего периода параметры вулканической системы изменяются таким образом, что Q_{in} снова переходит на промежуточный режим. К таким переменам

может привести либо уменьшение диаметра канала (с 18 до 12 м) за счет налипания магмы на стенки, либо уменьшение скорости роста кристаллов за счет вариаций химического состава магмы. Возможно, параллельно действуют оба фактора.

На вулкане Сантьягито, начиная с 1922 г., рост лавового купола происходил циклически [7]. Каждый цикл начинался с 3-6-летнего периода высокой активности вулкана (расходы $0,5 - 2,1 \text{ м}^3/\text{с}$), затем сопровождался более длинным периодом (3-11 лет) низкой активности (с расходами порядка $0,2 \text{ м}^3/\text{с}$). Средний расход за время извержения составил – $0,44 \text{ м}^3/\text{с}$.

На рисунке 55 показаны расчетная зависимость расхода от времени и данные полевых наблюдений (цветная линия). Расчеты позволяют объяснить периодическое изменение расхода, правильно воспроизводят период извержения и отношения между периодами повышенной и пониженной активности. Изменение максимума расхода и тенденция к стабилизации извержения могут быть следствием падения расхода подтекающей магмы, изменения физических ее свойств или эволюции канала. Имеющиеся данные, однако, пока не позволяют однозначно установить причины таких вариаций расхода магмы.

По нашим оценкам, под вулканом Сантьягито расположен магматический очаг огромного объема. Катастрофическое извержение 1902 г., при котором на поверхность было вынесено более 10 км^3 лавы, не привело к существенному опустошению очага и образованию кальдеры при обрушении кровли, что косвенно подтверждает наши расчеты. Эксплозивное же извержение Маунт Сент Хеленс в 1980 г., после которого начал расти лавовый купол, было относительно небольшим ($-0,2 \text{ км}^3$), что соответствует малому размеру очага.

Предложенная модель была существенно развита для учета реальной кинетики кристаллизации (нуклеации и роста кристаллов в зависимости от степени переохлаждения магмы) и наличия в магме растворенного газа, выделяющегося при подъеме и фильтрующегося через систему взаимосвязанных пузырьков [15]. Также учтено увеличение длины канала за счет наращивания лавового купола.

Система уравнений, описывающая такое течение, состоит из пяти уравнений, выражающих законы изменения массы (для магматического расплава, относительно крупных кристаллов, микролитов, пузырьков и растворенного газа), двух гидродинамических уравнений (для магмы и газа в пузырьках) и уравнения энергии, учитывающего изменение температуры при выделении скрытой теплоты кристаллизации. Вязкость магмы определяется количеством растворенного в ней газа, температурой и объемной концентрацией кристаллов. Для описания процесса кристаллизации с некоторыми уточнениями применялась модель [16], откалиброванная на экспериментах [17].

Таблица

Параметры вулканических систем для вулканов Маунт Сент Хеленс и Сантьягито

Параметр	Маунт Сент Хеленс	Сантьягито
Плотность магмы	2500 кг/м ³	2500 кг/м ³
Длина канала	7200 м	5000 м
Диаметр канала	18 (12*) м	20 м
Объем очага	0.56 км ³	64 км ³
Модуль упругости пород	$3 \cdot 10^{10}$ Па	10^{10} Па
Число кристаллов в единице объема	$10^{14} \cdot 1/\text{м}^3$	$10^{14} \cdot 1/\text{м}^3$
Скорость роста кристаллов	$1.5 \cdot 10^{-12}$ м/с	10^{-12} м/с
Вязкость при малой доле кристаллов	$6.4 \cdot 10^5$ Па с	$6.4 \cdot 10^6$ Па с
Отношение вязкостей	80 (110*)	12
Концентрация кристаллов в очаге	0.3	0.3
Критическая концентрация кристаллов	0.7	0.7

* В скобках приведены параметры для третьего периода роста купола на вулкане Маунт Сент Хеленс.

В скобках приведены параметры для третьего периода роста купола на вулкане Маунт Сент Хеленс.

Платой за сложность стало отсутствие аналитических решений и простых оценок. Зато модель позволяет рассматривать влияние значительно большего числа определяющих параметров и процессов. Приведем несколько примеров ее применения.

На рисунке 56 показана зависимость расхода магмы от высоты лавового купола (и от времени) для вулкана Суффриер Хиллз (1995 - 2001). Свежая магма поступает на поверхность лавового купола, увеличивая его высоту и тем самым длину канала. Расчет начинался с точки, когда высота купола равнялась нулю, а расход магмы $\sim 2 \text{ м}^3/\text{с}$. На заключительных стадиях расход уменьшался до $\sim 0,1 \text{ м}^3/\text{с}$, а высота купола достигла 120 м. Рост купола приводит к уменьшению расхода магмы, что вызывает более интенсивную ее кристаллизацию. Вязкость магмы увеличивается, и ее расход уменьшается еще сильнее. Если не учитывать кристаллизацию, то уменьшение расхода в 20 раз должно произойти при высоте купола 570 м, что противоречит наблюдениям.

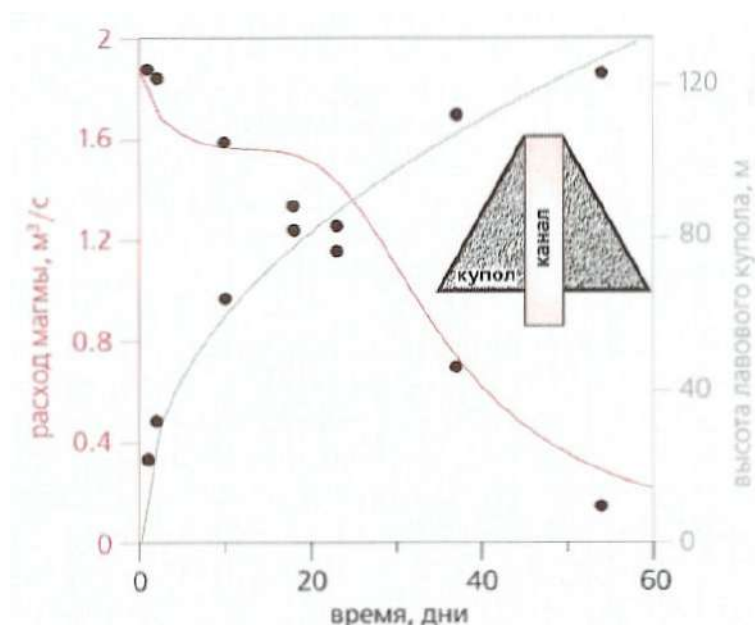


Рисунок 56 - Зависимость расхода магмы (показано цветом) и высоты лавового купола от времени на вулкане Суффриер Хиллз. Точки - данные наблюдений, линии - расчетные значения. Купол аппроксимировался усеченным конусом с верхним основанием, равным диаметру канала, и наклоном боковой поверхности, соответствующим углу естественного откоса слагающих пород. Давление в очаге считалось постоянным.

Второй пример поясняет причину относительно низкой пористости материала лавовых куполов. Как уже говорилось выше, магма, содержащая 5-7 масс % растворенного газа, при декомпрессии до атмосферного давления должна состоять практически из одних пузырьков. Однако пористость пород лавовых куполов составляет 10-30%. Причина кроется в слиянии пузырьков с

образованием подвижной пористой среды и фильтрации газа через нее. Доказательством существования подобной структуры служат лабораторные измерения проницаемости для газовой среды вулканических пород [18]. На рисунке 57 приведены графики распределения избыточного (по сравнению с литостатическим) давления и объемной доли пузырьков по каналу вулкана для магмы с различной проницаемостью. Давление в канале падает при подъеме магмы за счет действия сил тяжести и сопротивления канала вулкана. За счет роста пузырьков вес магмы уменьшается, и давление в нижней части канала падает медленнее литостатического. В верхней части канала за счет роста силы сопротивления (вязкость магмы увеличивается на порядки величины, как за счет роста кристаллов, так и за счет выделения растворенных газов из расплава) давление на выходе резко падает до атмосферного. В результате в приповерхностной области давление в магме значительно превышает литостатическое. За счет большого градиента давления происходит интенсивная фильтрация газа сквозь магму (по закону Дарси, фильтрационная скорость пропорциональна градиенту давления). Это приводит к уменьшению объемной доли пузырьков на выходе из канала.

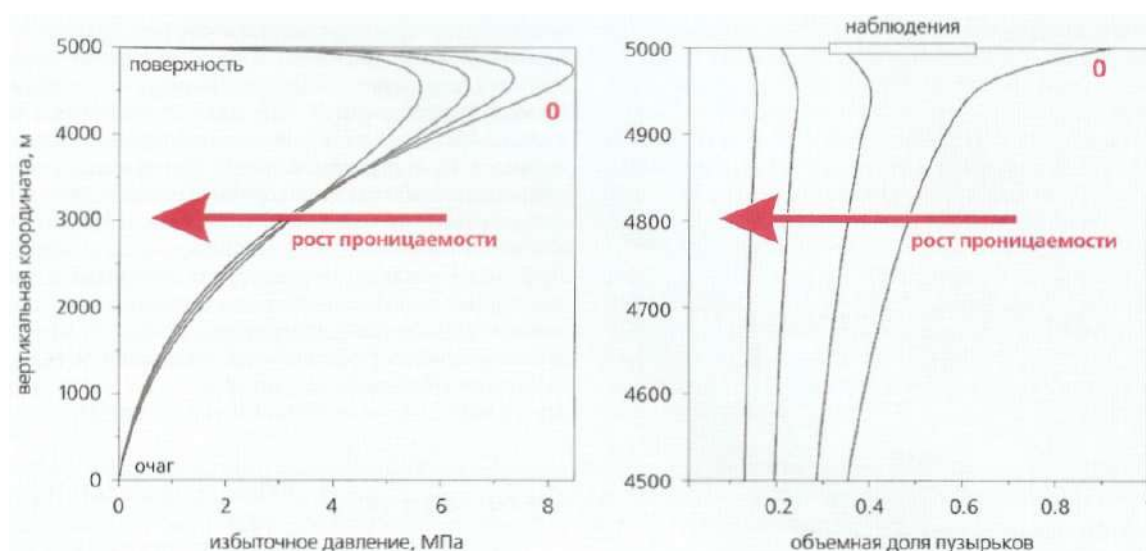


Рисунок 57 - Распределение избыточного (над литостатическим) давления и объемной доли пузырьков в канале вулкана при различных проницаемостях магмы для газовой среды. Индекс «О» соответствует непроницаемой магме.

Наличие больших избыточных давлений в приповерхностной области может объяснить происходящие на многих растущих куполах мелкофокусные землетрясения и деформации земной поверхности. По независимым оценкам для вулкана Суфриер Хиллз положение и амплитуда источника давления хорошо совпадают с рассчитанными значениями.

Пример третий. При большой объемной доле кристаллов магма перестает вести себя как обычная вязкая жидкость. Появляется предел текучести. Если перепад давлений, приложенный к магме, меньше некоторого критического, то движения не происходит. Подобным образом ведут себя многие суспензии. Такое поведение описывается моделью Бингама-Шведова.

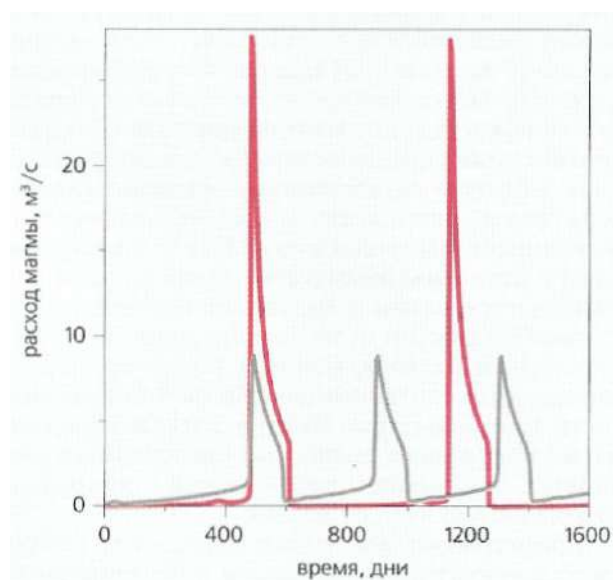


Рисунок 58 - Зависимость расхода магмы от времени, когда она представляется обычной вязкой жидкостью (серая кривая) и жидкостью Бингама -Шведова (цветная кривая), обладающей пределом текучести. Во втором случае резкие всплески расхода чередуются с паузами.

На рисунке 58 представлено сравнение динамики извержения для обычной вязкой жидкости и бингамовской, т.е. структурированной жидкости, обладающей пределом текучести. Считается, что предел текучести обращается в ноль, когда концентрация кристаллов меньше критической. При недостаточно больших давлениях в очаге в случае бингамовской модели извержения не происходит. С ростом давления магма начинает выжиматься из канала с увеличивающимся расходом, количество кристаллов в ней уменьшается, вязкость падает, а предел

текучести становится равным нулю. Это приводит к резкому увеличению расхода, который может превышать значения, рассчитанные для обычной вязкой жидкости, в несколько раз. Между всплесками расхода магмы рост купола полностью прекращается. Подобное поведение наблюдалось, например, на вулкане Маунт Сент Хеленс.

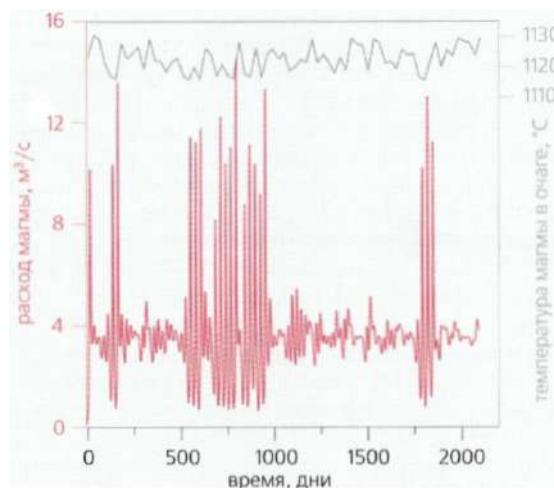


Рисунок 59 - Зависимость расхода магмы (показано цветом) и температуры в очаге извержения от времени.

Пример четвертый. За счет зависимости вязкости от концентрации кристаллов и сложной кинетики кристаллизации вулканическая система сильно нелинейна. При этом малое изменение параметров магмы в очаге извержения может привести к коренному изменению его режима. Особенно сильно малое изменение параметров сказывается в окрестности точек перехода (А и С на рисунке 54). Рассмотрим, как поведет себя вулкан, если температура магмы на выходе из очага будет случайным образом меняться в пределах $\pm 15^{\circ}\text{C}$ от средней (изменение температуры составляет менее 2%), а интенсивность притока магмы в очаг будет соответствовать окрестности точки А. К такому изменению температуры может приводить всплывание более горячих порций магмы за счет ее конвекции в очаге. На рисунке 59 изображена зависимость расхода магмы и температуры в очаге от времени. Когда температура магмы выше средней, подток соответствует нижнему устойчивому режиму и интенсивность извержения мало отличается от средней. При более низких температурах происходят интенсивные колебания расхода. В целом малое случайное изменение температуры в очаге

приводит к значительному изменению интенсивности извержения. Похожий характер носит в последнее время извержение вулкана Шивелуч.

Для подтверждения наших теоретических моделей хотелось провести эксперимент в контролируемых условиях. По понятным причинам сделать его на извергающемся вулкане невозможно. Поэтому в Научно-исследовательском институте механики МГУ родилась установка «Вулкан», где в качестве магмы используется обычный сахарный сироп, вязкость которого экспоненциально зависит от температуры. В камеру с упругими стенками горячий сироп подается с постоянным расходом и течет по охлаждаемому каналу. Температура стенок канала постоянна. Если сироп течет быстро, то охладиться он не успевает и его вязкость увеличивается незначительно. При медленном течении вязкость сиропа возрастает в сотни и даже тысячи раз. Стационарная зависимость расхода от давления в очаге в этом случае также трехзначна. Теоретически, если расход подтекающего в очаг сиропа соответствует среднему режиму, то возникают периодические колебания. В противном случае (т.е. для более быстрого или более медленного подтока) истечение выйдет на стационарный режим. Проведенные эксперименты полностью подтвердили выводы теории (рисунок 60). Таким образом, можно с большей уверенностью говорить о достоверности полученных результатов.

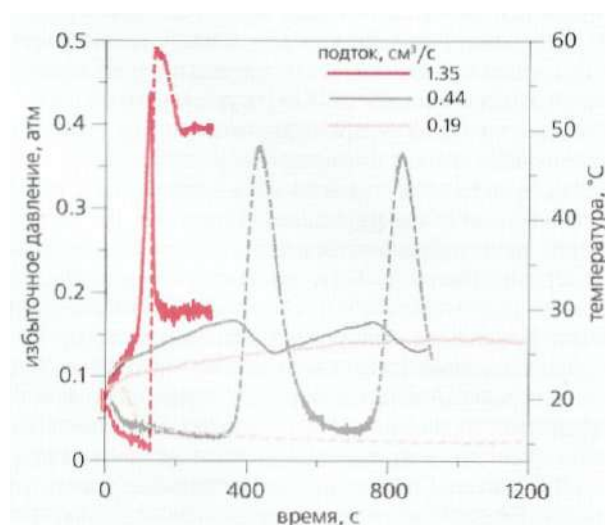


Рисунок 60 - Обработка данных эксперимента на установке «Вулкан».

Приведены значения избыточного давления (показаны пунктиром) в камере и температуры сиропа на выходе из канала при различных интенсивностях подтока сиропа в камеру.

Приложение математических моделей к описанию вулканических извержений находится на начальных стадиях по сравнению с классическими областями аэро- и гидромеханики или, например, метеорологии и сейсмологии. Еще многое предстоит сделать для того, чтобы с уверенностью дать ответ на главные вопросы вулканологии - когда и где произойдет извержение, какова будет его интенсивность и продолжительность, какие территории подвержены риску? Для многих стран, таких как Япония, Филиппины, Индонезия, Италия, проблема точного прогноза вулканической активности - одна из самых актуальных. Без понимания принципов действия вулканической системы этот вопрос останется без ответа даже при самых современных способах мониторинга активных вулканов.

2.5 Результаты микросейсмических наблюдений в штольне Баксанской нейтринной обсерватории

Изучение вулканических дрожаний было проведено в выработках Баксанской нейтринной обсерватории ИЯИ РАН

Для проведения измерений был выбран участок в конечной части штольни на расстоянии около 3800 м от портала. В этом месте мощность покрывающих пород (преимущественно гранитов и гнейсов) составляет почти 2000 м, что обеспечивает отличную защиту от различных природных микросейсм, вызванных метеорологическими факторами. Сейсмические датчики были размещены в месте сочленения штольни и вспомогательной боковой выработки.

В качестве системы наблюдений была выбрана малоапертурная сейсмическая группа, состоящая из центральной точки (регистрируются 3 компоненты вектора скорости смещений сейсмометрами СМЗ-КВ) и трех разнесенных на расстояние до 40 м геофонов GS-20DX. Подобная конфигурация позволяет с достаточно высокой точностью определять как динамические (амплитуда, частотный состав), так и кинематические (направление и скорость распространения, угол выхода)

характеристики регистрируемых сигналов. Для регистрации сейсмических сигналов использовался мобильный сейсмологический комплекс.

Первой задачей, решаемой при проведении наблюдений, было определение общего уровня микросейсмического фона. С этой целью по общепринятой в сейсмологии методике были рассчитаны спектры мощности смещений грунта.

Анализ полученных спектров показал, что в частотном диапазоне 0,1-3 Гц наблюдается очень низкий уровень шумов, приближающийся к минимальному из наблюдающихся в естественных условиях. Вместе с тем, начиная с частоты 3 Гц наблюдаются довольно интенсивные помехи, по амплитуде на 1-2 порядка превосходящие фоновый микросейсмический уровень. Особенно сильно они проявляются на компонентах «Запад-Восток» и вертикальной. Анализ временной динамики показал, что в течение всего периода наблюдений отмечается высокая стабильность как амплитуды, так и частотного состава микросейсм.

С целью установления природы регистрируемых помех было проведено дополнительное измерение: сейсмометры Zc, Nc и Ec были перенесены на 20 м вглубь выработки и установлены на бетонном постаменте, где в течение 1 часа также регистрировался микросейсмический фон. Как показал этот эксперимент, в глубине выработки наблюдается заметное снижение уровня помех. Сопоставление полученных спектров позволило предположить, что источником интенсивных микросейсм в диапазоне 3-5 Гц являются акустические колебания, генерируемые вентиляционной установкой на галлий-германиевом нейтринном телескопе (ГГНТ), расположенном на расстоянии около 500 м от точки наблюдений. Вместе с тем, пик в диапазоне 5-7 Гц одинаково хорошо прослеживается в обеих точках наблюдения. Наиболее вероятным источником этих помех, являются процессы активного выделения воды и газа из стенок и кровли выработок, наблюдающиеся в непосредственной близости от места проведения микросейсмических наблюдений.

На рисунке 61 и 62 приведены данные полученные в лаборатории на 15 пикете в штольне Баксанской нейтринной обсерватории.

Таким образом, можно сделать вывод, что общий уровень микросейсмического фона в штольне Баксанской нейтринной обсерватории, особенно в диапазоне 0,1-3 Гц (характерен для объемных волн на телесейсмических расстояниях) очень низок. Наблюдающиеся в более высокочастотном диапазоне помехи носят, по всей видимости, локальный характер и на других участках штольни могут отсутствовать.

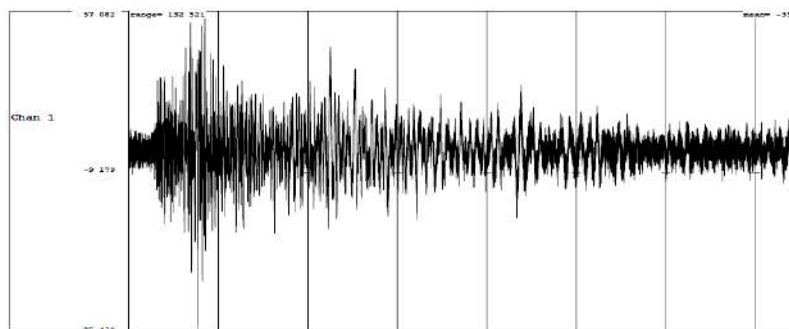


Рисунок 61 - Сейсмограмма записанная во время землетрясений 8 марта 2010 года в Турции. (Магнитуда – 6,1).

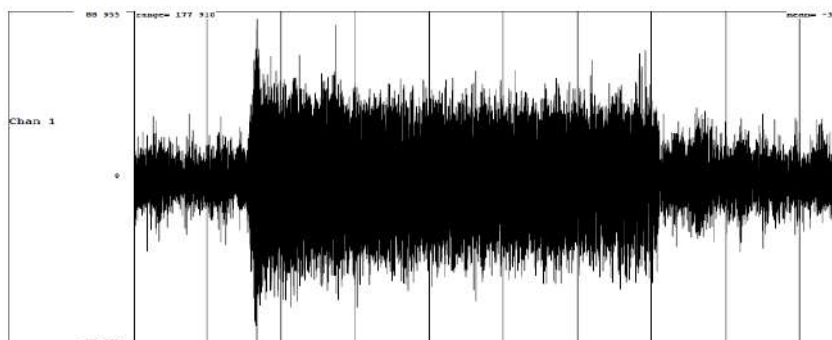


Рисунок 62 - Сейсмограмма записанная во время землетрясений 12 декабря 2010 года в Грузии. (Магнитуда – 4,1)

Район Баксанской нейтринной обсерватории характеризуется довольно высокой интенсивностью природных геодинамических процессов. Это обусловлено как молодым возрастом Кавказских гор, так и близостью вулкана Эльбрус, характеризующегося современной (по геологическому времени) активностью. Подтверждением активности геологических процессов, происходящих в регионе, является большое количество сейсмических событий, зарегистрированных во время проведения микросейсмических наблюдений. В процессе обработки сейсмограмм на полученных записях было выделено более 90 сейсмических событий, гипоцентры которых располагались на расстоянии от 1,5 до нескольких сотен километров, а

магнитуда была в диапазоне от 3,5 до 2,8. Все зарегистрированные события можно разделить на 2 группы – региональные (с относительно большой энергией и расстояниями до гипоцентра в десятки и сотни км) и локальные (местные), для которых расстояния до гипоцентров не превышают 3 км, а сейсмическая энергия колеблется от долей Дж до 1 кДж. Всего за время мониторинговых работ зарегистрировано 5 региональных землетрясений и микроземлетрясений.

На наш взгляд, особый интерес представляют «местная» сейсмическая активность, составляющая большую часть из зарегистрированных событий. В большинстве случаев для них с довольно хорошей точностью удалось определить расстояние до гипоцентра и сейсмическую энергию. Несколько сложнее задача определения направления на гипоцентр. В связи с тем, что все датчики располагались в горизонтальной плоскости, по задержкам между вступлением волны на разных каналах можно определить только азимут на эпицентр (проекцию гипоцентра на горизонтальную плоскость), причем точность этого определения будет зависеть от угла выхода волны. Так, при углах выхода, близких к вертикальным, разность времен вступления составляет первые миллисекунды, что сопоставимо с шагом дискретизации (2,5 мс). В этом случае погрешность определения азимута может достигать 30-40%. Для определения угла выхода волны (отклонения фронта распространения от горизонтали) использовался поляризационный анализ записей трехкомпонентного сейсмометра. Эти же данные были использованы для повышения точности определения азимута распространения волны.

По результатам совместной обработки временных задержек между каналами и поляризацией продольной волны можно довольно точно определить направление на гипоцентр. К сожалению, достоверный поляризационный анализ можно провести только при хорошем соотношении сигнал/помеха, а для большинства зарегистрированных событий из-за их малой энергии (единицы и даже доли Дж) это отношение не превышает 2, в связи с этим направление на гипоцентр для них носит оценочный характер.

По результатам анализа эпицентральных расстояний и азимутов распространения сигналов было выделено 2 зоны, являющиеся источниками подавляющего большинства зарегистрированных сейсмических событий. Первая располагается на северо-востоке от мониторинговой системы (азимут $280-310^\circ$) и характеризуются большой глубиной: на 1,5-2 км ниже уровня штольни. Вторая зона формируется сейсмическими событиями с гипоцентрами к северо-востоку и востоку от точки наблюдений (азимут $65-90^\circ$), угол выхода для них составляет $50-55^\circ$, что соответствует глубине порядка 1500 м относительно точки наблюдения.

Общее количество сейсмических событий, отнесенных к 1 зоне – 49, их энергия находится в диапазоне от 0,3 Дж до 3 кДж. Характерной их особенностью является то, что практически все (кроме 2) произошли не поодиночке, а в виде 6 роев из 3-15 штук с интервалами от 0,3 до 10-15 с. Волновые формы этих событий отличаются высокой степенью подобия, что позволяет говорить о едином механизме их происхождения. Кроме того, 3 из 6 роев сопровождались довольно продолжительными (до 2 мин.) цугами постепенно затухающих колебаний, практически не разделяющихся на отдельные сигналы. С течением времени для этих цугов наблюдается, кроме уменьшения амплитуды, снижение частоты колебаний. По-видимому, это говорит о том, что наблюдаемый сигнал связан с движением жидкости или газа, инициированным сейсмическим событием или как-то иначе связанным с ним. Таким образом, наиболее вероятным объяснением происхождения сейсмических событий этой группы является их связь с магматическим очагом или проявлением постмагматических процессов. В этой части наблюдения будут продолжены.

Вторая группа насчитывает 26 сейсмических событий, преимущественно одиночных, но наблюдаются также 2 роя из 3 и 4 событий. События в этой группе отличаются меньшей энергией (до 5 Дж) и расположением гипоцентров примерно на одной глубине с мониторинговой системой.

Глава 3 Поиск путей построения и выработка требований к аппаратуре, обеспечивающей выделение прогностической геомагнитной информации в широком частотном диапазоне. Внедрение концепции модернизации УСУ

3.1 Поиск путей построения нового поколения геомагнитных прогностических систем.

В процессе проведения комплексных геофизических наблюдений на базе информационно-измерительных комплексов определен состав аппаратных средств, которые могут быть использованы в дальнейших экспериментах. В их числе наклонометры системы Д.Г. Гриднева и магнитные вариометры, которые разрабатывает Институт земного магнетизма и распространения радиоволн РАН. Наклонометры позволяют фиксировать не только наклоны земной поверхности, но и определяют момент регистрации сейсмического события в месте установки прибора. Это облегчает выделение магнитных аномалий при одновременной регистрации сейсмических событий магнитными вариометрами и другими прогностическими приборами такого класса.

В свете сказанного выше, остановимся в настоящем разделе отчета на анализе приборов, которые уже установлены на постах всех четырех лабораторий Северокавказской геофизической обсерватории. И в первую очередь обратимся, прежде всего, к наклонометрам системы Д.Г. Гриднева. Работы доктора технических наук Д.Г. Гриднева, главного научного сотрудника ИФЗ РАН и сейчас являются пионерскими, а созданный им ряд приборов обеспечил приоритет России в построении прецизионных наклонометров.

С 1956 г. для регистрации приливных наклонов земной поверхности в нашей стране и некоторых европейских странах использовался наклонометр А.Е.Островского, в котором применялся подвес маятника, разработанный Д.П. Кирносом [А.Е. Островский, 1961].

В 1966 г. Д. Гридневым был разработан и изготовлен прибор нового класса- кварцевый наклонмер на цельнеровском подвесе с периодом собственных колебаний маятника до 100 с [Гриднев, 1975а]. Регистрация наклонов велась здесь фотооптическим способом. Конструкция наклонмера показана на рисунке 63. В монтажной рамке 1 на нитях 2 подвешен маятник 3 с зеркалом 4. Световой поток осветителя 5, отражаясь от зеркала 4, попадает на фотобумагу кассеты 6.

Исследования наклонмеров этого типа позволили выявить высокую идентичность их показаний, что дало повод для разработки более совершенной конструкции кварцевого наклонмера с фотоэлектрической регистрацией и устройством для его эталонирования. В 1971 г. Д.Г. Гридневым были изготовлены два макета таких наклонмеров, конструкция которых показана на рисунке 64. В монтажной рамке 1, жестко связанной с основанием наклонмера при помощи конического пережима 2, на кварцевых нитях 3 подвешен маятник 4 с зеркалом 5.

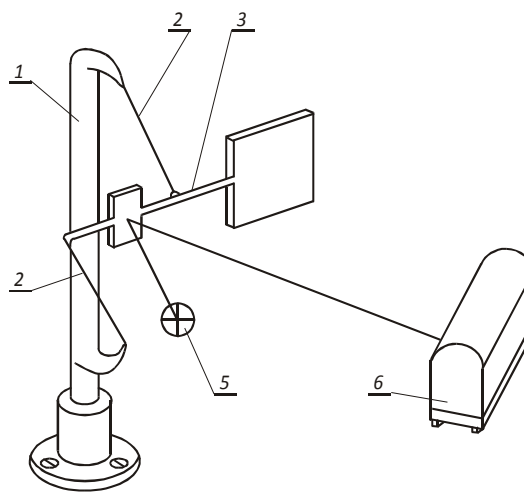


Рисунок 63 - Наклонмер с фотооптической регистрацией.

Масса маятника размещена в демпфирующем устройстве 6, которое служит и арретирующим устройством при транспортировании наклонмера. Световой поток осветителя 7, отражаясь от зеркала 5, фокусируется на дифференциальном фотоэлементе 8. В цепь фотоэлемента подключен гальванометр 9 регистратора. Один конец кварцевой пружины 10, которая расположена перпендикулярно оси маятника, связана с нижним концом монтажной рамки 1, второй – с микрометром

11. Изменения упругой силы пружины 10 при смещении микрометра приводит к наклону монтажной рамки 1 относительно конического пережима 2 в вертикальной плоскости, перпендикулярной оси маятника.

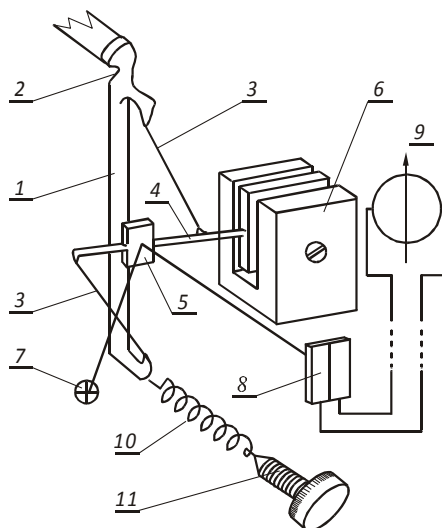


Рисунок 64 - Макет наклономера с устройствами фотоэлектрической регистрации и определения масштаба записи с помощью упругой силы кварцевой пружины.

Цена деления отсчетного устройства микрометра в сек. дуги наклона рамки 1 определяется при эталонировании наклономера на наклономерной плите, что позволяет определить масштаб записи в процессе регистрации наклонов земной поверхности. Этими наклономерами были исследованы температурные наклоны постаментов на гравиметрической станции «Красная Пахра» [Д.Г. Гриднев, 1974, 1975a], проведены наблюдения приливных наклонов в Обнинске [Д.Г. Гриднев и др., 1975, 1980a], температурных наклонов в Новосибирске [Д.Г. Гриднев и др., 1982, 1985, 1989в], Иркутске [Д.Г. Гриднев и др., 1987, 1988a, 1989б]. С 1985 г. по настоящее время этими наклономерами регистрируются приливные наклоны на сейсмостанции «Талая» ИЗК СО РАН [Д.Г. Гриднев и др., 1988б, 1989а, 1990; Ю.К. Сарычева и др., 1992; В.Ю. Тимофеев и др., 1994, 1999].

В 1973 г. начинается новый этап в совершенствовании приборов этого класса. В ОКБ ИФЗ АН СССР на базе был разработан наклономер с фотоэлектрической регистрацией [Ю.Д. Буланже, Д.Г. Гриднев и др., 1975, 1981;

Д.Г. Гриднев, Ю.Д. Буланже, 1974]. В 1974 г. и изготовлен один комплект опытного образца этого наклономера, получившего шифр НК-1.

В качестве регистрирующего устройства здесь использовался штатный регистратор гравиметра СКГ-М [Д.Г. Гриднев, 1990б]. Наклономер был выполнен в герметичном корпусе.

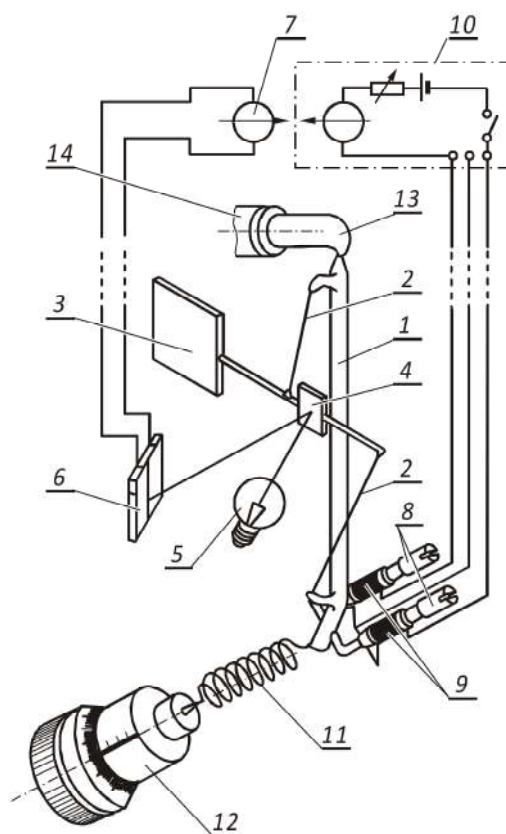


Рисунок 65 - Принципиальная схема кварцевой чувствительной системы, фотоэлектрического устройства и устройства эталонирования наклономера НК-1.

Конструкция чувствительной системы наклономера приведена на рисунке 65. В монтажной рамке 1 на нитях 2 подвешен маятник 3 с зеркалом 4. Световой поток лампы 5 осветителя, отражаясь от зеркала 4, фокусируется на дифференциальном фотоэлементе 6. В цепь фотоэлемента подключен гальванометр регистратора 7 гравиметра СКГ-М. Устройство для эталонирования наклономера при помощи электромагнитной силы соленоидов состоит из двух сердечников 8, жестко закрепленных на основании наклономера, двух соленоидов 9, приваренных к нижней части рамки 1 симметрично относительно рамки и

перпендикулярно оси маятника, пульта управления 10 и конического пережима 13. Устройство для эталонирования наклономера при помощи упругой силы состоит из кварцевой пружины 11, микрометра 12 и пережима 13. Один конец кварцевой пружины 11, расположенной перпендикулярно оси маятника, приварен к нижней части рамки 1, второй соединен с микрометром 12. Монтажная рамка 1 при помощи пережима 13 и втулки 14 скреплена с основанием наклономера.

При помощи этого наклономера в штольне Опытно-методической экспедиции ИФЗ АН СССР в Обнинске было исследовано влияние атмосферного давления на показания жестко герметизированного наклономера [Д.Г. Гриднев и др., 1975] и показано, что барические коэффициенты наклономеров достигали 0,01 сек. дуги/мБар. На рисунке 66а приведены кривые показаний наклономеров и барографа за период с 6 ч 08.04 до 6 ч 13.04.1974 г., которые свидетельствуют о влиянии изменений атмосферного давления на показания герметизированных наклономеров.

С целью определения влияния атмосферного давления на негерметизированные наклонометры установленные в штольне наклонометры были разгерметизированы. На рисунке 66б приведены кривые показаний наклономеров и барографа за период с 6 ч 25.05 по 6 ч 29.05.1974 г. Перепады атмосферного давления за этот период были того же порядка, что и в опыте с герметизированными наклономерами, однако их влияние на показания наклономеров мало заметно.

Следует отметить, что все наклонометры регистрируют приливные наклоны. Значительный дрейф нуля наклономеров, по-видимому, вызван механическим воздействием на наклонометры во время их разгерметизации. Отказ от герметизации наклономеров может позволить значительно упростить их конструкцию.

Расчеты показывают, что искажения разгерметизированных наклономеров за счет вариаций атмосферного давления не могут быть больше 0,01 м·сек. дуги/мБар [Д.Г. Гриднев и др., 1975]. Однако при разгерметизации наклономер необходимо снабжать устройством, предохраняющим от проникновения влаги внутрь прибора.

При этом следует учитывать возможное воздействие вихревых потоков воздуха на маятник прибора при изменениях атмосферного давления.

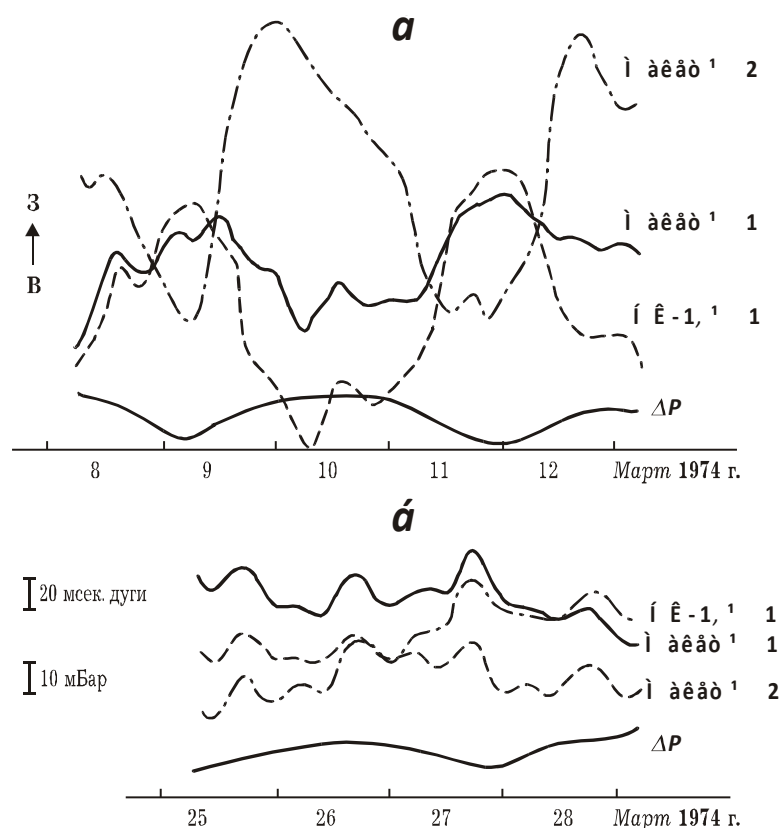


Рисунок 66 - Показания герметизированных наклономеров (а) и разгерметизированных (б) наклономеров и барографа.

В кварцевом наклоннометре НК-2 была предусмотрена дополнительная камера, герметично соединенная с корпусом наклоннометра и сообщающаяся с внутренним объемом корпуса посредством отверстия диаметром 10 мм. Внутренний объем камеры составляет 0,1 внутреннего объема корпуса наклоннометра, дно камеры изготовлено из эластичной резины [Д.Г. Гриднев, 1990а]. При помощи этого наклоннометра проводились исследования динамики земной поверхности в Гарме с целью поиска предвестников землетрясений [Д.Г. Гриднев и др., 1991, 1992а,б].

Конструкция чувствительной системы наклоннометра НК-2 приведена на рисунке 67. На кварцевом стержне 1, жестко скрепленном с основанием наклоннометра, при помощи конического пережима 2 закреплен верхний конец монтажной рамки 3, в которой на нитях 4, 5 подвешен маятник 6 с зеркалом 7. С

нижним концом рамки 3 связан один конец пружины 8, второй конец которой связан с микрометром 9.

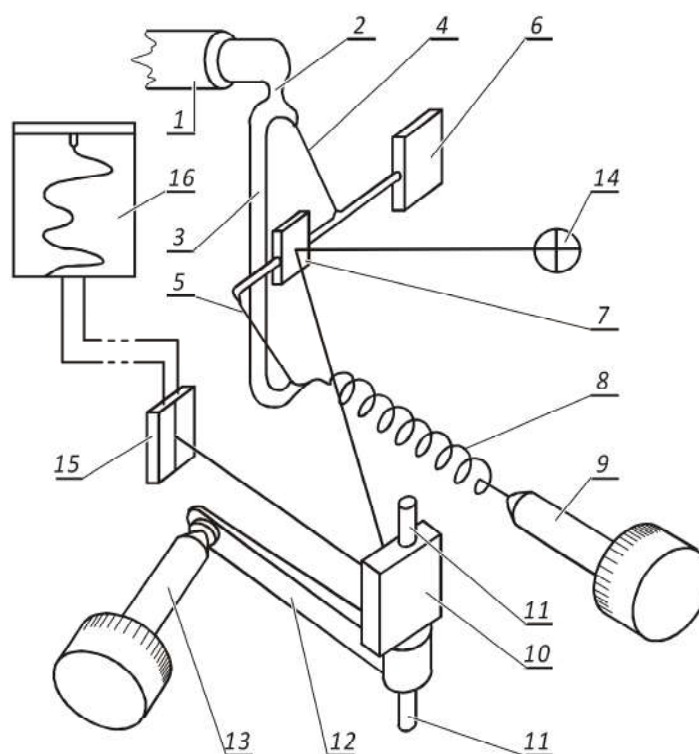


Рисунок 67 - Наклономер НК-2.

На известном расстоянии от зеркала 7 и дифференциального фотозлемента 15 размещено дополнительное зеркало 10, жестко закрепленное на вертикально расположенной оси 11. С осью 11 жестко связан один конец поворотного рычага 12 известной длины, второй конец которого связан с микрометром 13. Световой поток осветителя 14, последовательно отражаясь от зеркала 7 и 10, фокусируется в средней части дифференциального фотозлемента 15, в цепь которого подключен регистратор 16. Введение в конструкцию наклономера НК-2 поворотного зеркала 10 с осью 11, рычага 12 и микрометра 13 позволяет определять приведенную длину маятника, масштаб записи, коэффициент фотоэлектрического усиления и стабильность чувствительности фотоэлектрического устройства.

Для управления микрометрами наклономера НК-2 было разработано устройство дистанционного управления и определения масштаба записи наклономера [Д.Г. Гриднев, 1980, 1981a].

Исследования кварцевых наклономеров при различных периодах собственных колебаний их маятников показали, что увеличение периода собственных колебаний маятника не приводит к дрейфу нуля пункта наклономера. Это позволяет проводить наблюдения приливных наклонов земной поверхности при больших периодах собственных колебаний маятника наклономера. Однако при больших периодах колебаний маятника угол между осью вращения маятника и отвесной линией очень мал, поэтому наклоны земной поверхности в азимуте оси маятника будут приводить к значительным изменениям периода собственных колебаний маятника и, следовательно, к изменению масштаба записи наклономера. Воспользуемся известным выражением для периода собственных колебаний маятника [П. Мельхиор, 1968]:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g \sin(\iota + \lambda)}},$$

где $\pi = 3.14159\dots$; l – приведенная длина маятника, см; g – ускорение силы тяжести, 981 см/с^2 ; ι – угол между осью вращения маятника и отвесной линией; λ – коэффициент, зависящий от упругой силы нитей подвеса маятника.

Примем $\sin(\iota + \lambda) = x$, тогда $T = 2\pi \sqrt{l/gx}$. Учитывая, что угловая чувствительность наклономера пропорциональна T^2 , рассчитаем изменение чувствительности (ΔK) наклономера, как отношение T_1^2/T_{2-4}^2 маятника в приращениях для приведенной длины маятника $l=7$ см (маятник П. Мельхиора), различных x и изменений x от 0.04 сек. дуги (двойная амплитуда приливного наклона земной поверхности) до 1–2 сек. дуги (двойная амплитуда температурных наклонов на глубине 1–1.5 м от земной поверхности). Результаты этих расчетов приведены в таблице 3, из которой видно, что суточные изменения чувствительности наклономеров, имеющих период собственных колебаний маятников 151, 108 и 76 с только за счет приливных наклонов в азимуте оси маятника наклономера могут достигать 17; 0,8 и 0,4 %, соответственно.

Таблица 3. - Суточные изменения чувствительности накломера из-за приливных и температурных наклонов в азимуте оси маятника при различных x

$$T^2 = 4\pi^2 \frac{l}{gx}$$

x		T ² , с ²	T, с	$\Delta K = \frac{T_1^2}{T_{2-4}^2} 100\%$
сек. дуги	рад. 10 ⁶			
2,56	12,41	22699,536	150,664	—
3,00	14,54	19376,226	139,191	17,164
3,56	17,26	16321,046	127,754	39,081
4,56	22,11	12740,898	112,876	78,163
5,00	24,24	11621,338	107,802	—
5,04	24,44	11526,238	107,360	0,825
6,00	29,09	9683,783	98,406	20,008
7,00	33,94	8299,978	91,104	40,016
10,00	48,48	5810,669	76,228	—
10,04	48,68	5786,796	76,071	0,412
11,00	53,33	5282,228	72,679	10,004
12,00	58,18	4841,891	69,584	20,008
250,00	1212,02	232,423	15,245	—
250,04	1212,22	232,385	15,244	0,016
251,00	1216,87	231,496	15,215	0,400
252,00	1221,72	230,578	15,185	0,800
580,00	2811,89	100,182	10,009	—
580,04	2812,22	100,175	10,008	0,007
581,00	2816,74	100,010	10,000	0,172
582,00	2821,59	99,838	9,992	0,345
900,00	4363,29	64,562	8,035	—
900,04	4363,49	64,559	8,035	0,005
901,00	4368,14	64,490	8,030	0,112
902,00	4372,99	64,418	8,026	0,224

1600,00	7756,96	36,361	6,026	–
1600,04	7757,16	36,315	6,026	0,003
1601,00	7761,81	36,293	6,024	0,063
1602,00	7766,66	36,271	6,022	0,124
850,00	4120,88	68,359	8,268	339,98

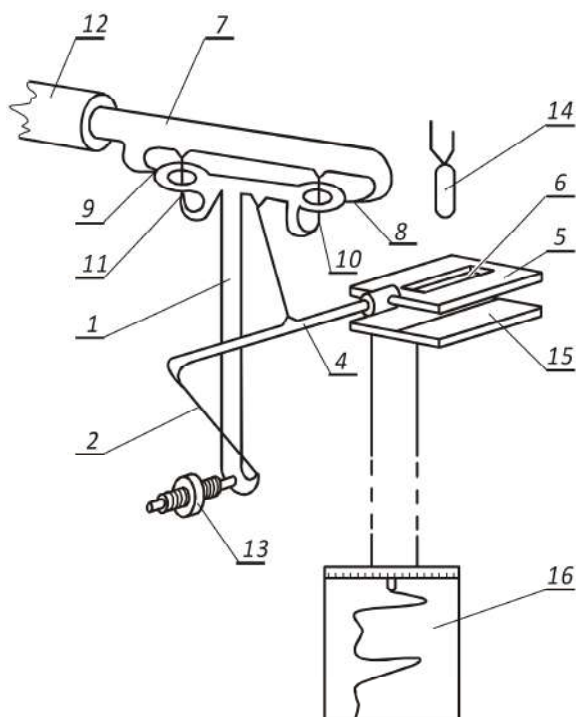


Рисунок 68 - Наклономер со стабилизированным периодом собственных колебаний маятника.

Суточные изменения чувствительности этих наклономеров за счет температурных наклонов в азимуте оси маятника наклономера могут достигать 78, 40 и 20 %, соответственно. Расчеты показывают, что к результатам наблюдений, полученным при помощи длиннопериодных наклономеров, необходимо относиться с учетом возможных искажений за счет наклонов в азимуте оси маятника как при исследовании приливных наклонов, так и при поиске предвестников землетрясений.

Наклономеры с периодами собственных колебаний маятников от 6 до 15с имеют суточные изменения чувствительности за счет наклонов в азимуте оси маятника на один–два порядка меньше, чем изменения чувствительности длиннопериодных наклономеров.

Кварцевые наклонометры НК при регистрации приливных наклонов имеют периоды собственных колебаний маятников прядка 10с. Суточные изменения чувствительности наклонометра за счет приливных наклонов в азимуте оси маятника не превышают 0,007 %, а изменения чувствительности за счет температурных наклонов не более 0,345 %. При регистрации наклонов земной поверхности с целью поиска предвестников землетрясений наклонометрам НК задается период собственных колебаний маятника не более 6с, поэтому изменения чувствительности за счет температурных наклонов в азимуте оси маятника на глубине 1–1,5 м не более 0,124 %.

Точность наблюдений в значительной степени определяется стабильностью периода собственных колебаний маятника. Поэтому представляет несомненный интерес разработка конструкции наклонометра, обеспечивающей стабильность периода собственных колебаний маятника. Одна из таких конструкций наклонометра была разработана Д.Г. Гридневым [Д.Г. Гриднев и др., 1980б]. Конструкция этого наклонометра показана на рисунке 68. Наклонометр содержит чувствительную систему, состоящую из рамки подвеса 1, в которой на упругих нитях 2, 3 подвешен маятник 4 с металлическим экраном 5, в котором выполнено прямоугольное отверстие 6; дополнительную рамку 7 с двумя горизонтальными (8, 9) и двумя вертикальными (10, 11), расположенными в одной вертикальной плоскости упругими нитями, на которых подвешен верхний конец рамки 1; втулку 12, в которой жестко закреплена рамка 7; противовес 13, состоящий из рычага, жестко скрепленного с нижним концом рамки 1, металлической резьбовой втулки, насаженной на рычаг и двух металлических гаек, которые могут смещаться по резьбовой втулке; фотоэлектрический преобразователь, состоящий из светодиода 14 прямоугольного отверстия 6 экрана 5 и дифференциального фотоэлемента 15; регистратор 16, подключенный к фотоэлементу 15. Конструкция чувствительной системы наклонометра относительно нитей 8, 9 и 10, 11 представляет собой вертикальный маятник, центр тяжести которого всегда будет находиться в вертикальной плоскости, проходящей через нити 8, 9. Нити 8, 9 позволяют этому маятнику вращаться только в

вертикальной плоскости, параллельной оси маятника чувствительной системы наклономера. Нити 10, 11 снимают с нитей 8, 9 скалывающие нагрузки, создаваемые конструкцией чувствительной системы наклономера и исключают возможность обрыва нитей 8, 9 во время транспортировки наклономера. Смещением гаек противовеса 13 можно изменить положение центра тяжести конструкции чувствительной системы наклономера, угол между вертикалью и осью вращения маятника чувствительной системы, т.е. задать период собственных колебаний маятника (чувствительность наклономера). Втулка 12 жестко соединяется с основанием прибора (на чертеже не показано).

При наклонах земной поверхности в азимуте оси маятника угол между отвесной линией и осью вращения маятника чувствительной системы остается неизменным, так как рамка подвеса маятника отклоняется на величину, соответствующую наклону земной поверхности в данном азимуте. Период собственных колебаний маятника остается при этом постоянным, а следовательно, и чувствительность наклономера также будет постоянной.

Испытания этого наклономера проводились на гравиметрической станции «Красная Пахра» ИФЗ АН СССР. Прибор устанавливался на наклономерную плиту, при периоде собственных колебаний маятника наклономера 15 с задавались наклоны плиты в азимуте оси маятника наклономера на углы ψ_0 до ± 10 мин. дуги. При этом определялись периоды собственных колебаний маятника. Следует отметить, что угол наклона плиты при испытании наклономера задавался, по крайней мере, на два порядка больше температурных и на четыре порядка больше приливных наклонов земной поверхности. Результаты этих испытаний приведены в таблице 4.

Как видно из таблицы, при наклоне основания наклономера в азимуте оси маятника на углы ψ_0 до ± 10 мин. дуги период собственных колебаний маятника остается постоянным с точностью определения его при помощи секундомера.

В известных накломерах при наклоне основания прибора в азимуте оси маятника на $+250$ сек. дуги чувствительность наклономера стала бы бесконечно большой, а при наклоне основания наклономера на -600 сек. дуги

чувствительность уменьшилось бы в 3,4 раза по сравнению с чувствительностью наклономера, период колебаний маятника которого равен 15 с (таблица 3, последняя строка).

Таблица 4. - Результаты определения T при различных ψ_0 .

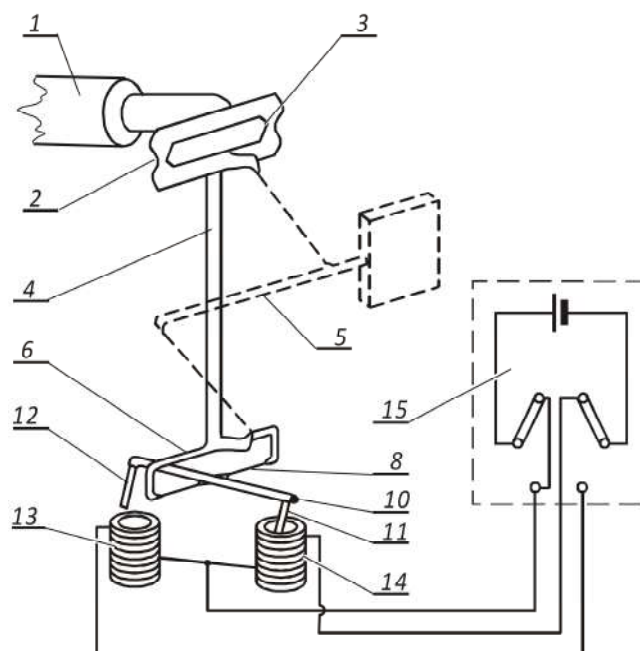
ψ_0 , сек. дуги	T , с	ψ_0 , сек. дуги	T , с
0	14.95	0	14.96
+ 200	14.94	- 200	14.95
+ 400	14.97	- 400	14.95
+ 600	14.93	- 600	14.94

Таким образом, описанная конструкция наклономера обеспечивает высокую стабильность периода собственных колебаний маятника, а следовательно, и стабильность чувствительности наклономера.

Устройства для эталонирования гравиметра и наклономера при помощи смещения центра тяжести маятника неприменимы в случае горизонтальных маятников, так как отклонение маятника при смещении его центра тяжести на неизменное расстояние будет постоянным при различных периодах собственных колебаний маятника. Тем не менее, и горизонтальные маятники можно эталонировать смещением центра тяжести, но в данном случае необходимо смещать не центр тяжести маятника, а центр тяжести рамки подвеса маятника. Одна из таких конструкций была разработана и испытана автором [Д.Г. Гриднев, 1981б, 1985].

На рисунке 69 представлена схема наклономера с устройством для его эталонирования при помощи смещения центра тяжести рамки подвеса маятника. К основанию 1 наклономера при помощи двух конических пережимов 2, 3 крепится рамка 4 подвеса маятника 5 наклономера. К нижнему концу рамки 4 жестко крепится рамка 6 с упругими нитями 7, 8 параллельно оси маятника 5. На нитях 7, 8 перпендикулярно оси маятника подвешен герметичный капилляр 9 в центре его масс. В капилляре 9 размещен металлический шарик 10. На концах капилляра 9 закреплены два стержня 11, 12 из магнитного материала,

Устройство работает следующим образом. На 1–2с подается электрический ток в соленоид, в сторону которого необходимо сместить шарик в капилляре. Стержень втягивается в соленоид, при этом капилляр наклоняется в противоположную начальному положению сторону и шарик перекачивается другой конец капилляра. И хотя электрический ток выключается, капилляр под воздействием шарика остается в том же положении, обеспечивая тем самым смещение шарика на постоянную величину.



При смещении шарика изменяется положение центра масс рамки подвеса маятника, что приводит к ее наклону. Наклон рамки вызывает смещение маятника, а следовательно, и смещение записи на регистрограмме. По величине смещения записи на регистрограмме, зная величину наклона рамки подвеса маятника наклономера, задаваемую смещением шарика из одного в другой конец капилляра, определяют масштаб записи наклономера. Величину наклона рамки подвеса

маятника, задаваемую смещением шарика, определяют при помощи высокоточной наклономерной плиты. Эта величина наклона будет зависеть от жесткости конических пережимов, длины рамки подвеса наклономера, веса шарика и длины капилляра. Так как электрический ток в цепь соленоида подается всего на 1–2 с, то температурный режим наклономера не изменится, а следовательно, не возникнут температурные искажения в показаниях наклономера при калибровке масштаба записи. Не требуется высокая стабильность электрического тока, подаваемого в цепь соленоида, утечки тока в цепи соленоида также несущественны.

На гравиметрической станции «Красная Пахра» ИФЗ АН СССР были изготовлены два кварцевых наклономера с описанным устройством для эталонирования. Величины наклонов рамок подвеса маятников наклономеров вследствие смещения шариков в капиллярах составили:

$$\psi_1 = 0,1530 \pm 0,0001 \text{ сек. дуги}; \psi_2 = 0,0831 \pm 0,0001 \text{ сек. дуги}.$$

Точность определения величины наклона рамки подвеса маятника наклономера очень высокая и лимитируется точностью отсчетов по микрометру наклономерной плиты и шкале индикаторного регистратора.

Наклономер А.Е. Островского [1961] имеет устройство для электромагнитного управления и эталонирования, состоящее из двух катушек медного провода, скрепленных с маятником, одна из которых служит для приведения маятника в рабочее положение, вторая – для определения масштаба записи наклономера. Катушки размещены в поле постоянного магнита.

Д.Г. Гридневым был разработан и испытан кварцевый наклонмер, управление и эталонирование которого производится при помощи электромагнитной силы. Принципиальная схема этого наклономера приведена на рисунке 70. В рамке 1, жестко скрепленной с основанием наклономера, на упругих нитях 2 подвешен маятник 3 с катушкой 4 и экраном 5 с прямоугольным отверстием по центру экрана. С одной стороны экрана симметрично отверстию находится светодиод 6, с другой – дифференциальный фотоэлемент 7, в цепь которого

включен регистратор 8. С катушкой 4 связаны токоподводы 9, упругие моменты которых равны и направлены навстречу друг другу.

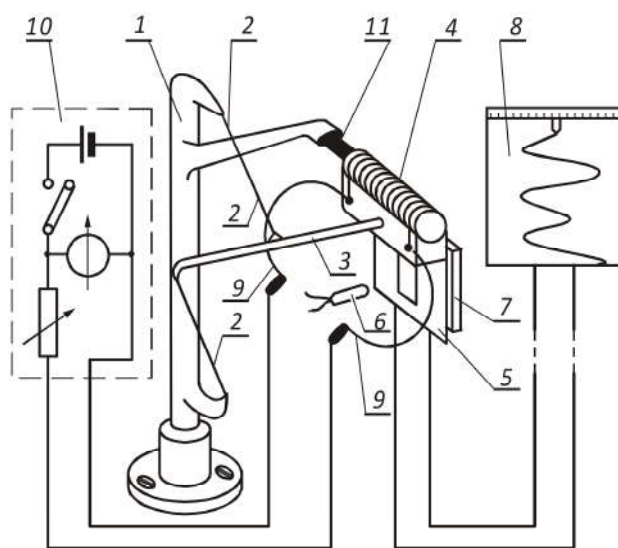


Рисунок 70 - Наклономер с электромагнитным управлением.

Посредством токоподводов катушка соединена с пультом управления и эталонирования 10. Внутри катушки по ее оси расположен стержневой постоянный магнит 11. Светодиод, фотоэлемент и магнит монтируются на кварцевой рамке 1. Обмотка катушки 4 состоит из медного провода диаметром 0,05 мм. Сопротивление катушек для трех изготовленных наклономеров составило 46, 92 и 130 Ом, величины магнитных моментов постоянных магнитов также различались. Эталонирование трех наклономеров на наклономерной плите с целью определения их электродинамических постоянных Φ , дало следующие результаты:

$$\Phi_{\text{НК1}} = 0,2987 \pm 0,0012 \text{ сек. дуги/ мкА};$$

$$\Phi_{\text{НК2}} = 0,5568 \pm 0,0016 \text{ сек. дуги/ мкА};$$

$$\Phi_{\text{НК3}} = 0,8271 \pm 0,0015 \text{ сек. дуги/ мкА}.$$

Наклономер предназначен для регистрации наклонов земной поверхности с целью введения поправки за наклоны в показания приливных гравиметров, поиска предвестников землетрясений.

Электромагнитное управление и эталонирование наклономера при помощи катушки, закрепленной на маятнике наклономера, было не лучшим решением

вопроса эталонирования и управления, так как при такой конструкции с маятником соединялись два упругих токоподвода, которые могли привести к дрейфу нуля пункта наклономера. В соавторстве с сотрудниками ИЗМИРАНа была разработана новая конструкция наклономера, в которой при помощи электромагнитной силы также применяется электромагнитное управление и эталонирование, однако она не требует токоподводов к маятнику наклономера [В.Н. Бобров и др., 1984]. Конструкция этого наклономера приведена на рисунке 71. В монтажной рамке 1 на упругих нитях 2, 3 подвешен горизонтальный маятник 4 с зеркалом 5 и двумя идентичными стержневыми, антипараллельными постоянными магнитами 6, 7, жестко закрепленными горизонтально на конце маятника 4 перпендикулярно его оси в одной вертикальной плоскости на расстоянии не более 10 мм друг от друга.

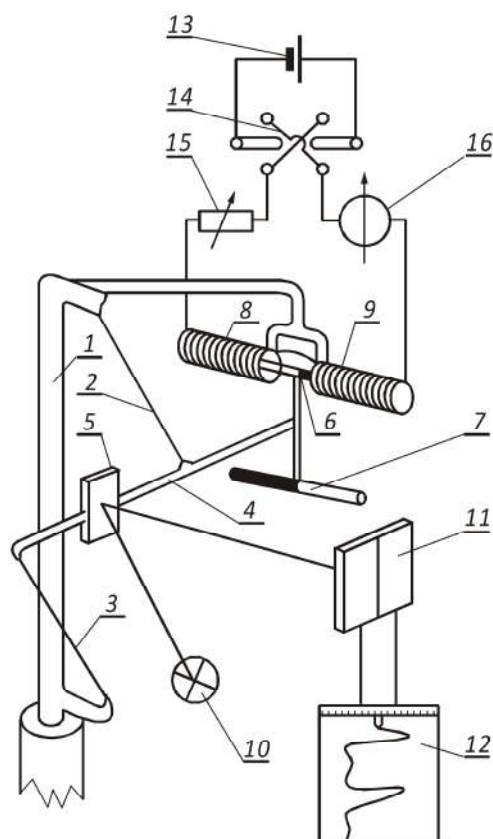


Рисунок 71 - Наклономер с устройством управления и эталонирования

Концы магнита 6 размещены в соленоидах 8, 9, жестко скрепленных с монтажной рамкой 1 таким образом, что при разомкнутой цепи они совпадают с центрами соленоидов, а ось магнита совпадает с осью соленоидов. Наклономер

содержит фотоэлектрический преобразователь, состоящий из осветителя 10, зеркала 5 и дифференциального фотоэлемента 11, подключенного к регистратору 12. Соленоиды 8, 9 подключены к блоку управления, состоящему из источника питания 13, переключателя полярности 14, магазина сопротивлений 15 и зеркального микроамперметра 16. Наклономер не содержит токоподводов к чувствительной системе, поэтому исключается возможность дрейфа нуля и обеспечивается линейность показаний прибора. Расстояние между магнитами не превосходит 10 мм, что позволяет исключать не только влияние изменений внешнего магнитного поля, но и изменений градиентов внешнего магнитного поля. Размещение концов магнита в средней части соленоидов обеспечивает линейную связь между величиной отклонения маятника и величиной тока в цепи соленоидов. Эти наклонометры нашли широкое применение в нашей стране, а также эксплуатируются в Бельгии и Люксембурге, куда Д.Г. Гриднев был приглашен Мельхиором для изготовления прецизионных кварцевых наклономеров его конструкции.

В одной из конструкций кварцевого наклонометра для его эталонирования и управления было применено пьезокерамическое устройство [Д.Г. Гриднев и др., 1990]. Конструкция этого наклонометра показана на рисунке 72. В монтажной рамке 1, жестко связанной с основанием наклонометра посредством конического пережима 7, на упругих нитях 2, 3 подвешен горизонтально расположенный маятник 4. На свободном конце маятника закреплена горизонтально расположенная металлическая пластина 5 с прямоугольным отверстием 6 по центру пластины 5.

С одной стороны пластины симметрично отверстию 6 находится светодиод 8, с другой – дифференциальный фотоэлемент 9. Светодиод и фотоэлемент жестко связаны с монтажной рамкой. Светодиод подключен к блоку питания 10, выход фотоэлемента подключен к регистратору 11. Со свободным концом монтажной рамки жестко связан один конец упругого элемента 12, другой его конец связан с торцом свободного конца пьезокерамической пластины 13.

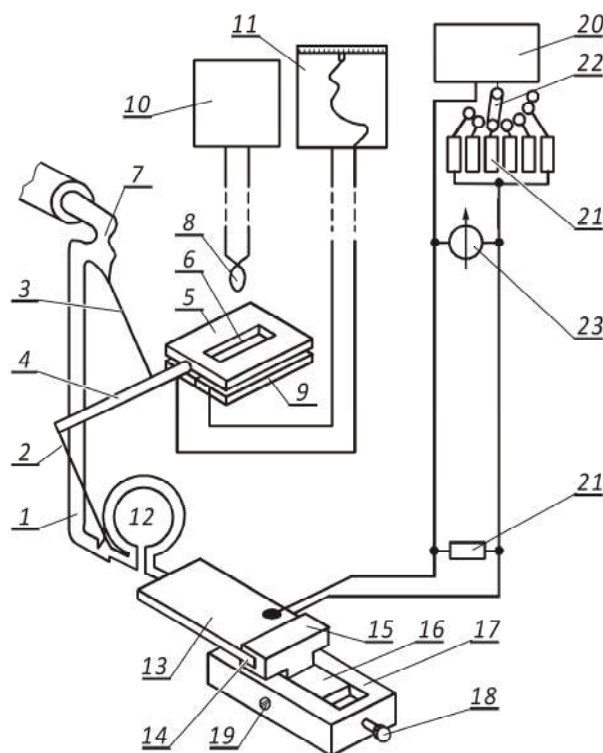


Рисунок 72 - Наклономер с пьезокерамическим блоком управления и эталонирования.

Второй конец пластины 13 жестко закреплен в пазе 14 электроизоляционной монтажной платы 15. Плата 15 жестко закреплена на подвижной пластине 16 устройства типа «ласточкина хвоста», неподвижная пластина 17 которого жестко связана с основанием наклономера. Перемещение подвижной пластины 16 относительно неподвижной пластины 17 производится при помощи регулировочного винта 18. Стопорение подвижной пластины в неподвижной производится при помощи винта 19. Питание пьезокерамической пластины 13 осуществляется от блока питания 20 через делитель напряжения 21, переключатель 22 которого обеспечивает n напряжений на пьезокерамической пластине 13. В цепь питания пластины 13 подключен контрольный вольтметр 23. При подаче напряжения на пьезокерамическую пластину ее длина изменяется пропорционально величине подаваемого напряжения, что приводит к отклонению рамки подвеса маятника на известный угол α относительно конического пережима 7. На регистрограмме происходит сдвиг записи на величину Δy . Таким образом, определяется масштаб записи в сек. дуги/мм.

Одна из разработок Д.Г. Гриднева позволяет обеспечить постоянство приведенной длины маятника накломера путем введения в чувствительную систему четырех вертикальных соосных упругих нитей по оси вращения маятника [Барахоев и др., 1987]. Конструкция этого накломера приведена на рисунке 73. В монтажной рамке 1 с технологическими стержнями 2, 3, жестко скрепленной с основанием накломера, на упругих нитях 4, 5 цельнеровского подвеса и вертикальных нитях 6–9 подвешен горизонтальный маятник 10. Одни концы нитей 6–9 жестко соединены с кольцами 11, 12, другие их концы – с технологическими стержнями, а нити 7, 8 – с маятником в точке его пересечения с осью вращения цельнеровского подвеса. Кольца 11, 12 расположены соосно нитям 6–9 и перпендикулярно оси маятника. Нити 4, 5 проходят через кольца по оси вертикальных нитей и закреплены на маятнике и монтажной рамке таким образом, что их ось вращения образует с осью вращения маятника тупой угол. На конце маятника в вертикальной плоскости закреплен стержень 13, на верхней части которого перпендикулярно маятнику жестко закреплены два антипараллельных постоянных стержневых магнита 14 с одинаковыми магнитными моментами блока эталонирования и управления. Концы одного из магнитов размещены в жестко связанных с монтажной рамкой соленоидах 15 блока магнитного эталонирования и управления. Цепь соленоидов подключена к пульту управления 16. На нижней части стержня 13 перпендикулярно маятнику жестко закреплен металлический экран 17 с прямоугольным отверстием 18 по центру экрана фотоэлектрического преобразователя.

По одну сторону экрана симметрично отверстию расположен светодиод 19, по другую – дифференциальный фотоэлемент 20 фотоэлектрического преобразователя. Светодиод и фотоэлемент жестко закреплены на монтажной рамке. Выход фотоэлемента подключен к регистратору 21. Конструкция подвеса маятника обеспечивает неизменность его приведенной длины, что способствует повышению точности измерения.

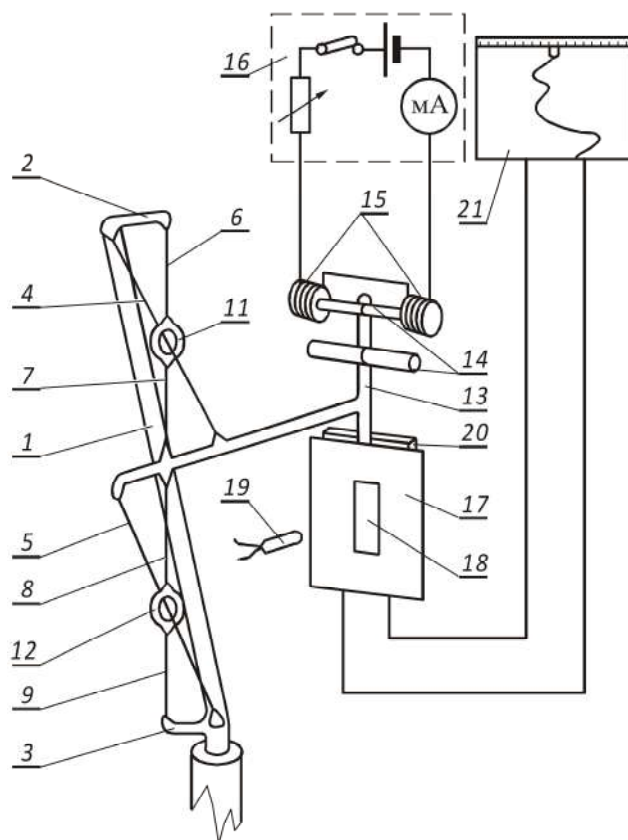


Рисунок 73а - Наклономер со стабилизированной приведенной длиной маятника.



Рисунок 73б - Общий вид наклономера, установленного на постаменте лаборатории №1 Северокавказской геофизической обсерватории.

В 1982 г. был разработан наклономер с аналогово-цифровой записью показаний. Для обеспечения цифровой записи показаний наклономера на выход фотоэлемента подключался цифровой вольтметр, сигнал с которого

регистрировался электрической управляемой машинкой в цифрах. Электронная схема этого наклономера подробно описана в работе [Д.Г. Гриднев, Засимов, 1984].

В настоящее время наклономеры системы Д.Г. Гриднева установлены на постаментах во всех лабораториях Северокавказской геофизической лаборатории. Они снабжены прецизионными усилителями и 24-разрядными АЦП. Цифровые данные передаются в центр сбора информации. Приборы являются уникальными, и их совершенствование сводится к обеспечению требуемых условий эксплуатации и методик эталонирования.

Следует, однако, отметить, что после распада СССР кварцевые наклономеры у нас в стране не больше производятся.

3.1.1 Методика и результаты эталонирования наклономеров

При разработке наклономеров наиболее существенным является их эталонирование. В первых конструкциях кварцевых наклономеров для управления и эталонирования применялась упругая сила кварцевой пружины [Д.Г. Гриднев, Ю.Д. Буланже, 1974]. При этом способе цена деления микрометра отсчетного устройства определяется в секундах дуги. В последующих разработках для эталонирования применялся способ, при котором угол наклона рамке подвеса маятника задавался смещением ее центра тяжести. При таком способе величины наклонов рамки были постоянными [Д.Г. Гриднев, 1981б, 1985]. У наклономеров, в которых для управления и эталонирования применяется электродинамическая сила, определяется цена микроампера в секундах дуги.

Методика эталонирования наклономеров одинакова. Ниже дается ее описание применительно к наклономерам с электромагнитным устройством эталонирования.

Наклономер устанавливается на хорошо выверенную наклонномерную плиту таким образом, чтобы маятник наклономера был параллелен оси вращения плиты. В цепь соленоидов блока управления и эталонирования подключают магазин

сопротивлений Р-33, на котором задают начальное сопротивление, равное 100000 Ом.

От различных блоков питания в цепь светодиода и соленоидов подают напряжение порядка 2В. В цепь фотоэлемента включают цифровой вольтметр. Винтами чувствительности наклономеру задают период собственных колебаний маятника порядка 4 с и винтом дрейфа наклономер выводят в нулевое положение (на цифровом вольтметре отсчет должен быть около нуля). По вольтметру берется отсчет S_1 , и наклономерной плите задается наклон на угол α , при этом на вольтметре отсчет будет S_2 . Для исключения линейной части дрейфа нуля накломера за счет наклона земной поверхности наклономерную плиту наклоняют на угол $-\alpha$ и по вольтметру берется отсчет S_3 . Выводится среднее изменение отсчета по вольтметру $[(S_2-S_1)+(S_2-S_3)]/2 = \Delta S_1$. Определяется коэффициент $K_1 = \Delta S_1 / \alpha$. На магазине сопротивлений Р-33 задается такая величина сопротивления, чтобы на вольтметре отсчет изменился примерно на ΔS_1 и берется отсчет S_4 (если знак отсчета на вольтметре изменился, необходимо изменить полярность подключения блока питания соленоидов). Для исключения линейной части дрейфа нуля накломера на Р-33 задается начальное сопротивление и по вольтметру берется отсчет S_5 . Выводится среднее изменение отсчета по вольтметру при изменении сопротивления на Р-33 $[(S_4-S_3)+(S_4-S_5)]/2 = \Delta S_2$. С учетом величины сопротивления соленоидов, изменений сопротивлений на Р-33 и напряжения блока питания соленоидов определяется величина изменения тока ΔI в цепи соленоидов. Определяется коэффициент $K_2 = \Delta S_2 / \Delta I$. Получаем величину электродинамической постоянной:

$$\Phi = K_2 / K_1 \frac{\Delta S_2 \cdot \alpha}{\Delta S_1 \cdot \Delta I} \text{ мсек. дуги / мкА.}$$

После многократного повторения операции выводится среднее значение электродинамической постоянной.

Обычно рабочий период собственных колебаний маятника задается 4 с. Если по каким-либо соображениям период колебаний маятника необходимо изменить на несколько секунд, то в этом случае необходимо вновь определить значение электродинамической постоянной, так как ее величина при значительных изменениях периода собственных колебаний маятника может измениться. В таблице 5 приведены результаты эталонирования накломера НК-1 с электромагнитным управлением.

Второй накломер (НК-2), проэталонированный также 12.07.1993 г., имел электродинамическую постоянную $48,681 \pm 0,025$ ($\pm 0,05\%$) мсек. дуги/мкА. Накломеры были установлены в 1993 г. на сейсмостанции «Геленджик» института «Океангеофизика» Министерства геологии для исследования динамики земной поверхности с целью поиска предвестников землетрясений. В 1997 г. накломеры были снова проэталонированы на той же накломерной плите. Их электродинамические постоянные составили:

$$\Phi_{\text{НК1}} = 40,103 \pm 0,024 \text{ мсек. дуги/мкА,}$$

$$\Phi_{\text{НК2}} = 48,766 \pm 0,017 \text{ мсек. дуги/мкА.}$$

За 4 года электродинамическая постоянная накломера НК-1 изменилась на 0,02 %, накломера НК-2 – на 0,17 %. Это свидетельствует о высокой стабильности постоянных магнитов из викалоя.

Таблица 5. - Результаты эталонирования кварцевого накломера НК-1. Троицк, 12.07.1993 г.

Наклон плиты, мсек. дуги	Сопротив- ление Р-33, Ом	ΔS_1 , мВ	ΔS_2 , мВ	$\Delta S_1/\alpha$, мВ/мсек. дуги	$\Delta S_2/\Delta I$, мВ/мкА	Φ , мсек. дуги/ мкА
33002,4	100,000					
0		108,05		0,0032740		
	2,500					
	100,000		110,05		0,131335	40,115
33002,4						
0		108,00		0,0032725		

	2,500					
	100,000		109,95		0,131216	40,096
33002,4						
0		107,95		0,0032712		
	2,500					
	100,000		109,90		0,131156	40,097
33002,4						
0		107,90		0,0032695		
	2,500					
	100,000		109,95		0,131216	40,133
33002,4						
0		107,8		0,0032679		
	2,500					
	100,000		109,90		0,131156	40,135
33002,4						
0		108,00		0,0032725		
	2,500					
	100,000		109,95		0,131216	40,096
33002,4						
0		107,95		0,0032710		
	2,500					
	100,000		109,90		0,131156	40,097
33002,4						
0		107,80		0,0032664		
	2,500					
	100,000		109,80		0,131037	40,117
$\Phi_{cp} = 40,111 \pm 0,005 (\pm 0,01 \%) \text{ мсек. дуги/ мкА}$						

Примечание: Период маятника 5,3 с, сопротивление соленоидов 13 Ом; напряжение в цепи соленоидов 2,160 В, в цепи светодиода 2,000 В. $\Delta I = 837,9332 \text{ мкА}$.

В 1992 г. совместно с ИЗМИРАНОм были изготовлены и проэталонированы 20 наклономеров с магнитным управлением. В 1999 г. эти наклономеры были снова проэталонированы. Результаты эталонирования приведены в таблице 6.

Как видно из таблицы, электродинамические постоянные 19 наклономеров за 7 лет остались в пределах ошибок неизменными и лишь у одного наклономера (НК 3-2) электродинамическая постоянная изменилась на 8%. Это можно объяснить тем, что магниты наклономера НК 3-2 перед установкой были «состарены» недостаточно тщательно.

Таблица 6. - Результаты эталонирования наклономеров НК в 1992 и 1999 гг.

№	Φ, мсек. дуги / мкА		№	Φ, мсек. дуги / мкА	
прибора	1992 г.	1999 г.	прибора	1992 г.	1999 г.
НК 1-1	68,812 ±0,026	68,791±0,054	НК 6-1	30,485±0,031	30,507±0,031
НК 1-2	28,367 ±0,029	28,337±0,024	НК 6-2	30,335±0,033	30,363±0,029
НК 2-1	34,391 ±0,033	34,374±0,029	НК 7-1	32,299±0,028	32,307±0,033
НК 2-2	30,003 ±0,017	29,919±0,028	НК 7-2	32,158±0,038	32,111±0,035
НК 3-1	30,507±0,033	30,490±0,025	НК 8-1	28,801±0,031	28,785±0,030
НК 3-2	24,225±0,028	22,285±0,023	НК 8-2	35,054±0,033	35,008±0,036
НК 4-1	34,785±0,031	34,853±0,031	НК 9-1	27,891±0,025	27,869±0,026
НК 4-2	32,557±0,035	32,525±0,029	НК 9-2	25,449±0,029	25,457±0,020
НК 5-1	29,932±0,027	29,960±0,030	НК 10-1	30,875±0,035	30,887±0,024
НК 5-2	27,229±0,029	27,201±0,027	НК 10-2	32,373±0,031	32,357±0,015

Существует несколько способов определения приведенной длины l : теоретический расчет, способ вертикального и способ горизонтального маятника. При использовании теоретического расчета необходимо знать общий момент инерции маятника относительно его оси, который трудно определить. При определении l способом вертикального маятника ось вращения маятника размещается горизонтально. Однако для основных типов конструкций горизонтальных маятников размещение оси вращения в горизонтальной плоскости невозможно. Поэтому l обычно определяется способом горизонтального маятника, при котором пользуются выражением [Е.В. Саваренский, Д.П. Кирнос, 1955, с. 517]:

$$l = \frac{g}{4\pi^2} \frac{T_1^2 T_2^2}{T_2^2 - T_1^2} (l_1 - l_2),$$

где T_1, T_2 – периоды собственных колебаний маятника для углов наклона оси вращения маятника относительно отвеса l_1 и l_2 , соответственно.

Гридневым Д.Г. предложен способ определения l при помощи микрометрического устройства, позволяющего производить точный замер смещения светового блика зеркала маятника в плоскости приемника при наклоне основания маятника [Д.Г. Гриднев, 1975б, 1978]. Поясним способ определения l для случая горизонтального маятника с фотоэлектрической системой регистрации его показаний. На рисунке 74 изображена фотоэлектрическая схема маятника. Световой поток лампы осветителя Л, отражаясь последовательно от зеркала маятника А, поворотного зеркала В, попадает на делительную грань дифференциального фотоэлемента С. В цепь фотоэлемента включен гальванометр G с индикаторной шкалой И. Поворотное зеркало В снабжено рычагом Д, смещение которого обеспечивается микрометрическим винтом М.

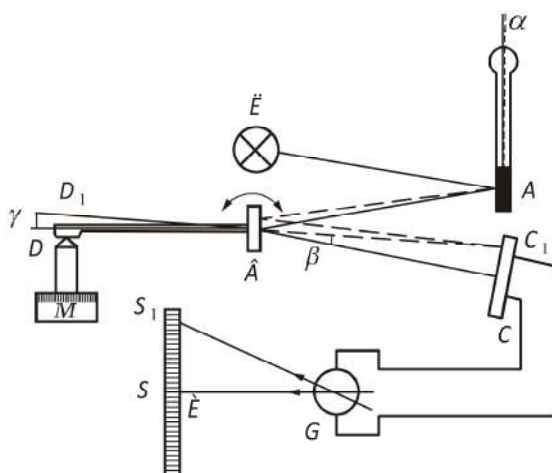


Рисунок 74 - Схема фотоэлектрического устройства маятника.

Пусть в начальный момент световой поток находится в точке С фотоэлемента, при этом отсчет на индикаторной шкале гальванометра равен S. При наклоне основания маятника в плоскости, перпендикулярной плечу маятника, на угол ψ маятник отклонится на угол θ , и световой поток сместится по фотоэлементу в точку C_1 . При этом световой блик индикаторного гальванометра сместится в точку S_1 шкалы. Величина смещения светового потока по фотоэлементу:

$$CC_1 = \frac{2(AB + BC)g}{ln^2} \psi,$$

где $AB+BC$ – оптическое плечо маятника; $CC_1 = BC \operatorname{tg} \beta$, тогда:

$$CC_1 = \frac{2(AB + BC)g\psi}{ln^2} = BC \operatorname{tg} \beta.$$

Сместим световой поток микрометрическим винтом по фотозлементу в исходное положение, при этом отсчет по индикаторной шкале гальванометра должен сместиться в точку S . Микрометрический винт сместится из точки D в точку D_1 , поворотное зеркало развернется на угол d : $d = \operatorname{arctg} \frac{DD_1}{BD}$.

Очевидно,

$$\beta = 2d = 2\operatorname{arctg} \frac{DD_1}{BD},$$

с учетом (приведенных выше соотношений) будем иметь:

$$\frac{2(AB + BC)g\psi}{ln^2} = BC \operatorname{tg} \left(2\operatorname{arctg} \frac{DD_1}{BD} \right).$$

Обозначим $AB = a, BC = b, BD = c, DD_1 = \Delta S$. Учитывая, что β не превосходит 1° , перепишем выражение (18): $\frac{(a+b)g\psi}{ln^2} = b \frac{\Delta S}{c}$, откуда:

$$l = \frac{c(a+b)g\psi}{b\Delta S n^2}$$

или $l = A \frac{T^2 \psi}{\Delta S}$, где

$$A = \frac{c(a+b)g}{4\pi^2 b}.$$

В таблице 7 приведены результаты определения l двумя способами.

Как видно из таблицы, точность определения l предложенным способом выше, чем способом горизонтального маятника.

Таблица 7. - Результаты определения l.

Способ горизонтального маятника				Способ, предложенный Д.Гридневым			
T ₁ , с	T ₂ , с	Δt , рад.	l, см	T, с	ψ , рад	ΔS , см	l, см
3,98	4,24	0,0010	3,30	2,92	0,000125	0,0387	3,93
3,98	4,20	0,0010	3,86	2,92	0,000125	0,0388	3,92
7,00	7,52	0,0005	4,44	2,92	0,000200	0,594	4,04
6,52	7,00	0,0005	3,86	2,92	0,000200	0,0596	4,03
l _{ср} =3,86±0,20 см				l _{ср} =3,98±0,03 см			

В таблице 8 даны сравнительные характеристики известных и разработанных автором наклономеров.

Как видно из таблицы, технические характеристики наклономеров, разработанных Д.Г. Гридневым не ниже технических характеристик известных наклономеров.

В настоящее время на постаментах Северокавказской геофизической обсерватории установлены две последние модификации наклономеров системы Д.Г. Гриднева (рисунок 75, 76 и 77), которые функционируют уже более 12 лет. Модификация не касалась воспринимающих кварцевых элементов (Цельнеровских маятников). В процессе модификации УСУ были усовершенствованы усилительные блоки и системы регистрации цифровой информации.

Таким образом, некоторое усложнение конструкции горизонтального маятника за счет поворотного зеркала вполне оправданно.

Последнее замечание в полной мере относится и совершенствованию магнитовариационных систем УСУ.

Таблица 8. - Технические характеристики наклономеров.

Параметр	Наклономер		
	Гриднева	Островского	Мельхиора
Период собственных колебаний маятника	1–80 с	4–6 с	1–80 с
Чувствительность	0,0001 сек. дуги/мВ	0,001сек.дуги/мВ	0,001сек.дуги/мВ
Способ калибровки	Электромагнитный, пьезоэлектрический, смещением центра тяжести рамки подвеса системы, упругой силой пружины	Электромагнитный	Подпятником, деформируемым ртутью
Электродина-мическая постоянная	0,02–0,04 сек. дуги/мкА	1 сек. дуги/мкА	–
Диапазон измерения	±20 сек. дуги	±20 сек. дуги	–
Способ регистрации	Аналоговая и цифровая	Аналоговая и цифровая	–
Вес	2 кг	15 кг	6 кг
Габариты	100×100 мм	300×300 мм	300×300×300 мм



Рисунок 75 - Рабочий момент. Настройка накломера в лаборатории на 40 пикете. Лаборатория № 2. Вида внутреннее устройство и структура кварцевой чувствительной системы.



Рисунок 76 - Рабочий момент. Доктор технических наук Гриднев Д.Г. (справа) и доктор технических наук Собисевич Л.Е. (слева) выставляют прецизионный наклонмер на бетонном постаменте в лаборатории №2 Северокавказской геофизической обсерватории. Температура воздуха в подземной вырубке, где размещена лаборатория, стабильная и составляет 38,2⁰С.

3.2 Пути совершенствования магнитовариационных информационно-измерительных систем

Говоря о путях совершенствования магнитовариационных систем, мы должны отметить, что сегодня в России уже создан не имеющий мировых аналогов геофизический комплекс «Очаг-1».

- Геофизический комплекс «Очаг-1» состоит из шести высокочувствительных цифровых станций GI-MTS-1 производства СПбФ ИЗМИРАН (рисунок 77). Стоимость каждой станции 450,0 тыс. рублей.
- Используется новый пассивный метод наземной УНЧ магнитной локализации для определения местоположения источников УНЧ электромагнитных возмущений и обнаружения краткосрочных предвестников сильных землетрясений.
- Измеряются вариации магнитного поля и теллурических токов в УНЧ диапазоне (10^{-4} – 10 Гц), а также сейсмические колебания одновременно в

двух пунктах на земной поверхности, разнесенных на расстояние 50 – 150 км.

- В каждом пункте используются три установки GI-MTS-1 (магнитный градиентометр), разнесенных на расстояние 2 – 10 км и измеряющие вариации магнитного поля, теллурические токи и сейсмические колебания.
- Нет аналогов в мировой практике, имеются только предварительные научные разработки (Россия, Япония).

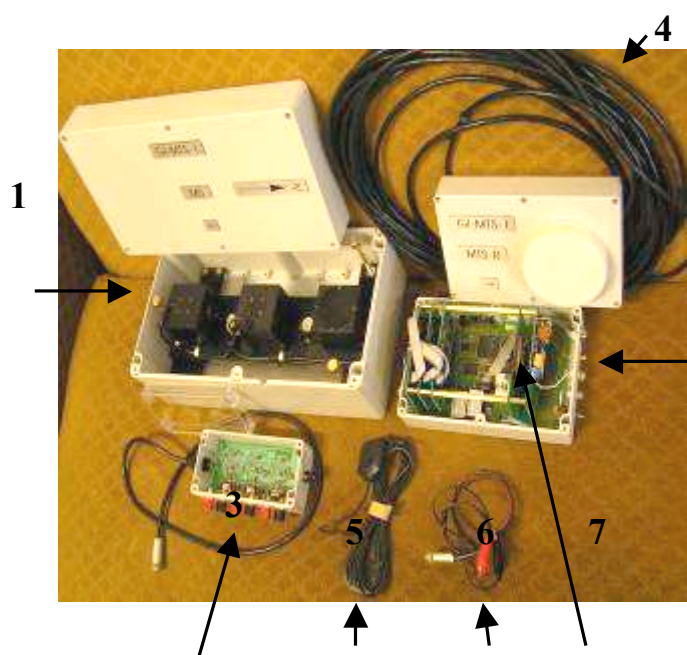


Рисунок 77 – Цифровая высокочувствительная станция GIMTS-1,
1 – Блок магнитных датчиков (MS),
2 – Цифровое устройство (MTS-R) для записи и хранения магнитных, теллурических и сейсмических данных,
3 – Блок аналоговых фильтров (AF),
4 – Кабель, связывающий MS и MTS-R
5 – GPS антенна, 6 – Кабель, связывающий MTS-R и аккумулятор 12 В,
7 – Компакт флэш-карта

3.2.1 Назначение информационно-измерительной системы: магнитная локация источников аномальных УНЧ электромагнитных возмущений, возникающих в сейсмоактивных зонах перед сильными землетрясениями

Российскими учеными аномальные ультранизкочастотные (УНЧ) электромагнитные излучения были обнаружены (сотрудниками СПбФ ИЗМИРАН) еще в 1988 г. перед Спитакским землетрясением и затем в Грузии (Рача, 1991 г.). Дальнейшие исследования в сейсмоактивных зонах США и Японии подтвердили возникновение аномальных УНЧ излучений ($F = 0,001 - 10$ Гц) перед сильными землетрясениями. Эти излучения возникают в литосфере Земли в окрестности будущего землетрясения и связаны с активизацией тектонических процессов и подъемом магмы.

Результаты, полученные в последнее десятилетие российскими учеными, позволили создать специальную высокочувствительную геофизическую аппаратуру и научные методы для локации удаленных локальных источников УНЧ электромагнитных излучений (в том числе и под дном моря), возникающих в сейсмоактивной зоне задолго до первого сейсмического толчка. Таким образом, созданы предпосылки для определения района эпицентра будущего землетрясения на расстоянии до 100 км от пункта наблюдения и для использования УНЧ электромагнитных предвестников в целях краткосрочного (за 1-60 суток) прогноза сильных (магнитуда $M > 5$ баллов по шкале Рихтера) землетрясений. Результаты этих исследований опубликованы в зарубежных и отечественных научных изданиях.

Начиная с 1998 г. геофизические комплексы MVC-3DS (новая версия GI-MTS-1), разработанные в СПбФ ИЗМИРАН, установлены в Японии для совместных исследований локальных УНЧ электромагнитных возмущений, возникающих в очаговой зоне будущего сильного землетрясения.

В настоящее время работа специальной сети цифровых станций GI-MTS-1 в Японии поддерживается российскими алгоритмами и программным обеспечением. Все данные о вариациях трех магнитных (H , D , Z) и двух электрических (E_x , E_y) компонент на магнитных градиентных установках, расположенных в двух точках (схематично пункты 1, 2 на рис.1) и разнесенных на расстояние 140 км передаются в центр сбора для оперативной обработки информации в реальном масштабе времени.

Для определения местоположения активной зоны предстоящего сильного землетрясения ($M > 5$) используется оригинальный метод УНЧ магнитной локации, разработанный в СПбФ ИЗМИРАН. В 2000 - 2002 г. Совместно с японскими коллегами были получены первые положительные результаты использования российской аппаратуры и научных методик (рисунок 78). Ранее установка магнитной локации в УНЧ диапазоне (геофизический комплекс «Очаг-1») в течении нескольких лет использовался в субавроральной зоне России для

изучения динамики ионосферных токовых систем, ответственных за возмущения магнитного поля Земли.

Технология и созданная учеными СПбФ ИЗМИРАН уникальная аппаратура, параметры которой не имеют мировых аналогов, показывают, что и сегодня Россия в рассматриваемой области находится на передовых позициях.

Информационно-измерительная система такого класса могла бы заменить некоторые устаревшие приборы в лабораториях Северокавказской геофизической обсерватории при условии выделения дополнительного финансирования в объеме 3800,0 тыс. рублей (Тримиллиона восьмьсот тысяч рублей) на закупку, установку и подключение к единой информационной системе «Цифровых высокочувствительная станция GI-MTS-1». В заключение приведем результаты наблюдений, полученных при проведении российскими учеными прогнозных исследований в Японии.

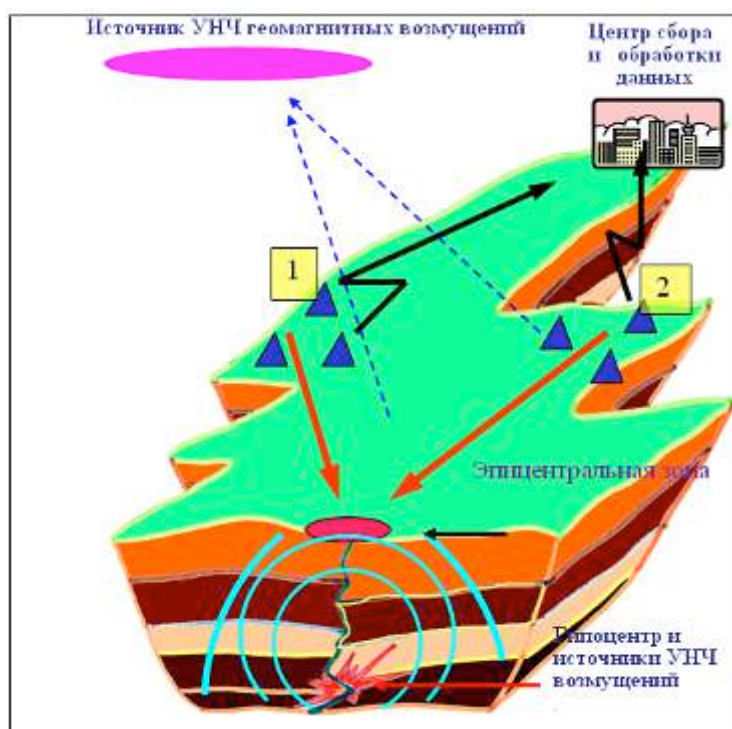


Рисунок 78 - Поведение величин градиентов (G_g , G_z) и направлений фазовых скоростей (V_g , V_z) УНЧ геомагнитных вариаций в полосе частот $F = 0,1 - 0,3$ Гц до и во время сейсмоактивного периода. Япония, 2000 г. Здесь треугольники – магнитные станции, разнесенные на расстояние 2-5 км, расстояние между группами станций (1 и 2) – 50 – 150 км; Красные линии – вектора градиентов аномальных УНЧ магнитных возмущений, вычисленные на каждой группе станций.

Таким образом, на сегодня в России разработан принципиально новый класс информационно-измерительных систем, которые при их установке на постаменты Северокавказской геофизической лаборатории позволят вести высокоточный мониторинг сейсмических событий на всей территории Земли. При этом развитие соответствующего программного продукта позволит в ближайшее время прогнозировать не только время, но и место будущего катастрофического сейсмического события.

Сегодня решение этой важной государственной проблемы сдерживает только ограниченное финансирование как фундаментальных, так и прикладных исследований в этой области науки.

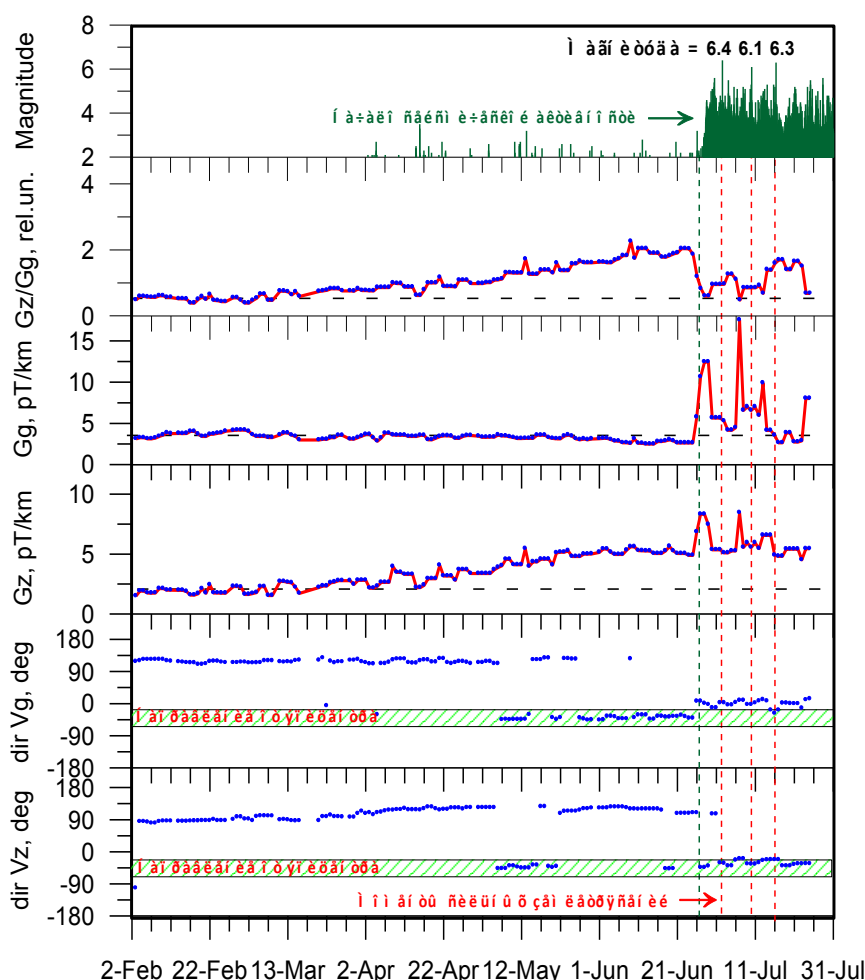


Рисунок 79 - Поведение величин градиентов (G_g , G_z) и направлений фазовых скоростей (V_g , V_z) УНЧ геомагнитных вариаций в полосе частот $F = 0.1 - 0.3$ Гц до и во время сейсмоактивного периода. Япония, 2000 г.

Глава 4 Изготовление рабочего макета станции, обеспечивающей выделение прогностической геомагнитной информации и проверка его работоспособности в составе КГФИИС КБГУ. Проведение работ по обеспечению единства и достоверности измерений

В конце 2009 года и в первом квартале 2010 года усилия коллектива исполнителей были сосредоточены на применении современных экспериментальных методов и теоретических подходов, используемых в физической вулканологии, для решения задач многопараметрического мониторинга активных вулканов на базе создания новых технологий и специализированных аппаратурных комплексов.

Рабочая группа приступила к созданию рабочего макета станции, обеспечивающей выделение прогностической геомагнитной информации в районе Эльбрусского вулканического центра. Однако, здесь в первую очередь, необходимо было более глубоко понять сами геофизические процессы, которые развиваются внутри вулканической постройки вулканов центрального типа. С этой целью мы использовали данные исследований, полученные при изучении магматической питающей системы вулканов Ключевской группы.



Рисунок 80 - Вершинный кратер вулкана Ключевской (фото С.А.Федотова).

4.1 Сейсмичность в районе Ключевской группы вулканов

Ключевская группа вулканов, находящаяся на Камчатке в северной части Курило-Камчатского вулканического пояса, является одним из наиболее мощных вулканических центров мира. В группе несколько действующих вулканов: базальтовый стратовулкан Ключевской - крупнейший действующий вулкан Евразии, андезитовый вулкан Безымянный, Плоский Толбачик с вершинной кальдерой гавайского типа, Толбачинская зона шлаковых конусов и трещинных извержений, вулкан Ушковский.

В процессе проведения исследований выполнено обобщение и систематизация знаний о глубинном строении Ключевской группы вулканов.

Возраст Ключевской группы – несколько сот тысяч лет, объём 6500 км^3 . Расход магм Ключевской группы вулканов (КГВ) не изменился за последние 50 тыс. лет.

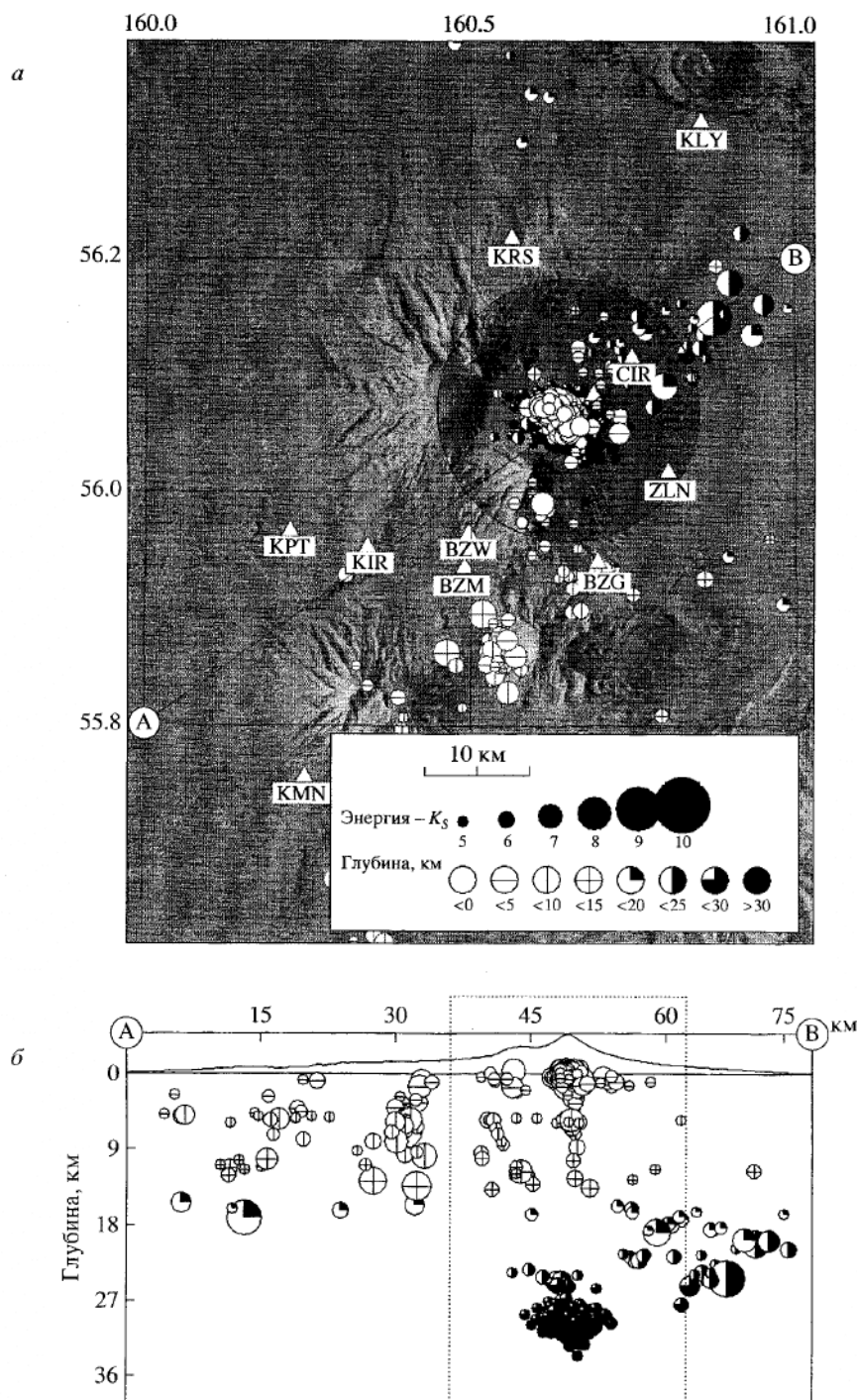
Вулкан Ключевской (рисунок 80) извергает в среднем $60 \cdot 10^6$ т/год базальтов. Одним из главных направлений исследований КГВ являются изучение механизма вулканической деятельности и свойств магматической питающей системы КГВ и ее вулканов. Это одна из фундаментальных проблем вулканологии наряду с вопросами петрологии и геохимии.

Глубинное строение и магматические очаги под вулканами изучаются методами геологии и геофизики, а свойства магматических питающих систем, механизм извержений и связанные с ними процессы изучаются, главным образом, методами вулканологии, сейсмологии и геодезии.

Под Ключевским вулканом обнаружена аномальная, почти вертикальная столбообразная зона поперечником 2 км, поднимающаяся с глубины 50 км. Вероятно, это и есть главный «магмовод» КГВ. Земная кора под КГВ наращивается снизу магмой, подступающей из мантии.

Под вулканом Безымянный на глубине 10-20 км имеется андезитовый магматический очаг, соединяющийся с магмоводом базальтового Ключевского вулкана. В настоящее время выделены пять основных частей (мантийных и

коровых) магматической питающей системы Ключевского вулкана, определены диапазоны глубин и рассмотрены процессы, определяющие характер деятельности вулканов всей Ключевской группы (рисунок 81).



Сейсмичность района вулкана Ключевский в 2006–2007 гг. На карте (а) показано расположение телеметрических сейсмических станций (треугольники), затемненным кругом обозначена центральная эпицентральная зона вокруг вулкана Ключевской (диаметр зоны 25 км), темными и светлыми кружками показаны величины энергетических классов K_S и глубина землетрясений; на разрезе (б) – проекция эпицентров землетрясений на вертикальную плоскость по линии А–В, вертикальным прямоугольником показан разрез центральной эпицентральной зоны вулкана, выделенной на а. Данные КФ ГС РАН.

Рисунок 81.

Нами проведен ретроспективный анализ вершинного извержения вулкана Ключевской в феврале-июле 2007 г. с привлечением данных высокоточной геодезии и данных по наблюдениям за изменением сейсмического режима до, в ходе и после окончания извержения. Проанализированы результаты наблюдений за вершинным извержением вулкана Ключевской, произошедшим с 15.02.2007 по 09.07.2007 гг. Типичное для данного вулкана вершинное извержение имело эксплозивно-эффузивный характер, а объём извергнутых продуктов оценивается в 0.025 км³. По результатам нивелировок, выполняемых с 1979 г. по радиальному к вулкану профилю, обнаружены подъёмы и опускания северо-восточного склона вулкана. Максимальная величина смещений составила 23 см и была зарегистрирована в 2007 г. на ближайшей к кратеру вулкана площадке, расположенной на расстоянии 11 км от центра вершинного кратера. В ходе двух предыдущих вершинных извержений (2003-2004 и 2005 гг.) также происходили незначительные подъёмы и проседания склона, но в целом подъем склона сохранялся. Это свидетельствовало о возможности повторных извержений в ближайшее время. Рассмотрено изменение сейсмического режима до, в ходе и после окончания извержения.

Полученные данные позволили нам расширить представления о структурах вулканов центрального типа и продолжить исследование вулкана Эльбрус комплексом геолого-геофизических методов, в том числе с использованием аппаратных комплексов Северокавказской геофизической обсерватории. В районе пос. Эльбрусский были продолжены работы по развёртыванию четвёртой лаборатории в составе Северокавказской геофизической обсерватории, которую планируется оборудовать современными наклонметрическими, магнитовариационными, температурными и гидроакустическими системами. Здесь создается новый гидроакустический информационно-измерительный комплекс и ряд систем, обеспечивающих передачу данных многодисциплинарного геофизического мониторинга (в режиме близком к реальному времени) в удаленные пункты сбора и обработки поступающей информации. Этот комплекс будут описан ниже.



Рисунок 82 - Лаборатория №4 Северокавказской геофизической обсерватории.

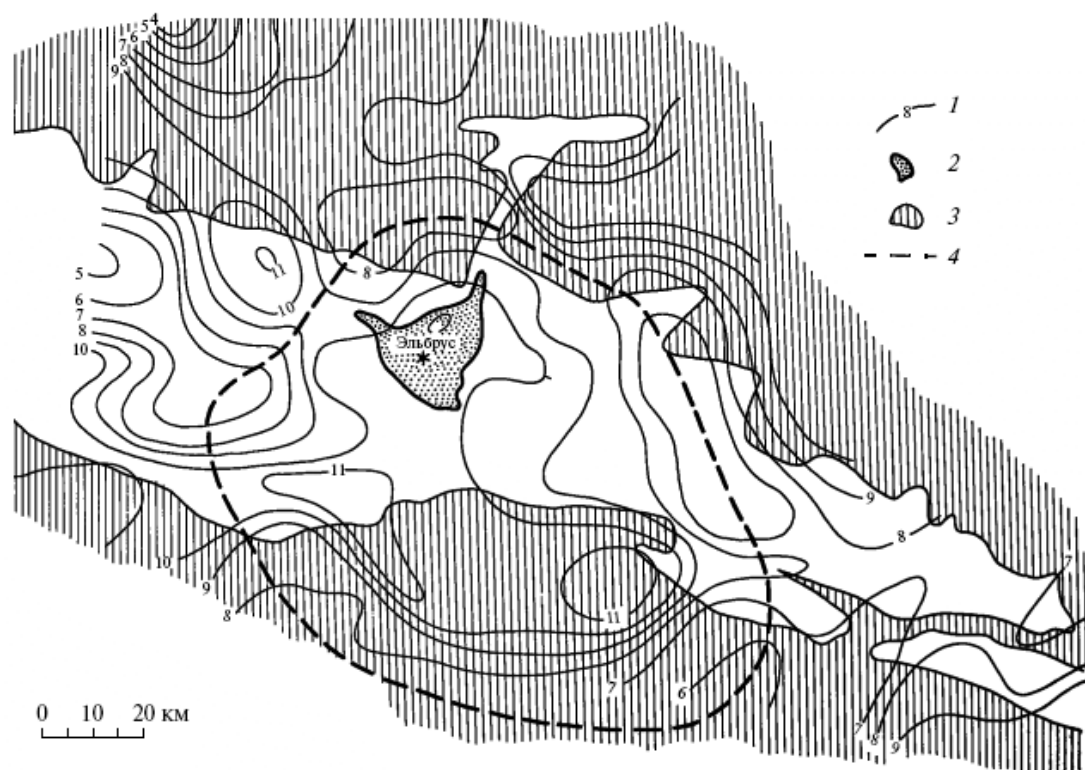
4.2 Отражение активного состояния магматических структур в районе Эльбрусского вулканического центра

В процессе выполнения проекта выполнен анализ современного выноса тепла углекислыми источниками Приэльбрусья, что отражает активное состояние магматических структур. Показано, что среди тепловых аномалий Северного Кавказа на первый план выступает район Эльбрусского вулканического центра, так как Эльбрус является действующим вулканом в состоянии покоя.

Установлено, что периферический и материнский магматические очаги вулкана располагаются на глубинах 0-7 и 20-30 км ниже уровня моря соответственно, а геотермический градиент под вулканом составляет $100^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Полученные данные указывают на наличие существенного температурного воздействия корневой системы вулкана на окружающую среду, что находит отражение и в температурном режиме углекислых минеральных вод (УМВ).

На рисунке 83 показан сглаженный температурный тренд углекислых минеральных источников (УМИ) Приэльбрусья, полученный как среднее значение температуры воды минеральных источников на площади 400 км^2 методом скользящего квадрата с шагом в 10 км. Обращает на себя внимание заметное отличие температур УМИ северного и южного склонов Главного хребта. На юге температуры выше. Это обстоятельство проявляется и в средних значениях температур источников: для севера и юга соответственно $8,2$ и $11,2^{\circ}\text{C}$.

Кроме того, в пределах северного склона в направлении от Главного хребта к предгорьям и равнине так же наблюдается общая тенденция некоторого повышения температур: от средней $7,8^{\circ}\text{C}$ в высокогорной части Приэльбрусья до $9,5^{\circ}\text{C}$ в среднегорной.



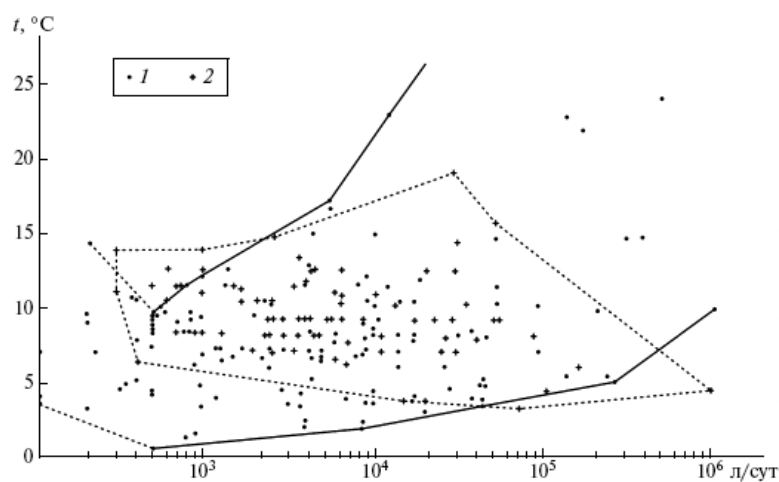
Изолинии температурного тренда УМВ Приэльбрусья. 1 – изолинии равных температур, проведены через 1°C , 2 – проявления новейшего вулканизма, 3 – области распространения осадочных пород, 4 – граница эльбрусской температурной аномалии.

Рисунок 83.

Анализ более 200 источников, содержащих данные об их дебите, показал, что для вод северного склона Главного хребта, начиная с дебита 500 л/сутки и более, обнаруживается положительная корреляция между дебитом и температурой (рисунок 84). Следовательно, повышенные температуры вод УМИ Приэльбрусья отражают в среднем воздействие на воду эндогенных факторов. Для малodeбитных источников (менее 500 л/сутки), представленных сравнительно небольшим числом, повышение температуры, скорее всего, связано с поверхностным прогревом воды, так как напрямую зависит от снижения их дебита, отражая тем самым поверхностные условия летнего отбора проб. Тепловая

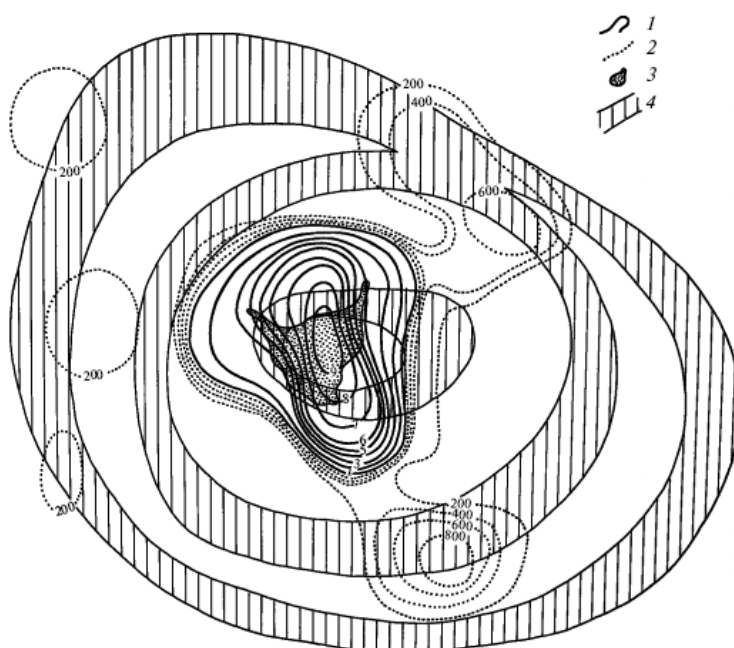
проекция периферического магматического очага на дневную поверхность образует аномалию, совпадающую с вулканической постройкой Эльбруса.

Исследовано соотношение структурных и вещественных кольцевых мотивов в вулканическом центре. Впервые выполнено сопоставление петро-геохимических особенностей магматических пород Пятигорского вулканического центра со строением поверхности Мохоровичича и на основании анализа корреляционных признаков установлена их принадлежность к единой системе.



Зависимость между температурой и дебитом источников УМВ Приэльбрусья. 1 – источники северного склона Главного Кавказского хребта, 2 – источники южного склона Главного Кавказского хребта.

Рисунок 84.



Вынос тепла УМВ Эльбрусской вулканической области. 1 – изолинии тренда выноса тепла источниками в млн. ккал/сут с 400 км², 2 – то же, в тыс. ккал/сут с 400 км², 3 – вулкан Эльбрус, 4 – зоны кольцевых деформаций куполообразования.

Рисунок 85.

На рисунке 86 представлено строение поверхности мантии в вулканическом центре, построенное нами по материалам [Гаретовская и др., 1975], содержащим около 80 точек, рассчитанных авторами указанной работы по данным МОВЗ. Это только один из вариантов интерпретации фактических данных, допускающих возможность и других равнозначных. В частности нами выполнено также построение поверхности мантии по приводимым авторами цитируемой работы трем геофизическим профилям, составленным на основании интерпретации записей обменных волн от землетрясений и волн от промышленных взрывов, проведенных учеными НПО «Нефтегеофизика», и также вариант, представляющий собой сглаженную картину поверхности мантии (метод скользящего квадрата на площади 400×400 кв.км с шагом 10 км). Несмотря на существенные отличия в деталях, указанные варианты едины в одном: поверхность мантии в основании ВЦ представляет собой купол с вершинной депрессией. Депрессия погружена относительно окружающего её кольцевого поднятия на 4 – 6 км. Она представляет собой овал размером $27,5 \times 37,5$ км (в других вариантах 22×27 и 40×50 км с погружением соответственно 2 - 4 и 1 - 2 км). Следует обратить внимание на кольцевые разломы, интерпретированные по дуговым направлениям речных долин и ассиметричному их строению. Положение этих частью предполагаемых разломов согласуется с рисунком горизонталей поверхности Мохоровичича, что, по-видимому, свидетельствует о достаточно надежных результатах как геофизических, так и геоморфологических данных.

Они, в свою очередь, указывают на единую природу этих столь разнесенных в пространстве по вертикали структурных элементах - кольцевых разломов на земной поверхности и строении поверхности мантии.

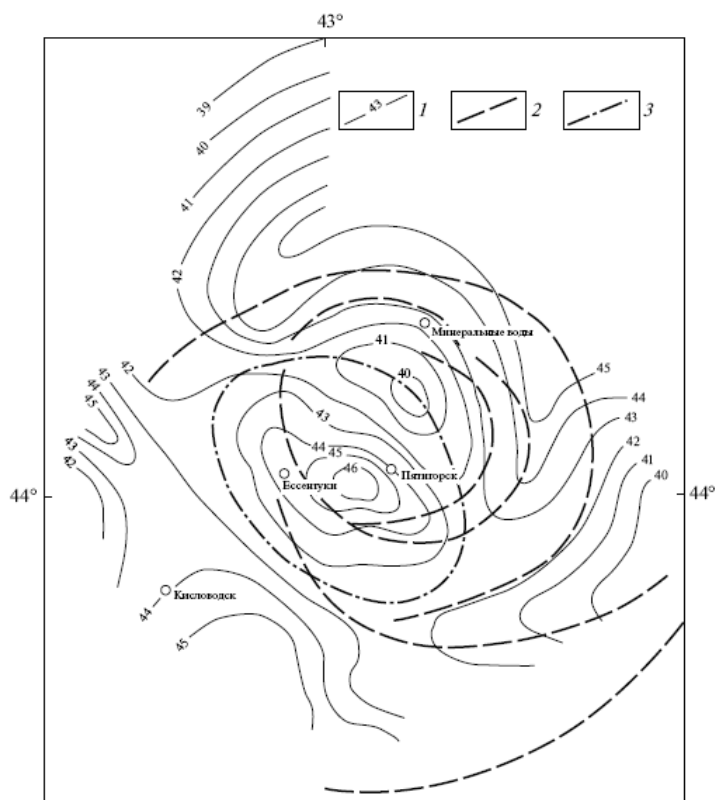
Кроме того, приведенные данные указывают на высокую вероятность принадлежности к единой взаимосвязанной системе, по меньшей мере, следующих геологических объектов и факторов:

а) кольцевых разломов со сложной картиной перемежающихся концентрических поднятий и прогибов на поверхности земли;

б) субвулканов внутри кольцевой структуры с концентрически-зональным распределением петро-геохимических признаков;

в) купольной структуры по поверхности геофизического слоя на глубине 7 - 16 км;

г) кольцевой купольно-депресссионной структуры по поверхности Мохоровичича на глубине 40 - 46 км.



Поверхность Мохоровичича и кольцевые разломы в Пятигорском вулканическом центре. 1 – горизонталы и глубина в километрах до поверхности М; 2 – кольцевые разломы на поверхности Земли; 3 – ось кольцевого поднятия, оконтуривающая вершинную депрессию купола.

Рисунок 86.

Все эти элементы единой системы, в целом совпадая в плане, различаются по размерам и характеризуются некоторым смещением относительно друг друга. Субвулканические интрузии, проектируя на горизонтальную плоскость дневной поверхности химическую и температурную структуру зоны магмообразования и кристаллизации, вероятно, содержат в себе и информацию о вертикальной неоднородности этой зоны.

В процессе исследований проведен анализ результатов геологических и геофизических исследований о наличии не застывшего магматического очага под

вулканом Эльбрус на Кавказе, глубине его залегания и примерных размерах. Даются верхняя и нижняя грани оценок запасов тепла вмещающих горных пород, нагретых магматическим очагом вулкана с момента его возникновения до настоящего времени, с учетом изменений размеров магматического очага в процессе его эволюции и накопления им тепла.

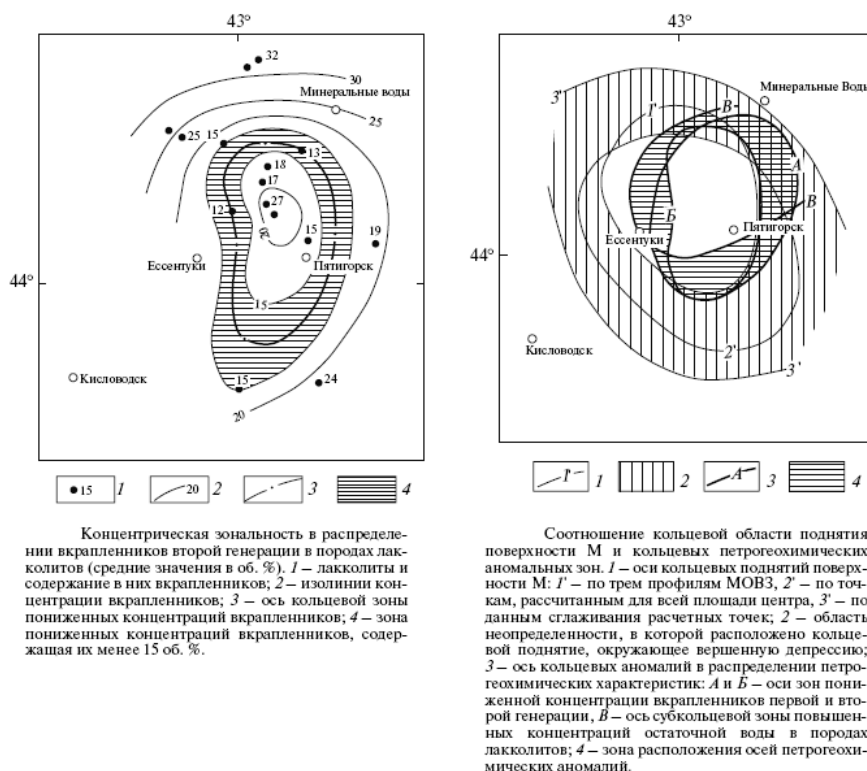


Рисунок 87.

Для оценки тепловых ресурсов магматических очагов и среды их окружения в первую очередь важно знать их размеры, форму и глубину залегания. В решение этой задачи ключевое значение имеют данные о количестве изверженных вулканических продуктов. Оценка количества изверженных продуктов позволяет определить примерные современные размеры его магматического очага заполненного магмой, а затем и тепловые ресурсы вмещающих его пород.

Использование цифровой модели рельефа и её специализированной обработки, заключающейся в последовательном восстановлении участков рельефа вдоль секущих вулканическую постройку параллельных профилей (рисунок 88).

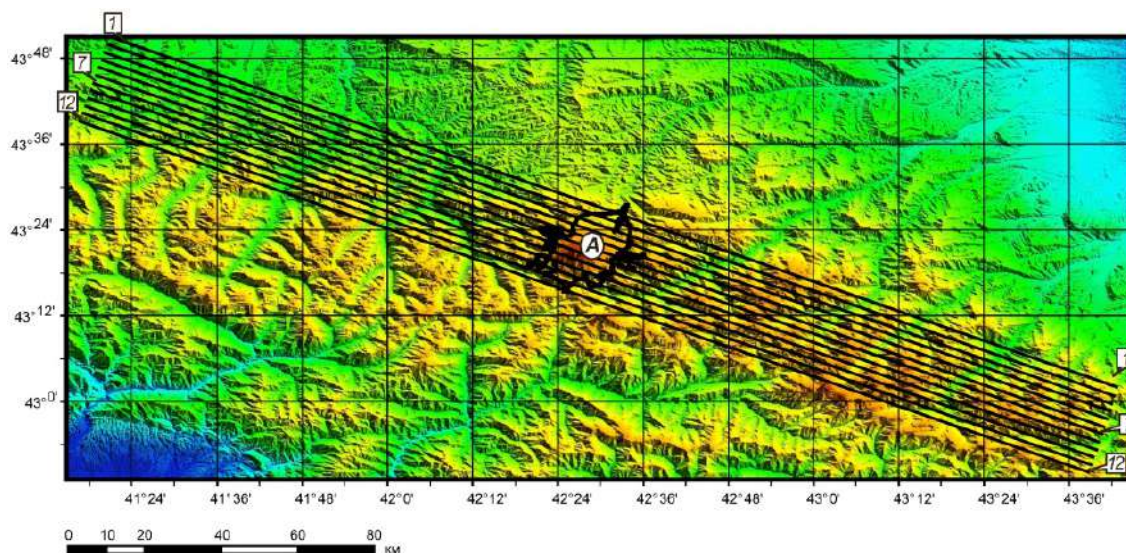


Рисунок 88 - Траектории вертикальных разрезов (1-12) вдоль простирания Главного Кавказского хребта в плане, проходящие через вулканическую постройку вулкана Эльбрус. А - контур площадки изверженных продуктов, образующих вулканическую постройку вулкана.

На рисунке 89 приведены современный профиль, профиль с пропуском и восстановленный профиль, соответствующий рельефу хребта до зарождения магматического очага вулкана Эльбрус вертикального разреза 7 вдоль северо-западно-юго-восточного простирания Главного Кавказского хребта, проходящий через обе вершины вулканической постройки вулкана. На рисунке 90 профиль вертикального разреза 7 показан крупным планом. Восстановление формы профилей пропусков проводится для каждого сечения с применением варианта технологии «SSA для анализа временных рядов», разработанной в СПб ГУ.

Объём вулканической постройки меньше общего количества продуктов на величину эрозии, вулканитов смытых осадками и стертых ледниками в ледниковые периоды, а также на величину пепловых отложений, вынесенных ветрами за пределы вулканической постройки. Общий объём изверженных продуктов, отложившегося на площади основания вулкана, по известным данным оценивается примерно в 150 км^3 . Тот же объём рассчитывался по алгоритму, предложенному С.А. Федотовым. Поверхность, разделяющая изверженные вулканом продукты и коренные породы, моделировалась плоскостями боковой поверхности 32-двухгранной призмы, основание которой совпадало с точками контура, ограничивающего в плане основание вулкана. Упомянутый выше контур

соответственно лежал на цифровой модели высокого разрешения рельефа Эльбруса.

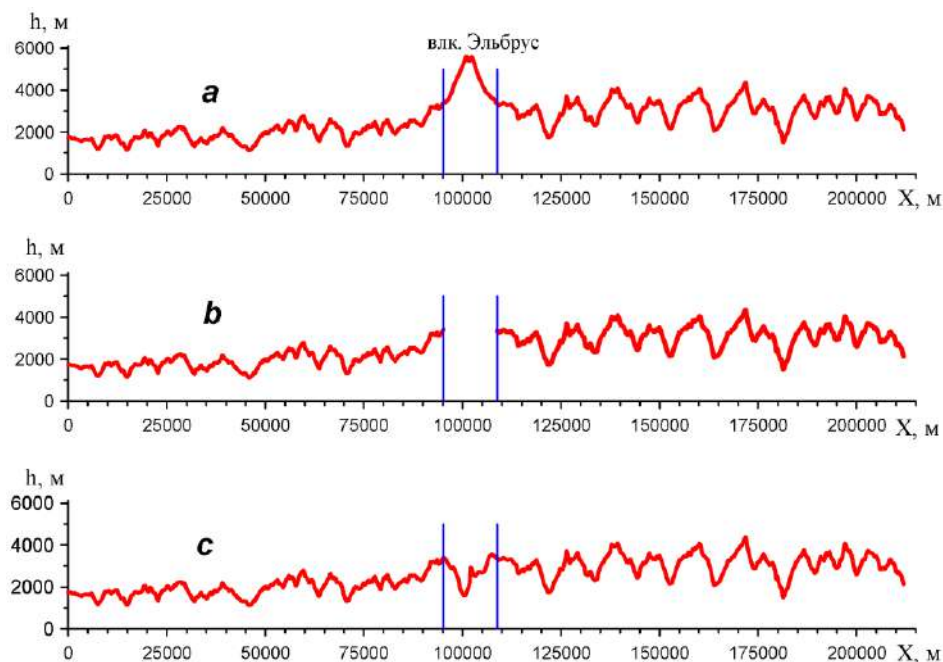


Рисунок 89 - Профили вертикальных разрезов вдоль северо-западно-юго-восточного простирания Главного Кавказского хребта, проходящие через вулканическую постройку вулкана Эльбрус. а – современный профиль, б – профиль с пропуском, с. – восстановленный профиль до извержений.

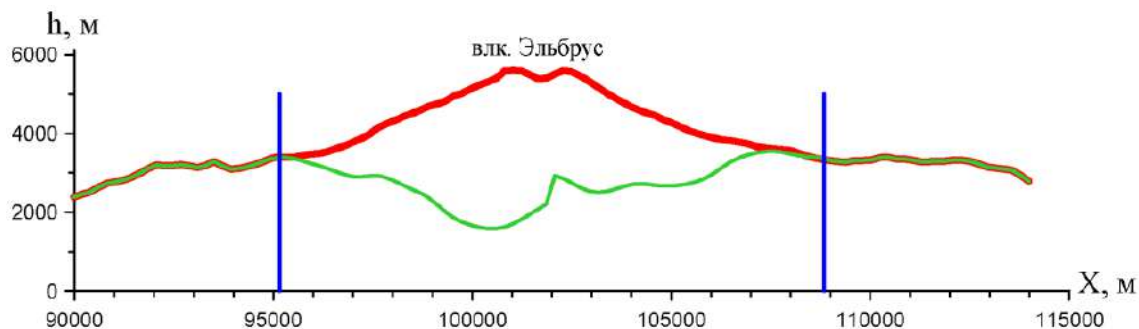


Рисунок 90 - Участок профиля вертикального разреза (7), рисунок 88, вдоль северо-западно-юго-восточного простирания Главного Кавказского хребта, проходящий через вершины вулканической постройке вулкана Эльбрус. Красная линия – современный профиль вулкана, зеленая линия – восстановленный профиль рельефа, существовавшего до начала его извержений. Вертикальные линии – границы площади изверженных пород, образующих вулканическую постройку вулкана.

Вершина пирамиды лежала в «главной» плоскости вертикального разреза, проходящего через обе вершины Эльбруса. Высота вершины пирамиды над уровнем моря вычислялась, как математическое ожидание N высот ($N = 40$)

главного Кавказского хребта, лежащих в «главной» плоскости вертикального разреза. Высоты брались на расстояниях в 100 м друг от друга слева и справа от площадки основания вулкана.

Объём вулканической постройки вычислялся над боковой поверхностью пирамиды с использованием той же цифровой модели рельефа Эльбруса. Вычисленный таким образом рельеф составил 152 км^3 , что хорошо совпадает с оценками других исследователей. Вычисленный объём вулканической постройки, расположенный над восстановленным рельефом ее основания с помощью метода SSA по алгоритмам и программам Н.Э. Голяндиной, составил 203 км^3 . Убывание расхода магмы аппроксимируется кусочно-постоянными зависимостями $W(t)$. Учитывается наличие длительных пауз между извержениями, при которых размеры магматического очага существенно уменьшаются (рисунок 91).

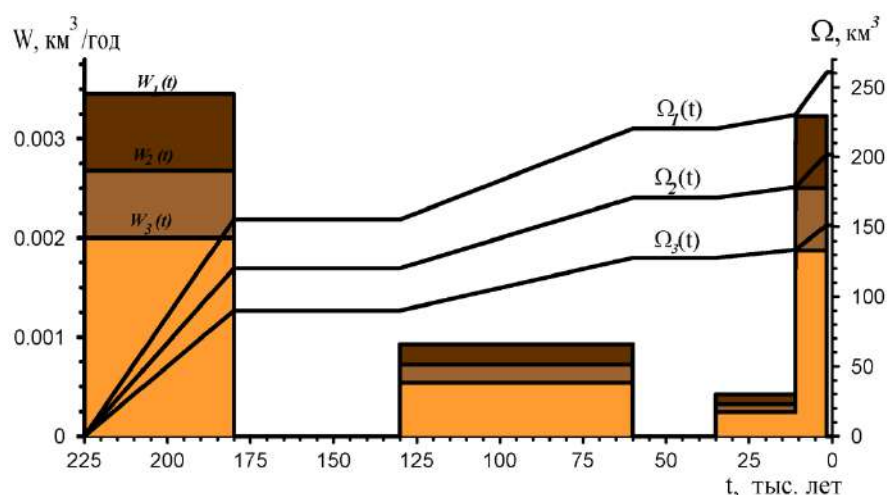


Рисунок 91 - Кусочно-постоянные зависимости расхода магмы для вулкана Эльбрус за последние 225 тыс. лет (по геологическим данным) $W(t) \text{ м}^3/\text{год}$. Зависимость объёма изверженных продуктов от времени: $\Omega(t) = \int W(t)dt \text{ км}^3$. Суммарный объём $\Omega_1=260 \text{ км}^3$, $\Omega_2=200 \text{ км}^3$, $\Omega_3=150 \text{ км}^3$, соответственно.

Результаты моделирования динамики изменения размеров магматического очага с момента его зарождения и до настоящего времени позволяют судить о том, что размеры очага прямо связаны с интенсивностью расхода магмы, протекающей при извержениях через очаг. Динамика зависимости изменения размеров магматического очага вулкана Эльбрус показана на рисунке 92.

Выполнен расчет распределения температур вокруг периферического магматического очага вулкана Эльбрус. Решается нестационарная задача кондуктивного теплообмена для магматического очага с формой эллипсоида с вертикальной осью вращения в полупространстве вмещающих пород.

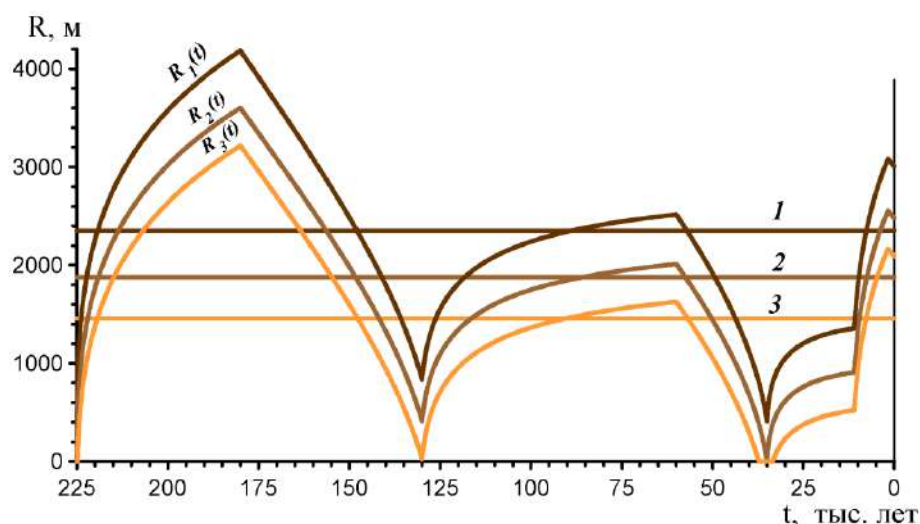


Рисунок 92 - Расчетные зависимости $R_1(t) - R_3(t)$ размера очага вулкана Эльбрус, имеющего форму эллипсоида с вертикальной осью вращения, от времени с начала зарождения современного магматического очага (225 тыс. лет тому назад) до настоящего времени при убывании расхода магмы по зависимостям $W_1 - W_3$, приведенным на рисунке 92, что соответствует суммарным объемам изверженных продуктов $\Omega_1=260 \text{ км}^3$, $\Omega_2=200 \text{ км}^3$, $\Omega_3=150 \text{ км}^3$. Горизонтальные линии 1 – 3 показывают средние значения размеров очага $R_1 - R_3$ за 225 тыс. лет.

$$R_i = (A_i + B_i)/2, \text{ где } A_i \text{ и } B_i - \text{малая и большая полуоси эллипсоида} \\ (A_i/B_i = 1/1,5), i=1, 2, 3.$$

Рассчитывается распределение температуры в среде, окружающей магматический очаг, с учётом охлаждающего влияния Земли и геометрической формы рельефа вулканической постройки. Рассчитанные изотермы распределения температур, основанные на представлении о кондуктивном характере теплопередачи от магматического очага к окружающим его породам, показывают пространственное положение термоаномалий и те предельные глубины положения максимумов изотерм в этих аномалиях, ниже которых под влиянием конвекции они опуститься не могут.

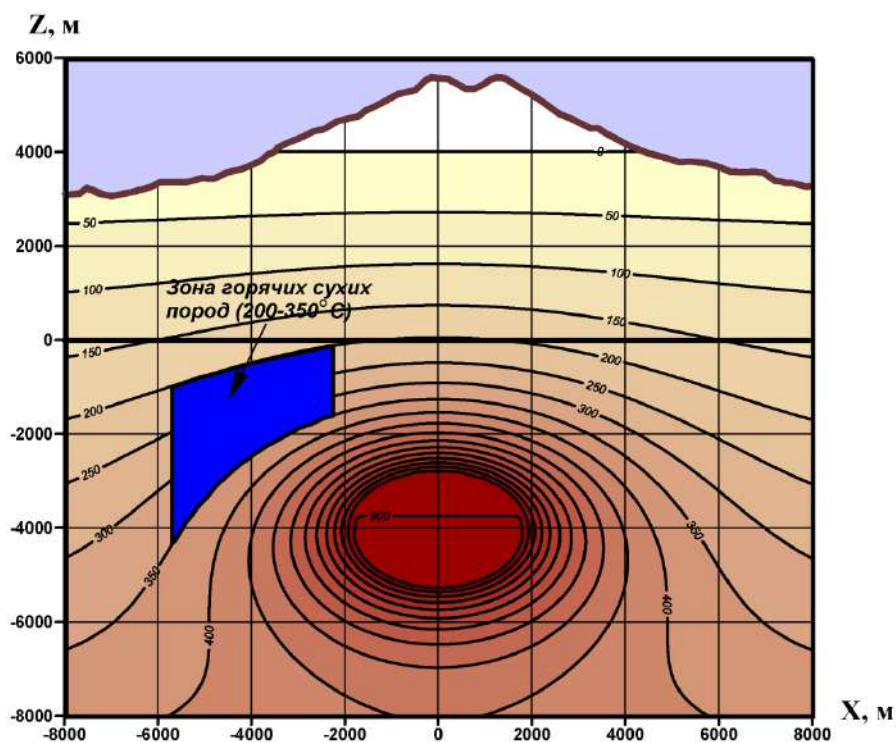


Рисунок 93 - Расчетное распределение температур вокруг магматического очага вулкана Эльбрус. Возраст очага - 225 тыс. лет. Глубина залегания центра очага ниже уровня моря $H=4$ км. Малая и большая полуоси эллипсоида вращения вокруг вертикальной оси очага равны 1,5 и 2,25 км, соответственно. Температура стенки очага $T_2 = 900^\circ\text{C}$. Количество тепла, сосредоточенное в зачетном объеме тороида в горячих сухих породах ($200 - 350^\circ\text{C}$), $Q = 1,4 \cdot 10^{20}$ Дж. При подсчете Q среднее значение температуры в зачётном тороиде снижалось с 275°C до 75°C .

Реальное распределение тепла в окружающем очаг пространстве вмещающих пород может существенно отличаться от рассчитанного описанным выше способом, прежде всего под влиянием флюидных потоков. Общее количество тепла, накопленного магматическим очагом во вмещающих породах за время своего существования за счет кондуктивного теплопереноса, никак не может быть больше тепла, накопленного с учетом всех факторов, определяющих теплоотдачу очага. Поэтому полученная граница оценки накопленного магматическим очагом тепла в окружающем, его пространстве вмещающих пород является нижней. На рисунках 93 и 94 показано расчетное распределение температур вокруг магматического очага вулкана.

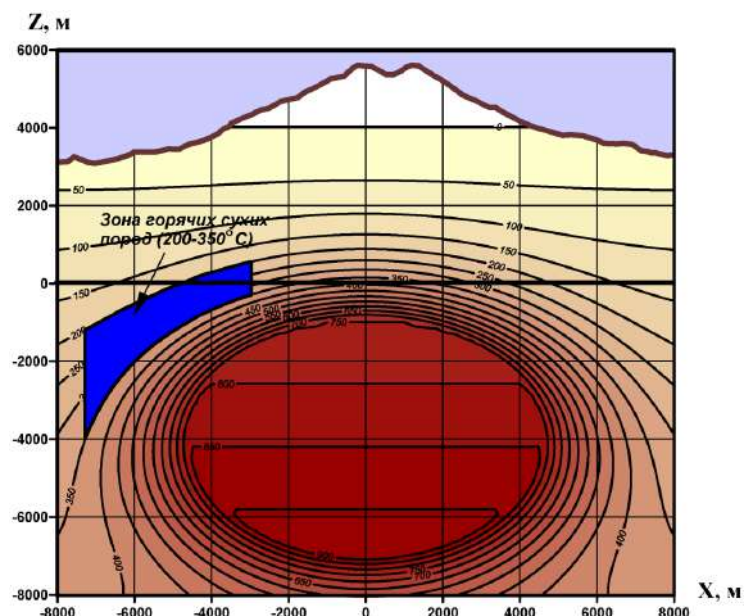


Рисунок 94 - Расчетное распределение температур вокруг магматического очага вулкана Эльбрус. Возраст очага - 225 тыс. лет. Глубина залегания центра очага ниже уровня моря $H=4$ км. Малая и большая полуоси эллипсоида вращения вокруг вертикальной оси очага равны 3,0 и 4,5 км, соответственно. Температура стенки очага $T_2 = 700^\circ\text{C}$. Количество тепла, сосредоточенное в зачетном объеме тороида в горячих сухих породах ($200 - 350^\circ\text{C}$), $Q = 1,7 \cdot 10^{20}$ Дж. При подсчете Q среднее значение температуры в зачётном тороиде снижалось с 275°C до 75°C .

Показано, что размеры и форма питающего канала между очагами могут быть определены в процессе моделирования динамики формирования канала за счет плавления его стенок при протекании по нему магмы. Передача тепла от нижнего очага верхнему очагу обеспечивается конвективным кругооборотом потока магмы, циркулирующей между очагами. Модельное представление процесса перетока магмы между глубинным и близповерхностным магматическими резервуарами показано на рисунке 95.

Геолого-геофизические данные свидетельствуют о существовании периферического магматического очага вулкана Эльбрус и большого объема нагретых вмещающих пород вокруг него, которые содержат громадные запасы накопленного тепла, позволяют ставить проблему создания геотермальной циркуляционной системы с целью извлечения тепловой энергии вулкана для тепло- и электроснабжения.

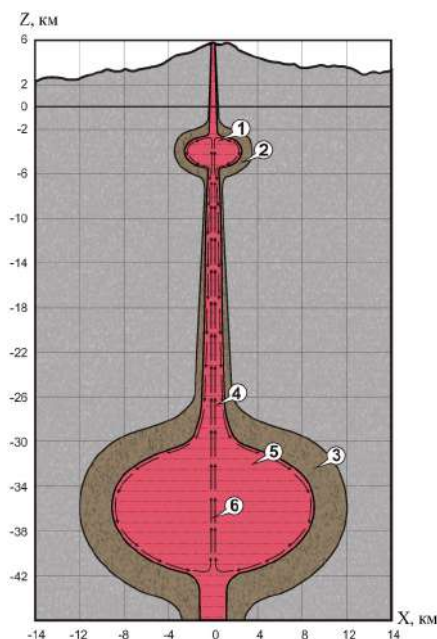


Рисунок 95 - Принятое расположение магматических очагов вулкана Эльбрус и соединяющего их канала, соответствующие модели [Базаров и др., 2008]. 1 и 5 – периферический и нижний, «промежуточный» магматические очаги, размеры которых получены на основе геофизических данных (табл. 1); 2 и 3 – аномальные зоны, определенные по данным инструментальных измерений и геофизических исследований, в которых находятся верхний и нижний магматические очаги; 4 – магматический питающий канал, соединяющий очаги; 6 – стрелки указывают траекторию и направление движения магмы, вызванного конвекцией в очагах и канале.

Проанализированы геолого-геофизические предпосылки использования тепловой энергии нагретых пород, вмещающих магматический очаг вулкана Эльбрус.

Показано, что извлечение тепла и производство электричества при использовании горячих сухих пород, окружающих магматический очаг вулкана Эльбрус, может стать одной из основ будущей энергетической системы Приэльбрусья – одного из самых перспективных рекреационных регионов Российской Федерации.

4.3 Основные характеристики нового геофизического комплекса, создаваемого на базе станции GI-MTS-1

4.4 Назначение геофизического комплекса

Новый геофизический комплекс, создаваемый вместе с учеными РАН на базе станции GI-MTS-1 предназначен для проведения измерений магнитного, электрического поля и сейсмических колебаний. Он позволяет регистрировать в цифровом виде три взаимно-ортогональные компоненты переменного магнитного

поля, три компоненты электрического (теллурического) поля и три компоненты сейсмических колебаний в диапазоне частот от 0 до 8 Гц.

4.5 Состав разрабатываемого геофизического комплекса GI-MTS-1

На рисунке 96 показан состав геофизического комплекса GI-MTS-1:

- 1 – Блок магнитных датчиков MS
- 2 – Цифровой регистратор MTS-R для записи и хранения магнитных, теллурических и сейсмических данных
- 3 – Блок аналоговых фильтров AF
- 4 – Кабель, соединяющий MS и MTS-R, длиной 15 м
- 5 – Антенна GPS
- 6 – Кабель питания 12 В
- 7 – Компакт флэш-карта (до 2 Gb)

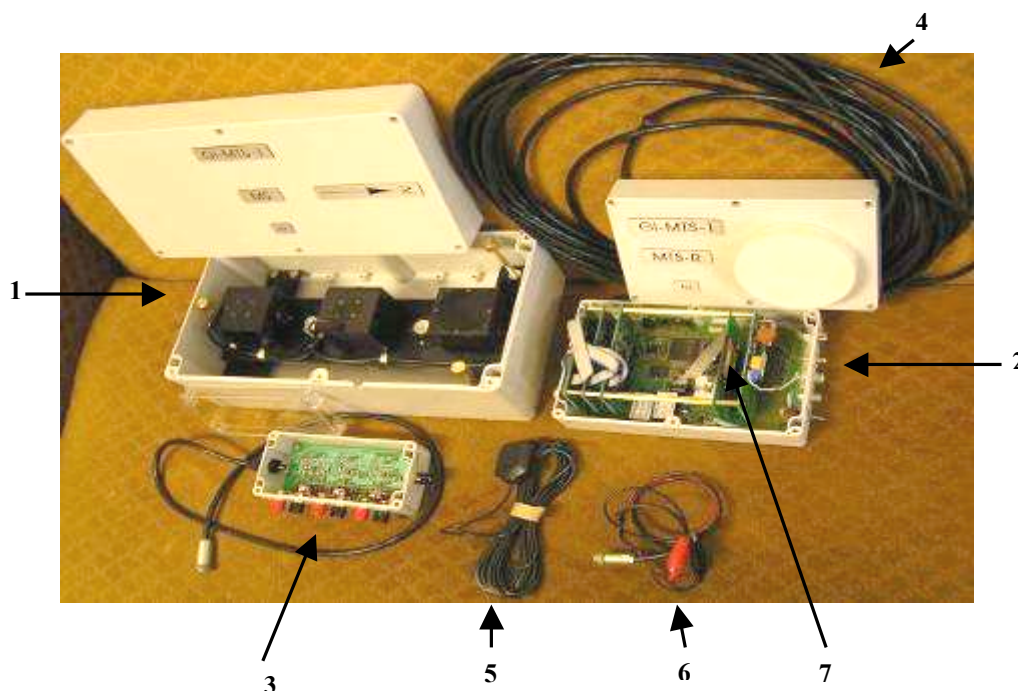


Рисунок 96 - Геофизический комплекс GI-MTS-1.

- 1 – Блок магнитных датчиков MS
- 2 – Регистратор MTS-R, включающий приемник GPS
- 3 – Блок аналоговых фильтров AF
- 4 – Кабель, соединяющий блоки MS и MTS-R, длиной 15 м

5 – Антенна GPS

6 – Кабель питания 12 В

7 – Компакт флэш-карта (до 2 Gb)

4.6 назначение и работа отдельных частей комплекса GI-MTS-1

4.6.1 Блок магнитных датчиков MS

Блок магнитных датчиков MS (рисунок 97) предназначен для преобразования трех взаимно-ортогональных компонент переменного магнитного поля (H, Z, D) в электрические сигналы. В состав блока MS входят три идентичных однокомпонентных магнитостатических магнитометра торсионного типа.

Каждый магнитный датчик содержит сменную капсулу с магниточувствительным элементом (измерительный магнит с зеркальцем, подвешенный на кевларовой нити), которая может быть оперативно заменена в случае неисправности магниточувствительного элемента. Все элементы блока MS (за исключением измерительного, компенсирующих и подстроечных магнитов) выполнены из немагнитных материалов. Все три магнитных датчика 1 (рисунок 97) расположены один за другим на плоской подставке. Для защиты магнитных датчиков от внешних механических воздействий во время транспортировки предусмотрено арретирование винтами 2 (Рисунок 97). Разъем 3 (рисунок 97) служит для связи блока магнитных датчиков с цифровым регистратором 2 (рисунок 96) через кабель 4 (рисунок 96). Три винта 5 (рисунок 97) служат для горизонтальной установки датчиков по уровню 4 (рисунок 97).

Выставка «нулевого» уровня каждого из магнитных датчиков осуществляется в две ступени: грубая – неподвижными компенсирующими магнитами, установленных в пакеты вкладышей 6 (рисунок 97), точная – вращением ручек для изменения положения поворотных подстроечных магнитов 7 (рисунок 97). Компенсирующие магниты осуществляют компенсацию большей части постоянной составляющей магнитного поля Земли, их номинал выбирается

заранее для конкретного региона измерений. Для компоненты D выставка «нулевого» уровня осуществляется только подстроечным магнитом, компенсирующие магниты не устанавливаются. В представленном комплексе используются два типа компенсирующих магнитов – SmCo и «викаллой» FeVCo, имеющие соответственно отрицательный и положительный температурные коэффициенты. При их установке по разные стороны от измерительного магнита происходит взаимная компенсация температурного дрейфа всей магнитной системы датчика.

В каждом датчике осуществляется фотоэлектрическое преобразование угла поворота измерительного магнита в напряжение, прямо пропорциональное изменению магнитного поля. Затем сигнал поступает на аналоговый предусилитель с отрицательной обратной связью по магнитному полю. Выход аналогового сигнала на АЦП MTS-R происходит после НЧ фильтра Баттерворта 6 порядка с частотой среза 8 Гц. Параметры блока магнитных датчиков приведены в таблице 9.

Таблица 9.

Тип магнитометра	Торсионный, 3 ортогональные оси
Частотный диапазон измерений	0 – 8 Гц
Среднеквадратичное значение уровня собственного шума на частоте 1 Гц	≤ 1 пТл
Коэффициент трансформации в цифровой код:	
H компонента	4800 бит/нТл
D компонента	4800 бит/нТл
Z компонента	4800 бит/нТл
Динамический диапазон измерений индукции магнитного поля:	
H компонента	± 1800 нТл
D компонента	± 1800 нТл
Z компонента	± 1800 нТл
Аналоговый выход датчиков	± 3 В
Температурный дрейф	$\leq 2,0$ нТл/1°С

Примечание: Коэффициенты трансформации и динамические диапазоны измерений могут несколько отличаться (не более, чем на 10%) от представленных в Таблице 9 значений в зависимости от конкретного магниточувствительного элемента датчика.

Блок магнитных датчиков MS (со снятой верхней крышкой)

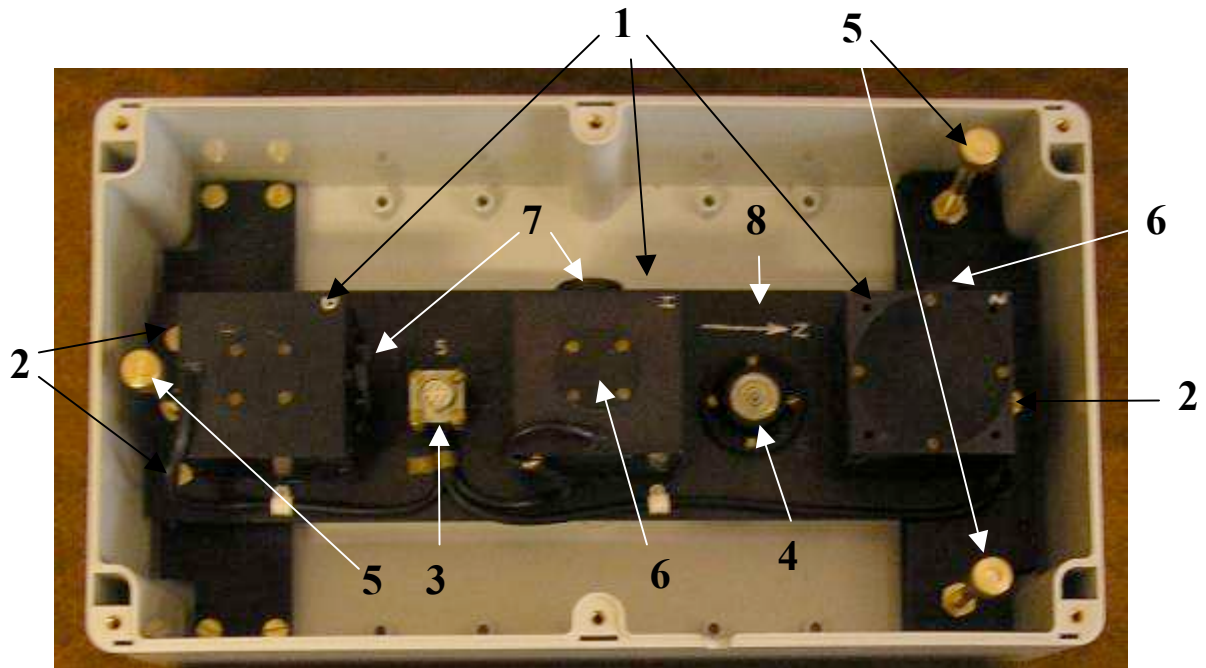


Рисунок 97.

- 1 – Магнитные датчики (H, D, Z).
- 2 – Крепежные винты (используются только при транспортировке прибора).
- 3 – Разъем для кабеля (4 на рисунок 96).
- 4 – Уровень.
- 5 – Винты для горизонтальной установки датчиков по уровню.
- 6 – Неподвижные компенсирующие магниты.
- 7 – Ручки для вращения подстроечных магнитов.
- 8 – Стрелка, указывающая направление на геомагнитный север.

4.6.2 Цифровой регистратор MTS-R для записи и хранения магнитных, теллурических и сейсмических данных

4.6.2.1 Назначение

Устройство MTS-R (рисунки 99–101) предназначено для проведения комплексных геофизических исследований в полевых условиях. Оно позволяет

проводить автономные наблюдения одновременно тремя трехкомпонентными датчиками. К устройству могут быть подключены магнитные датчики, теллурические линии и сейсмические датчики.

Устройство MTS-R обеспечивает:

- измерение геофизических параметров с помощью различных датчиков
- сбор и хранение полученной информации
- передачу информации в удаленный центр сбора и оперативной обработки геофизической информации

В Таблице 10 приведены некоторые параметры устройства:

Таблица 10.

Состав	24-bit ADC7714, GPS, MSP-430, Modem MT2456SMI
Хранение данных	Compact flash card (1 or 2Gb)
Частота дискретности записываемых данных	50 или 60 Hz
Точность привязки по времени	$<10^{-4}$ с
Входные каналы (дифференциальные)	3 магнитных, 3 теллурических, 3 сейсмических
Аналоговые входы АЦП24 (все 9 каналов)	± 3 В

4.6.2.2 Состав

Устройство MTS-R разработано по модульному принципу и состоит из:

- Основной платы – ядра системы.
- До трех модулей аналого-цифровых преобразователей (АЦП).
- Модуля Compact Flash накопителей.
- Модуля интерфейса управления.
- Модуля удаленного доступа.
- Упрощенная блок-схема MTS-R представлена на рисунке 98.

Упрощенная блок-схема MTS-R

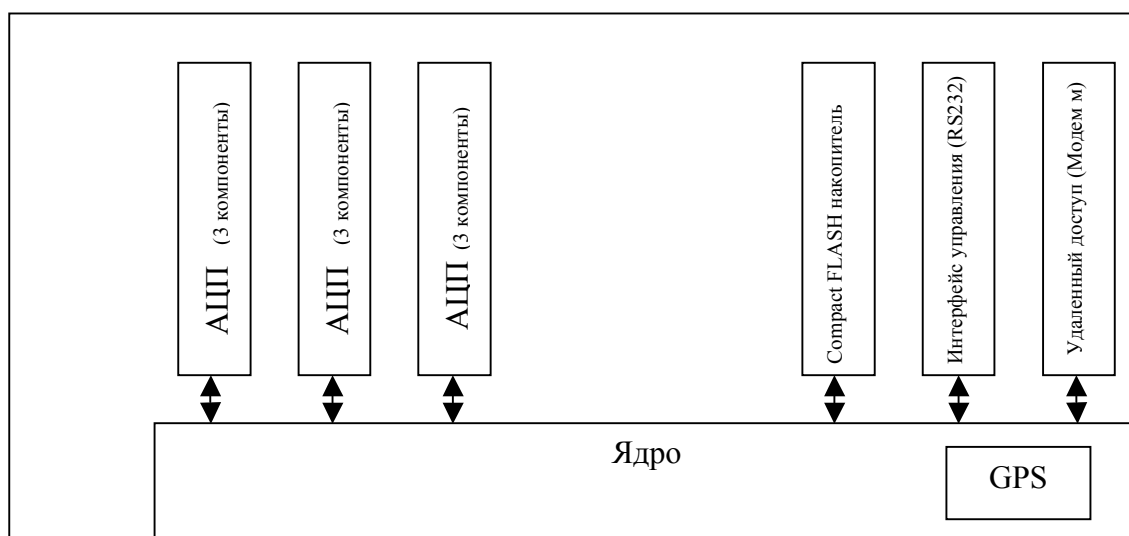


Рисунок 98.

В комплект MTS-R входит также внешний anti-alias (противоподменный) фильтр, имеющий характеристики аналогичные фильтру магнитного датчика

Цифровой регистратор MTS-R



Рисунок 99 - Цифровой регистратор MTS-R (вид справа)

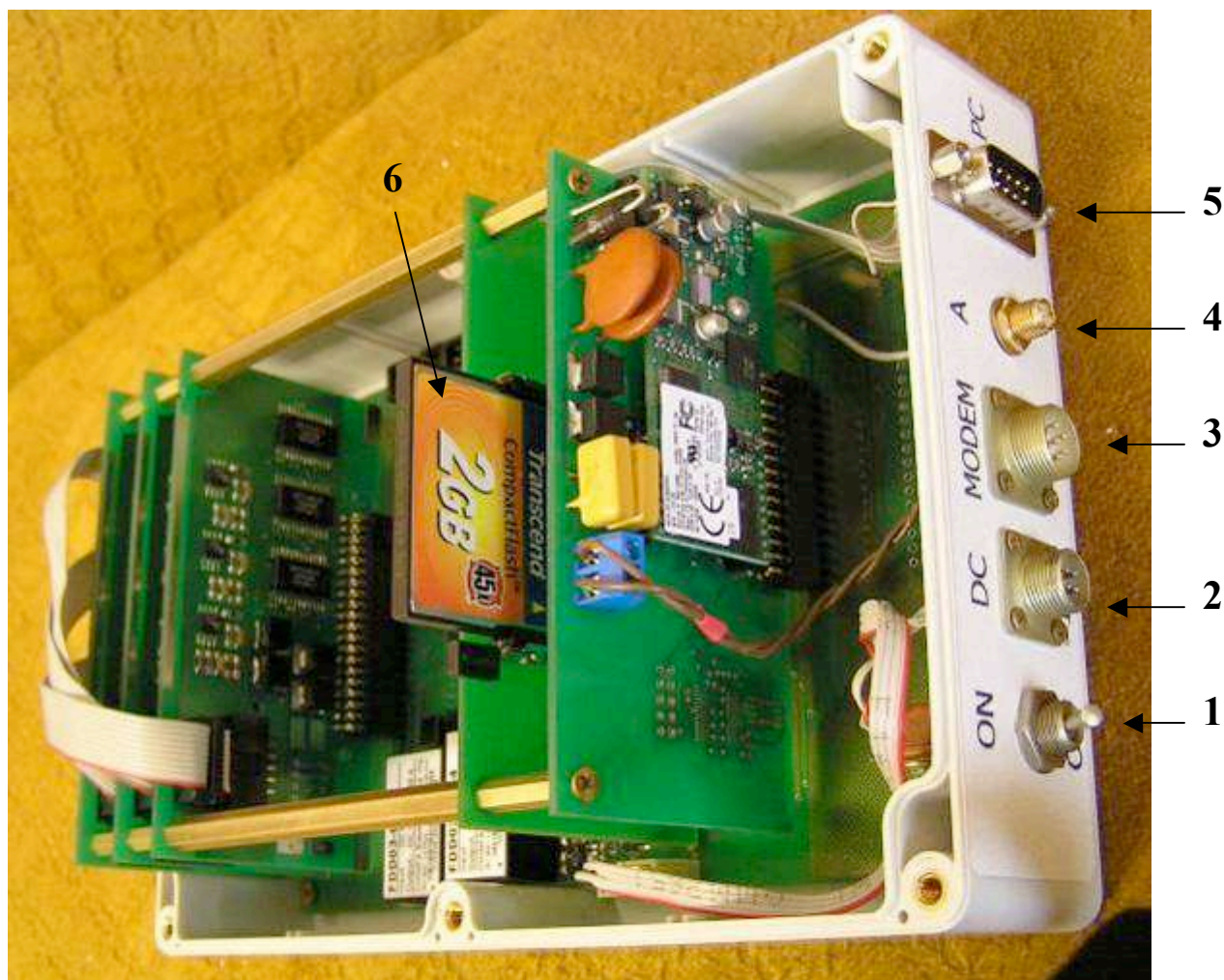


Рисунок 100.

- 1 – Тумблер включения MTS-R.
- 2 – Разъем для кабеля питания (6 на рисунок 96) от аккумулятора 12 В.
- 3 – Разъем для модема.
- 4 – Разъем для антенны GPS.
- 5 – Разъем для стандартного кабеля, соединяющего MTS-R и компьютер.
- 6 – Компакт-флэш карта 2 Gb.

4.6.2.3 Описание модулей устройства MTS-R

Ядро.

Ядро является центральным модулем Устройства и обеспечивает совместную работу всех модулей. Оно построено на основе сверх экономичного

микропроцессора MSP430, имеет буферную FLASH память объемом от 16М до 512М. Ядро обеспечивает синхронизацию измерений с UTC с помощью экономичного управляемого кварцевого термо-компенсированного генератора частоты корректируемого GPS приемником. Для уменьшения помех и обеспечения лучшего приема применяется внешняя GPS антенна. Ядро позволяет подключать до трех модулей АЦП, одного модуля Compact Flash накопителя, модуля удаленного доступа и модуля управления. Каждый модуль подключается с помощью разъема и может быть легко заменен.

Цифровой регистратор MTS-R (вид слева)

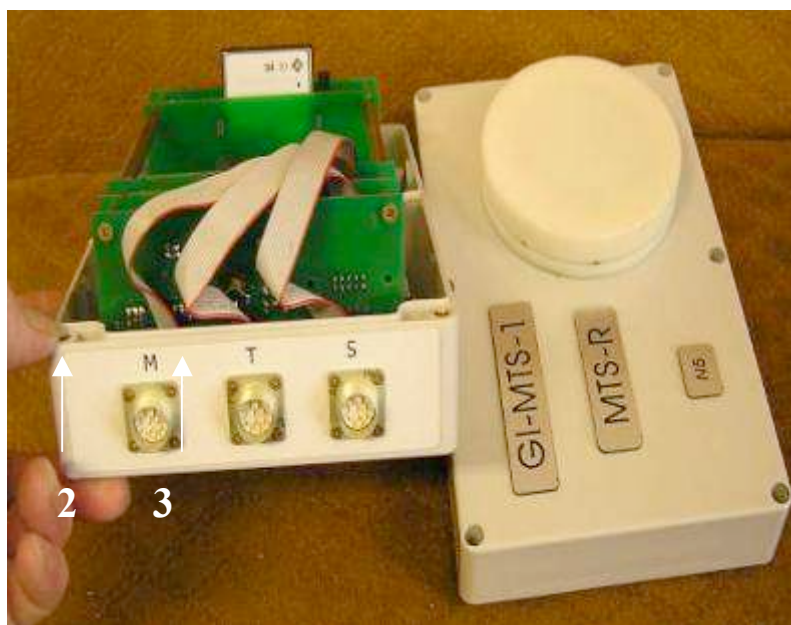


Рисунок 101.

- 1 – Разъем для подключения магнитных датчиков кабелем (4 на рисунок 96).
- 2 – Разъем для подключения блока аналоговых фильтров (3 на рисунок 97).
- 3 – Разъем для подключения 3 сейсмических датчиков.

Модуль АЦП.

Модуль АЦП обеспечивает подключение одного трехкомпонентного устройства и содержит три 24 разрядных АЦП по одному на каждую компоненту. Каждое АЦП имеет дифференциальный вход с входным предусилителем.

Предполагается использование внешнего аналогового Anti-Alias фильтр. При подключении магнитного датчика, anti-alias фильтр уже включен в состав магнитного датчика. Для подключения других датчиков, в комплект входит внешний аналоговый anti-alias фильтр с аналогичными характеристиками (блок AF – 3 на рисунок 96). АЦП обеспечивает режекцию сигнала на частоте дискретизации на уровне 100dB. Частота дискретизации равна 50Hz или 60Hz в зависимости от частоты сети электропитания. Внешний anti-alias фильтр также содержит систему защиты от молний. Модуль АЦП обеспечивает датчики питанием $\pm 5V$ и $+12V$.

Модуль Compact Flash накопителя.

Модуль имеет одно (два) гнезда для установки Compact Flash карт. В этой версии могут использоваться карты объемом до 2Gb. Запись производится в формате FAT16.

Модуль удаленного доступа.

Модуль предназначен для удаленного доступа к Устройству. В данном комплекте он реализован на встроенном модеме V.92, поддерживающего IP протокол (интерфейсы PPP, FTP клиент, HTTP сервер, POP3, SMTP, TSP/IP). Модуль позволяет из удаленной точки получать данные, информацию о состоянии Устройства, управлять Устройством. Для связи с Устройством используются программа RMView под управлением Windows XP или стандартные программы (в ограниченном объеме).

Модуль интерфейса управления.

Модуль предназначен для подключения внешнего компьютера для конфигурации и управления Устройством и для настройки датчиков. Подключение внешнего компьютера осуществляется по последовательному интерфейсу RS232. При этом связь компьютера и Устройством обеспечивает программа RMView под Windows XP.

4.6.2.4 Режимы работы

В процессе работы Устройство может находиться в двух режимах: настройки и постоянной работы.

Режим настройки используется для установки датчиков и Устройства и подготовки сбора информации. В этом режиме к Устройству подключается внешний компьютер. На компьютере запускается программа связи с Устройством RMView. Данная программа позволяет выполнить настройку Устройством. Также она обеспечивает визуализацию измеряемых сигналов для установки и настройки датчиков.

После окончания установки/настройки внешний компьютер отключается, и устройство переходит в режим постоянной работы. В этом режиме устройство производит измерение геофизических параметров, сбор, хранение данных и удаленный доступ/передачу информации. В зависимости от параметров электропитания Устройство может работать в полном режиме или режиме энергосбережения. Режим энергосбережения отличается от полного режима графиком работы модулей, главным образом модуля удаленного доступа. В этом режиме модем и другие модули периодически отключаются и включаются.

4.6.2.5 Спецификация

Механические характеристики:

Размер - 220 x 170 x 100

Вес - 1.5 кг

Рабочая температура - от -20°C до +50°C

Разъемы:

Каналы датчиков - PC-10TB

Питание - PC-7TB

GPS антенна - SMA

Телефон - PC-4TB

Последовательный порт - DB-9 (male)

Питание:

Напряжение - DC 12 V

Потребляемая мощность - $< 1.2 \text{ W}$

Характеристики модуля АЦП:

Тип - Сигма-дельта, 24 бит

Количество - три АЦП, по одной АЦП на каждую компоненту

Коэффициент усиления - 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128

Входной импеданс - от 10Kohm до 3Mohm в зависимости от назначения

Шкала измерений - $\pm 2\text{V} @ \times 1$

Уровень шума (RMS) - $4 \mu\text{V} @ \times 1$

Частота дискретизации - 50/60 Hz (в зависимости от частоты АС)

Anti-Alias фильтр

Тип - Баттерворт 6 порядка

Частота - 8Hz

Привязка по времени:

Тип - Управляемый генератор частоты с коррекцией по GPS приемнику

Точность(с коррекцией) - $\pm 1 \text{ ms}$

Точность (без коррекции) - $0,5 \text{ ms/s}$

Связь:

Телефон - TCP/IP, PPP, FTP (клиент), POP3, SMTP, HTTP (сервер)

Последовательный порт - RS232 (протокол программы под Windows XP)

Запоминающее устройство:

Тип - одна (две) Compact Flash карта

Объем - до 2 Gb (4 Gb)

Формат - FAT16

4.6.3 Блок аналоговых фильтров AF

На рисунке 102 представлен блок аналоговых фильтров AF, предназначенный для подключения трех теллурических линий (каналы Ex, Ey,

Ez). Красные клеммы – «плюс», черные клеммы – «минус». Фильтры идентичны фильтрам, расположенным в магнитных датчиках (0–8 Гц) и имеют коэффициент усиления 10.

Блок аналоговых фильтров (AF)

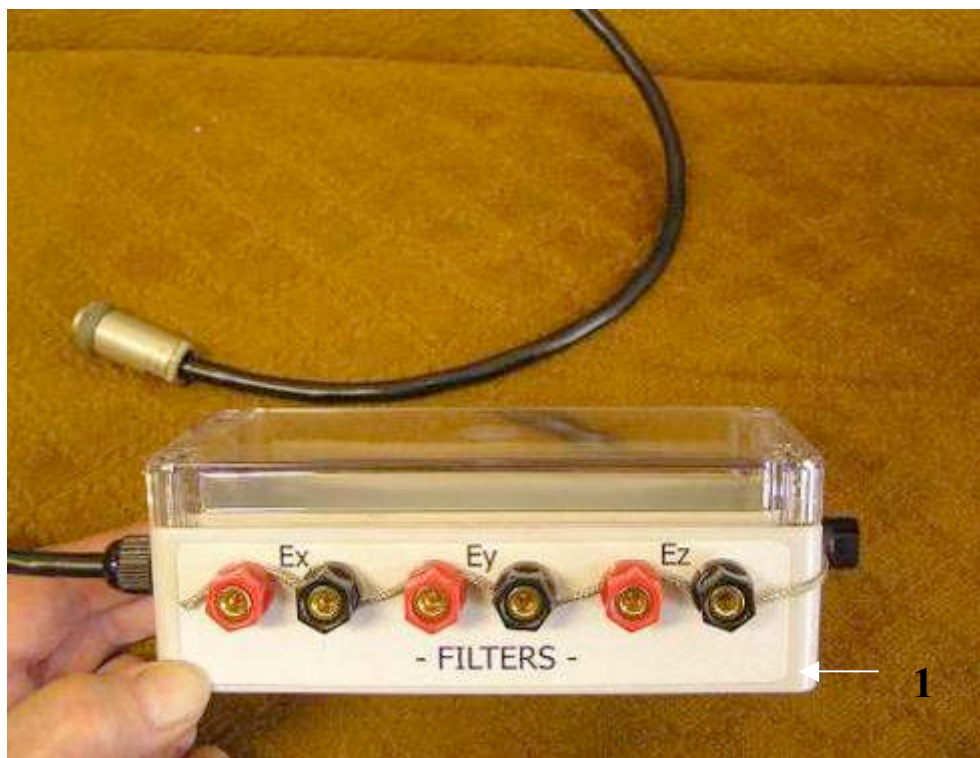


Рисунок 102.

1 – Разъем для контакта с грунтом

4.7 Установка, настройка и включение комплекса GI-MTS-1

1. Если проведена предварительная настройка H, D и Z датчиков блока MS на магнитной обсерватории, расположенной на расстоянии не более 300 км от места проведения работ, то на точке измерения датчик D можно использовать как нуль-индикатор для ориентировки блока MS по магнитному меридиану. В противном случае необходимо использовать магнитную буссоль. После предварительной настройки блока MS на магнитной обсерватории датчик D перестраивать нельзя!

2. На точке измерений сделать в грунте углубление размером 400×400×300 мм и засыпать дно слоем песка ~100 мм.
3. Подсоединить кабель 4 (рисунок 96) к разъему 3 (рисунок 97)
4. Плотнo установить блок магнитных датчиков на дно углубления таким образом, чтобы стрелка 8 (рисунок 96) была направлена на магнитный север (использовать магнитную буссоль).
5. Снять крепежные винты 2 (рисунок 97) и с помощью винтов 5 (рисунок 97) вывести уровень 4 (рисунок 97) в нулевое положение.
6. Соединить кабель 4 (рисунок 96) к разъему 1 Блока MTS-R (М, рисунок 101). Блок MTS-R устанавливается на расстоянии 5 – 15 м от магнитных датчиков.
7. Соединить кабелем блок аналоговых фильтров (рисунок 102) и разъем 2 (Т, рисунок 101) на блоке MTS-R.
8. Присоединить теллурические линии к разъемам Ех, Еу, Еz на блоке аналоговых фильтров (рисунок 102) и соединить грунт с клеммой 1 (рисунок 102)
9. Соединить кабелем сейсмические датчики (не входят в состав комплекта GI-MTS-1) и разъем 3 (S, рисунок 101) на блоке MTS-R.
10. Соединить стандартным кабелем (входит в состав комплекта GI-MTS-1) разъем 5 на блоке MTS-R (РС, рисунок 100) и компьютер. Установить тумблер 1 (рисунок 100) в положение OFF.
11. Соединить кабелем 6 (рисунок 96) аккумуляторы и разъем 2 на блоке MTS-R (DC, рисунок 100). Красный конец кабеля – «плюс», черный – «минус».
12. Установить антенну GPS и соединить ее с разъемом 4 на блоке MTS-R (А, рисунок 100).
13. Открыть крышку блока MTS-R (рисунок 99) и вставить компакт флэш-карту в гнездо, закрыть крышку.
14. Включить компьютер.
15. Установить тумблер 1 (рисунок 100) в положение ON, при этом геофизический комплекс GI-MTS-1 начинает работать. После того, как GPS приемник, расположенный в Блоке MTS-R, примет сигналы одновременно от трех

навигационных спутников, начинается запись данных на флэш-карту, также расположенную в Блоке MTS-R.

16. Для настройки магнитных датчиков запустить на компьютере программу MTS-Control. Установить на компьютере окно, показывающее изменения магнитного поля (H, D, Z компоненты) со временем.

17. Вращением ручек 7 блока MS (рисунок 97) установить «нулевые» уровни компонент магнитного поля. Вращать ручки 7 очень медленно! Если в процессе подстройки происходит выход магнитного датчика за диапазон измерений – изменить направление вращения на противоположное.

18. Выключить компьютер.

19. Через 1–2 дня повторить настройку блока магнитных датчиков MS по нулю уровня и подстройку нулевых уровней компонент магнитного поля.

20. Все приборы должны быть защищены от прямых солнечных лучей, атмосферных осадков и пыли. Мы рекомендуем устанавливать Блок магнитных датчиков MS, Блок аналоговых фильтров AF и устройство MTS-R в герметичные контейнеры, изготовленные из немагнитного материала. В контейнере с магнитными датчиками должно также находиться вещество, поглощающее влагу (силикагель).

Глава 5 Организация и проведение комплексной геолого-геофизической экспедиции в ряде сейсмоопасных районов Северного Кавказа, включая район Большого Сочи

Учеными ИФЗ РАН, ИЗМИРАН и сотрудниками кафедры ЧС КБГУ была организована экспедиция для проведения геофизических работ и установки уникальных приборов которые входят в состав УСУ КГФИИС КБГУ.

Работы были проведены в лабораториях входящих в состав Комплексной геофизической информационно-измерительной системы КБГУ, и в Верхне-Кубанском геодинамическом полигоне ВСЕГИНГЕО. На рисунке 103 представлена карта расположения геофизических лабораторий.



Рисунок 103 - Расположение геофизических лабораторий. Лаборатория № 1 (Штольня БНО ИЯИ РАН), Лаборатория №2 (Верхнекубанский полигон), Лаборатория №3 (КБГУ, г. Нальчик).

В лаборатории № 3, которая находится в Нальчике, установлен уникальный прибор SeisMonitor GEOSPACE. Он представляет собой сейсмометр для применения в сейсмологических, инженерных и научных исследованиях, если существует необходимость в пассивном, низкошумном короткопериодном трехкомпонентном геофоне. Сейсmodатчик состоит из 3 ортогонально расположенных сейсмометров с собственной частотой 1Гц, в алюминиевом корпусе и оснащен кабелем длиной 3 метра. Для регистрации и последующей

обработки сейсмонитор GEOSPACE подключается к цифровому регистратору типа REF-TEK 130.

Цифровой регистратор REF-TEK предназначен для местных и региональных сейсмологических исследований, применяется в очаговых зонах землетрясений.

На рисунке 104 представлен общий вид сейсмонитора GEOSPACE подключенный к сейсмическому регистратору REF-TEK 130 установленный на постаменте в лаборатории №3.



Рисунок 104 - Сейсмонитор GEOSPACE подключенный к цифровому регистратору REF TEK.

На рисунках 105 и 106 представлены данные полученные с лаборатории №3 по регистрации землетрясения, которая произошла 7 сентября в 22:41 по Гринвичу в Грузии с магнитудой 6,2. Наклонометрическая станция хорошо зафиксировала эти сейсмические события. Сейсмограмма, полученная с помощью, GESPACE представлена на рисунке 105.

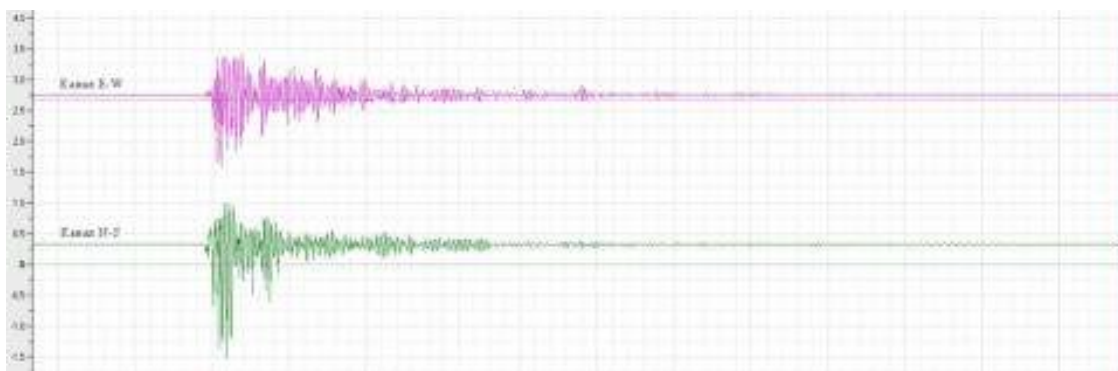


Рисунок 105 - Земные наклоны во время землетрясения 7 сентября 2009 г.

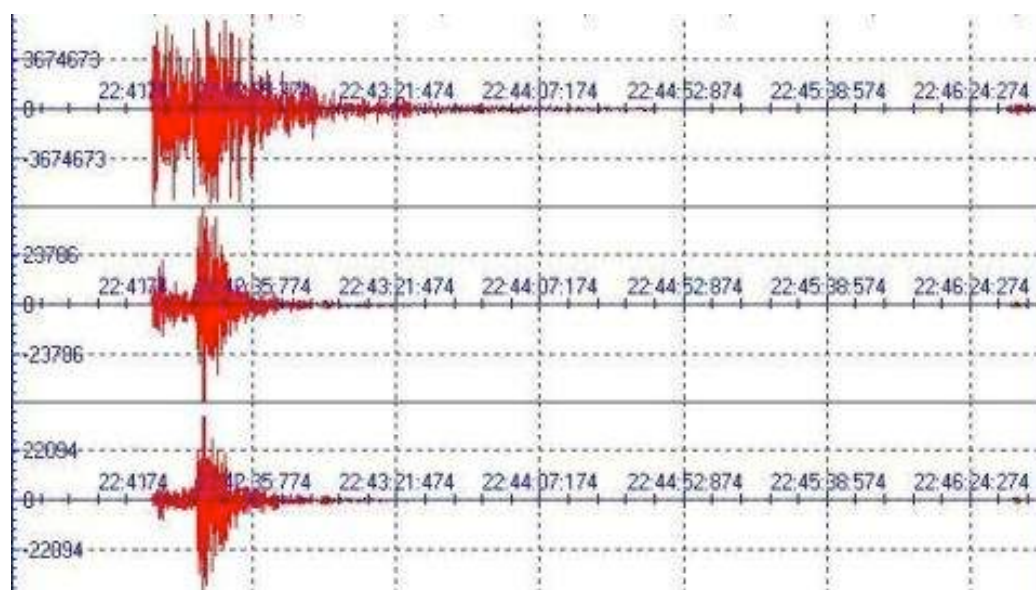


Рисунок 106 - Сейсмограмма землетрясений 7 сентября в Грузии полученная сейсмомонитором GEOSPACE.

Для регистрации местных сейсмических событий в штольне Баксанской Нейтринной Обсерватории на глубине 1500 метров установлен сейсмомонитор GEOSPACE. На рисунке 107 показан сейсмометр, установленный на постамент.

На 40 пикете в штольне БНО на глубине более 4000 метров установлены две индукционные магнитометры (рисунок 108).

Толщина горных пород на глубине 4000 метров более 2500 метров, поэтому здесь, полностью исключаются фоновые шумы.

В Верхне-Кубанском геодинамическом полигоне ВСЕГИНГЕО Министерства природных ресурсов России, который расположен в 30 км к западу от подножья вулкана Эльбрус в пределах развития его батолита были установлены:

трехкомпонентная магнитовариационная станция (МВС), наклонометрическая станция и измеритель E_z компоненты электрического поля.



Рисунок 107 - 15 пикет с геофизической аппаратурой. 1-наклонометры, 2- Сейсмометр GEOSPACE, 3 – феррозонд, 4 – регистратор REFTEK.



Рисунок 108 - Индукционный магнитометр для исследования магнитного поля Земли.

От места расположения полигона к Эльбрусу подходит три ущелья: Худес, Улу-Хурзук, и Улу-Кам, которые выходят в Кубанское ущелье, по которому течет река Кубань.

МВС предназначена, для измерения вариаций трех компонент вектора магнитной индукции поля Земли.



Рисунок 109 - Общий вид МВС установленная на постамент.

Для уменьшения воздействия ветра и температуры постамент был огражден деревянным срубом и термоизоляционным материалом. Вся конструкция сделана без использования гвоздей и металлических деталей.

Для уменьшения фоновых шумов станция установлена на удалении от металлических конструкций.



Рисунок 110 - Сруб для постамента магнитновариационной станции.

Для регистрации наклонов земли и определения момента регистрации сейсмического события в месте установки прибора, на полигоне установлена наклонометрическая станция. Это облегчает выделение магнитных аномалий при одновременной регистрации сейсмических событий магнитными вариометрами и другими прогностическими приборами такого класса.



Рисунок 111 - Наклонометрическая станция системы Д.Г. Гриднева, установленная на Верхне-Кубанском полигоне ВСЕГИНГЕО.

В процессе регистрации и последующей обработки данных с МВС и наклонометрической станции основное внимание сосредоточено:

- на исследовании процессов взаимодействия коры и верхней мантии Земли в сложных геологических условиях Эльбурского вулканического центра;
- на изучении механизмов, ответственных за генерацию наведенных волновых процессов, возникающих при взаимодействии разломно-блоковых структур и других неоднородных образований в районе вулканической постройки и на прилегающих территориях;
- на регистрации и анализе предвестников разномасштабных геофизических катастроф в районе Эльбурского вулканического центра и на прилегающих территориях.

На полигоне для измерения электрического поля также установлен измеритель E_z компоненты электрического поля.



Рисунок 112 - Измеритель E_z компоненты электрического поля.

Для измерения температурных полей в районе полигона была выбрана скважина ВК-11. Абсолютная отметка устья: 1200 м. Глубина скважины: 119,8 м.

Геологическое строение в районе скважины не отличается большим структурным разнообразием. Здесь можно выделить два слоя: первый слой мощностью 24 метра, состоящий из валунов, галечника, щебня, песка; второй слой геологической среды, состоит из кристаллических трещиноватых сланцев протерозоя (рисунок 113).

Установлено, что температурный режим в скважине, которая удалена от выявленных магматических образований в районе Эльбрусского магматического центра более чем на 30 км, находится в пределах нормы (30°C на километр).

Проведенные измерения на скважине подтверждают, что повышенные температуры и зафиксированные температурные градиенты удастся наблюдать только в непосредственной близости от магматической камеры и магматического очага.

Все приборы работают в режиме непрерывного мониторинга геофизических процессов происходящих на территории Эльбрусского вулканического центра. Сбор и хранение данных производится в автоматическом режиме. Для дальнейшей обработки получаемая информация передается в головные управления по каналам связи.



Рисунок 113 - Вид скважины ВК 11 с установленной термокосяй.

На рисунке 113 показана схема скважины ВК-11: 1 – Слой геологической среды, состоящий из валунов, галечника, дресвы, щебня, песка. Мощность слоя 24 метра. 2 – Слой геологической среды, состоящий из кристаллических трещиноватых сланцев протерозоя.

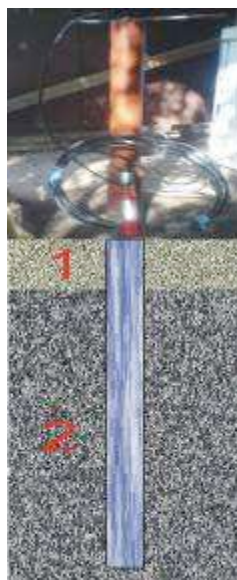


Рисунок 114 - Схема скважины ВК 11.



Рисунок 115 - Общий вид Верхне-Кубанского полигона ВСЕГИНГЕО.

Общий вид Верхне-Кубанского полигона и расположение приборов показаны на рисунке 115.

На основании полученных наклонометрических данных, отражающих структуру наведенных волновых процессов от удаленных землетрясений в районе Эльбурского вулканического центра, подтверждено наличие региональных локальных образований с характерными резонансными модами, часть из которых обусловлена низкочастотными модами магматических камер и магнитного очага вулкана Эльбрус.

Согласно новым данным проведенного анализа резонансных мод приведенный размер магматической камеры находится в пределах 8-9 км и залегает она в интервале глубин 1-10 км ниже уровня моря практически непосредственно под вулканической постройкой. Магматический очаг по полученным данным имеет весьма внушительные размеры, которые доходят до 30-35 км.

Во время экспедиции в 2009 году в г. Сочи была установлена магнитовариационная станция, которая входит в общую сеть сбора данных. Она предназначена для регистрации магнитного поля земли в данном районе, и полученные данные необходимы для сейсмического мониторинга. На рисунке 116 представлена магнитновариационная станция и спецпомещение из дерева сделанная без использования металлических деталей. Помещения такого типа делают без гвоздей и металлических деталей для исключения шумовых помех.



Рисунок 116 - Магнитновариационная станция в г. Сочи.

Лаборатория в Сочи вошла в общую систему Северокавказской геофизической обсерватории, и осуществляет передачу данных в центр обработки и хранения в режиме близком к реальному времени.

Заключение

В настоящее время на северном Кавказе функционируют четыре полномасштабных геофизических лаборатории, которые вошли в состав Северокавказской геофизической обсерватории.

Полученные в результате наблюдений экспериментальные данные позволяют исследовать тонкую структуру характерных квазиволновых форм УНЧ электромагнитных возмущений (потенциальных предвестников), выделенных при анализе отдельных сильных сейсмических событий, которые произошли в различных районах Земли и были зафиксированы информационно-измерительными системами Северокавказской геофизической обсерватории.

Большие массивы цифровых данных, отражающих поступающую электромагнитную и сейсмическую информацию со всех сейсмоопасных регионов Земли, делает затруднительным ее обработку и отражение полученных данных в отчете за один квартал. Эта кропотливая работа будет продолжаться на всех этапах выполнения настоящей научно-исследовательской работы. Планируется создание специализированных алгоритмов и программ, которые позволят автоматизировать этот процесс. Однако, участие ученого-исследователя в работах по анализу тонкой структуры геомагнитной и сейсмической информации, остается обязательным. Дело в том, что получение уникальных научных результатов, связано не только с анализом данных натурного эксперимента, но этот процесс требует одновременно изучать и геолого-геофизические особенности региона. Установлено, что глубины залегания очага и ряд других геологических особенностей могут явиться определяющими. В процессе изучения этих сложных явлений желательно учесть, по возможности, все основные структуры геосфер Земли, участвующих прямым или косвенным образом в формировании образа аномального квазигармонического электромагнитного или магнитного возмущения на всех этапах развития, включая: подготовительный период, момент удара и последе сильного сейсмического события.

На третьем этапе исследований в рамках НИР обобщены существующие и с современных позиций проанализированы новейшие отечественные и зарубежные результаты экспериментальных исследований по сейсмическим процессам в структурированных геологических (разломно-блоковых) средах. Продолжены исследования электромагнитных волновых возмущений, включая и аномальное электромагнитное излучение, возникающее в период, предшествующий крупным сейсмическим событиям на всех стадиях подготовки крупного землетрясения.

Начато обсуждение вопросов взаимосвязи электромагнитных процессов, протекающих в твердой земле, с возмущениями, наблюдаемыми в ионосфере. Необходимость проведения таких обобщающих исследований при продолжении выполнения научных наблюдений естественных магнитных структур в рамках НИР продиктована рядом обстоятельств.

В отечественной науке и практике возрастает роль наблюдательной геофизики при решении задач предсказания крупных сейсмических событий. Это стало возможным благодаря появлению современных методов и геотехнологий, позволяющих на новом уровне интерпретировать результаты исследования различных параметров физических полей, полученных в при проведении, наземных, подземных (скважинных) и воздушных (спутниковых) исследований. Эти результаты и являющихся в конечном итоге основой для создания в будущем объемных геолого-геофизических моделей изучаемых сейсмоопасных и вулканоопасных регионов.

Полученные в результате наблюдений экспериментальные данные:

1. Регистрируемые аппаратными комплексами Северокавказской геофизической обсерватории УНЧ электромагнитные возмущения перед сильными сейсмическими событиями, происходящими в разных регионах Земли, указывают на необходимость детального изучения этого природного явления.

2. Впервые были получены уникальные экспериментальные результаты по Суматранско-Адаманскому цунамигенному землетрясению и многим другим сильным сейсмическим событиям. Установлено, что в структуре регистрируемых магнитных возмущений перед сильными сейсмическими событиями удается

выделить ультранизкочастотные аномальные волновые формы, которые могут быть охарактеризованы как предвестники сейсмических катастроф.

3. Аппаратурные комплексы Северокавказской геофизической обсерватории позволяют выполнять экспериментальные наблюдения вариаций глобального магнитного поля, с выделением аномальных возмущений предшествующих сильным сейсмическим событиям в различных регионах Земли.

4. Накопленный экспериментальный материал, отражающий структуру геомагнитных возмущений перед сильными сейсмическими событиями, позволяет ставить вопрос о создании специализированных информационно-измерительных комплексов, которые позволят с высокой вероятностью прогнозировать момент и место крупного сейсмического события в океане.

5. Современные аппаратурные комплексы Северокавказской геофизической обсерватории позволяют вести изучение сейсмического процесса в районе Эльбрусского вулканического центра с целью выделения вулканических дрожаний на базе созданной технологии прогнозирования вулканической активности в период подготовки извержения и на этапе извержения.

6. Полученные в процессе проведения экспериментальных наблюдений новые научные данные позволяют утверждать, что вулкан Эльбрус в настоящее время находится в спокойном состоянии и не проявляет вулканической активности.

7. Уникальный по своим параметрам измеритель геофизических полей не имеет мировых аналогов. В настоящее время макет прибора подготовлен к эксплуатации в районе Эльбрусского вулканического центра.

СПб-филиал ИЗМИРАНА вместе с исполнителями проекта разработал этот информационно-измерительный комплекс за счет своих финансовых возможностей.

Как показывает практика изготовления отдельных узлов измерителя геофизических полей, стоимость готового изделия будет колебаться в диапазоне от 500000 до 550000 рублей.

Вопрос о том, вызовет это землетрясение цунами или нет, остается пока открытым. Предстоит большая работа по анализу электромагнитных сигналов, генерируемых землетрясениями в океане с целью выяснения целостной картины в районе будущего сейсмического события. Здесь на первое место выходит весь набор параметров геологической среды, отражающих условия трансформации дилатантных структур в будущей эпицентральной зоне, и оценить их роль в создании картины механико-электромагнитных преобразований на этапе подготовки крупного землетрясения. Поэтому каждое наблюдение УНЧ геомагнитных возмущений вызывает повышенный интерес, поскольку сейсмoeлектродинамика, как и всякая другая геофизическая теория, нуждается в проверке на опыте.

Полученные экспериментальные данные позволяют надеяться, что регистрация данного класса геомагнитных пульсаций современными магнитными вариометрами возможна, в основном, пока только перед крупными землетрясениями. Однако выделить этим способом из числа регистрируемых сейсмических событий землетрясение, которое способно генерировать цунами пока не представляется возможным без привлечения дополнительной информации.

Проведенные экспериментальные наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, генерируемых на этапе подготовки крупных сейсмических событий, показали, что уже сегодня эта информация является практически значимой. Так, например, при регистрации УНЧ возмущений в разнесенных пунктах комплексом геофизических приборов, которые включают и магнитные вариометры, возможно определение направления на источник сигнала. Следовательно, мы располагаем техническими возможностями не только качественно выделить аномалию-предвестник, но и приблизительно указать район будущей катастрофы. Тогда получив дополнительную информацию о форме морской поверхности на основе данных космического мониторинга поверхности океана в районе развивающегося землетрясения, ученые могут принять решение об объявлении сигнала тревоги.

Накопленный экспериментальный материал, отражающий структуру УНЧ геомагнитных возмущений перед сильными сейсмическими событиями, позволяет ставить вопрос о создании специализированных информационно-измерительных комплексов, которые позволят с высокой вероятностью прогнозировать момент и место крупного сейсмического события в океане. Вопрос о том, вызовет это землетрясение цунами или нет, остается пока открытым. Предстоит большая работа по анализу геомагнитных сигналов, генерируемых землетрясениями в океане с целью выяснения целостной картины в районе будущего сейсмического события. Здесь желательно знать весь набор параметров геологической среды, отражающих условия трансформации дилатансных структур в будущей эпицентральной зоне и оценить их роль в создании картины механико-электромагнитных преобразований на этапе подготовки крупного землетрясения. Поэтому каждое наблюдение таких сигналов вызывает повышенный интерес, поскольку сейсмоэлектродинамика, как и всякая другая геофизическая теория, нуждается в проверке на опыте.

Опыт наших экспериментальных работ на Северокавказской геофизической обсерватории свидетельствует о том, что отдельный класс УНЧ геомагнитных сигналов поддается регистрации современными аппаратными средствами.

Полученные экспериментальные данные позволяют надеяться, что регистрация данного класса геомагнитных пульсаций современными магнитными вариометрами возможна, в основном, пока только перед крупными землетрясениями. Однако выделить этим способом из числа регистрируемых сейсмических событий землетрясение, которое способно генерировать цунами пока не представляется возможным без привлечения дополнительной информации.

Проведенные экспериментальные наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, генерируемых на этапе подготовки крупных сейсмических событий, показали, что уже сегодня эта информация является практически значимой. Так, например, при регистрации УНЧ возмущений в разнесенных пунктах комплексом геофизических приборов, которые включают и магнитные вариометры, возможно

определение направления на источник сигнала. Следовательно, мы располагаем техническими возможностями не только качественно выделить аномалию-предвестник, но и приблизительно указать район будущей катастрофы. Тогда получив дополнительную информацию о форме морской поверхности на основе данных космического мониторинга поверхности океана в районе развивающегося землетрясения, ученые могут принять решение об объявлении сигнала тревоги.

Все фундаментальные и прикладные исследования в затронутой научной области имеют важное государственное значение.

Характеризуя проблему в целом необходимо отметить, что в настоящее время еще существуют определенные противоречия в представлениях, относящихся непосредственно к процессу подготовки землетрясений. Согласно традиционным представлениям, заложенным работами советских и американских сейсмологов в 70 годах, возникновение сильного землетрясения предваряется изменениями характерных форм и волновых структур известных классов геофизических и геохимических полей. Выявление распределения этих изменений в пространстве и во времени может быть использовано для детерминистского предсказания готовящегося землетрясения или извержения вулкана.

Тем не менее, сегодня уже можно считать установленным, что в наблюдаемых на УСУ КГФИИС КБГУ вариациях геофизических полей содержатся сведения о динамике геофизической среды и процессах протекающих в зоне подготовки крупных землетрясений. В дальнейшем необходимо вести работы по получению новых экспериментальных результатов с последующей аппаратной классификацией наиболее характерных электромагнитных признаков в УНЧ диапазоне и оценки адекватности выполняемой на их основе интерпретации полученных данных, с выходом на краткосрочный прогноз крупных сейсмических событий.

В результате развертывания научных исследований по экспериментальному изучению аномальных электромагнитных излучений (АЭМИ) на базе информационно-измерительных комплексов в составе УСУ КГФИИС КБГУ уже получены новые научные результаты в УНЧ диапазоне, некоторые из которых

анализируются во второй части отчета. Процесс первично обработки и дальнейшей интерпретации полученных научных результатов весьма трудоемкий и требует подготовки квалифицированных специалистов.

При продолжении натурных наблюдений проводились работы по расширению измерительной базы Северокавказской геофизической обсерватории. В составе УСУ КГФИИС произведена установка комплекса геофизических приборов на базе новой лаборатории, развернутой участниками проекта в верховьях Кубани. Таким образом, продолжены работы по наращиванию сети станций на различном удалении от вулканической постройки Эльбруса - вероятного эпицентра геодинамических событий в регионе. В настоящее время идет отладка всего информационно-измерительного комплекса с целью осуществления непрерывного мониторинга геофизических процессов в регионе.

И, тем не менее, при решении отмеченной выше проблемы остаются неясными моменты выбора новых пунктов развертывания лабораторий. Являются ли геолого-геофизические, географические особенности или особенности рельефа местности важными? Для АЭМИ они, по сути, еще не только не решались, но и не ставились. Очевидны трудности на пути формулирования общих рекомендаций. И все же, исходя из имеющейся информации, по-видимому, можно определить самый общий подход к методике постановки наблюдений.

Здесь следует исходить из положения, что как само землетрясение или извержение вулкана, так и процессы подготовки таких событий - это следствие в конечном итоге тектонической активности Земли. Регистрируемые прогностические сигналы, являясь отражением процесса подготовки сейсмического события, определяются изменениями в напряженно-деформированном состоянии горной породы во всем объеме зоны подготовки, в том числе и у дневной поверхности Земли. Кроме того, наблюдаемые нами аномальные формы ЭМИ (как и ряд других предвестников) определяются механическими перестройками в геологической среде эпицентральной зоны и в прилегающих приповерхностных слоях земной коры.

По мнению известного российского ученого В.Н. Николаевского из Института физики Земли РАН, мозаичность ЭМИ может быть усилена неоднородностью, связанной с водонасыщенностью верхних слоев горной породы.

В целом аномальные ЭМИ являются составной частью процесса перераспределения энергии в период подготовки землетрясения. Но обладая присущими землетрясению характерными особенностями, это излучение дает дополнительные сведения в исследовании динамики развития напряжений перед крупным землетрясением.

Интегральность АЭМИ при регистрации их на поверхности Земли позволяет исключить локальные особенности точки наблюдения и получить обобщенную информацию о региональных свойствах среды, характеризующую область подготовки землетрясения. Это не только открывает возможность надеяться в будущем на снижение случаев пропуска цели, но и позволяет говорить о контроле аномальных возмущений в напряженно-деформированном состоянии региона в отличие от дифференциального характера деформационных изменений по значительно менее плотной сети станций.

Отметим также, что регистрируемые аномальные ЭМИ - один из способов получения оперативных сведений накануне стихийного бедствия.

В настоящее время проблема изучения оперативных геомагнитных предвестников находится на первой стадии научно-исследовательской работы, характеризующейся набором статистического материала и выявлением основных закономерностей и региональных особенностей. Эта стадия предполагает постановку режимных наблюдений на оптимальной сети станций, оснащенной стандартизированной аппаратурой, внедрение в практику экспериментальных исследований вычислительной техники и методов оперативной обработки информации в реальном масштабе времени получаемых данных.

Временной масштаб проявления предвестника в десятки минут - первые часы без сомнения значительно усложняет возможности своевременного и

надежного выделения сигнала, но, в то же самое время, многократно повышает актуальность и необходимость такой работы.

В третьем разделе отчета выполнен анализ различных конструкций кварцевых наклономеров, разработанных в России Д.Гридневым с 1966 по 1999 г., изложена методика и результаты эталонирования этих наклономеров. Выполненные оценки свидетельствуют о высокой точности определения их электродинамической постоянной. Показано, что основные характеристики наклономеров не изменяются в течение длительного времени. Проанализирован способ определения приведенной длины горизонтального маятника, отличающийся от известных способов повышенной точностью. Это позволяет расширить динамические характеристики приборов данного типа, используемых в УСУ.

Что касается нового поколения приборов для измерения вариаций магнитного поля, то они уже созданы в России и успешно эксплуатируются в Японии и на Тайване, которые закупили десятки таких приборов.

К сожалению, у исполнителей настоящей темы средств на закупку таких информационно-измерительных систем нет. А это значит, что мы не имеем возможности провести модернизацию Северокавказской геофизической обсерватории.

Таким образом, на сегодня в России уже разработаны информационно измерительные системы, которые при их установке на постаменты Северокавказской геофизической лаборатории позволят вести высокоточный мониторинг крупных сейсмических событий на всей территории России и Земли в целом.

Характеризуя проблему в целом, отметим, что наблюдаемые на земной поверхности УНЧ геомагнитные вариации являются суперпозицией двух типов волн – падающей из атмосферы и отраженной в земной коре.

Если магнитные вариометры установлены в сейсмически активных зонах, то в точку наблюдения кроме аномальных возмущений дополнительно еще приходят естественные УНЧ излучения, отраженные от развивающейся в области

будущего очага аномалии проводимости, а также и аномальные литосферные УНЧ излучения.

Поэтому развитие тектонических процессов в области будущего очага землетрясения приводит к увеличению амплитуд измеряемых геомагнитных возмущений и, соответственно, их градиентов.

Естественные УНЧ геомагнитные пульсации ионосферного происхождения имеют в средних широтах очень маленькие градиенты. Фазово-градиентный метод определения градиентов и фазовых скоростей возмущений, развиваемый под руководством известного российского ученого, доктора физико-математических наук Копытенко Ю.А. из СПФ ИЗМИРАН, позволяет на фоне естественных геомагнитных вариаций выделить градиенты от локальных литосферных источников, расположенных ближе к используемым магнитным станциям, чем ионосферные источники пульсаций.

Тем самым в настоящее время первая часть затронутой крупной проблемы уже теоретически решена и частично подтверждена полномасштабными натурными экспериментами, которые наши ученые провели не только на территории России, но и совместно с японскими коллегами на территории Японии. Используя данные измерений в распределении направлений векторов градиентов за несколько месяцев до землетрясения можно определить и направление на очаг будущего землетрясения.

Дальнейшее расширение фронта научных работ по проблеме в целом и развитии соответствующего программного продукта открывает широкие возможности для обеспечения прогнозирования не только времени, но и места будущего катастрофического события с известной среднеквадратической ошибкой.

Сегодня решение этой важной государственной проблемы сдерживает только ограниченное финансирование как фундаментальных, так и прикладных исследований в этой области науки. Следует отметить и отсутствие и должного внимания к проблемам прогноза крупных землетрясений со стороны государства в целом и МЧС в частности.

Список использованных источников

1. Авсюк Ю.Н. О приливной силе // Письма в АЖ 1977. Т. 3, № 4. С. 184-188
2. Авсюк Ю.Н. Поправка в приливную силу // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 5. С. 1071-1074
3. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. С. 188
4. Алексеев А.С., Глинский Б.М., Имомназаров Х.Х, Ковалевский В.В., Собисевич Л.Е., Хайретдинов С.М., Цибульчик Г.М. В кн.: Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Под ред. академика Н.П.Лаверова. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 179 – 222
5. Алексеевская М.А., Габриэлов А.М., Гвишиани А.Д. и др. Морфоструктурное районирование горных стран по формализованным признакам // Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии. (Вычисл. сейсмология; Вып. 10). М.: Наука, 1977. С. 33–49
6. Аллен К., Хаттон К., Кейлис-Борок В.И. и др. И.М. Долгосрочный прогноз землетрясений и автомодельность сейсмологических предвестников // Достижения и проблемы современной геофизики. М.: Наука, 1984. С. 152–165
7. Аптикаев Ф.Ф., Шебалин Н.В. Уточнение корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движения грунта // Исследования по сейсмической опасности. М.: Наука, 1988. С. 98–107. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 29)
8. Бабич В.М., Чихачев Б.А., Яновская Т.Б. Поверхностные волны в вертикально-неоднородном упругом полупространстве со слабой горизонтальной неоднородностью // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 4. С. 24–31
9. Барахоев А.Г., Гриднев Д.Г., Науменко-Бондаренко И.И., Нерсесов И.Л., Смирнов Ю.Н. Наклономер: А.с. № 1316423. 1987

10. Баренблат Г.М., Кейлис-Борок В.И., Монин А.С. Фильтрационная модель последовательности землетрясений // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 4. С. 831–834
11. Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. №12. С. 93 – 96
12. Барсуков О.М. Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. №12. С. 93-96
13. Бахмутов В.Г., Седова Ф.И., Мозговая Т.А. Морфологические признаки в структуре геомагнитных вариаций в период подготовки сильнейшего землетрясения 25 марта 1998 г. в Антарктиде // Украинский антарктический журнал. 2003. № 1. С. 54-60
14. Бахмутов В.Г., Ф.И.Седова, Т.А.Мозговая. Морфологические признаки в структуре геомагнитных вариаций в период подготовки сильнейшего землетрясения 25 марта 1998 г. В Антарктиде. // Украинский антарктический журнал. -2003. № 1. С. 54-60
15. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолиздат, 1954. С. 608
16. Белоусов Т.П. Палеодислокации рельефа в плейстосейстовой зоне Рачинского землетрясения 1991 г. на юге Большого Кавказа // Физика Земли. 1994. № 3. С. 41–48
17. Белоусов Т.П., Чичагов В.П. О взаимодействии карстовых, тектонических и сейсмотектонических процессов при формировании рельефа эпицентральной зоны Рачинского землетрясения 1991 г. на юге Большого Кавказа // Докл. РАН. 1992. Т. 325, № 4. С. 703–710
18. Бобров В.Н., Гриднев Д.Г., Куликов Н.Д., Чуняев Л.Н. Наклономер: А.с. № 1087944. 1984. БИ № 15
19. Болдырев С.А. О пространственно-временных особенностях сейсмичности Срединно-Атлантического хребта // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 132–148
20. Болт Б. В глубинах Земли. М.: Мир, 1984. С. 187

21. Броек Д. Основы механики разрушения. М.: Высшая школа. 1980. С. 368
22. Буланже Ю.Д., Гриднев Д.Г., Давыдов В.И. и др. Кварцевый наклономер НК-1 // Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975. С.149-157
23. Буланже Ю.Д., Гриднев Д.Г., Давыдов В.И. и др. Наклономер: А.с. № 828154. 1981. БИ № 17
24. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1964. С. 625
25. Воробьева И.А., Горшков А.И., Соловьев А.А. Моделирование динамики блоковой структуры и сейсмичности Западных Альп // Проблемы динамики и сейсмичности Земли. М.: ГЕОС, 2000. С. 154–169. (Вычисл. сейсмология; Вып. 31)
26. Воробьева И.А., Соловьев А.А. Связь пространственного распределения эпицентров землетрясений и движения литосферных блоков // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 5. С. 672–675
27. Галкин И. Н. Физика Луны. М.: Наука, 1978. С. 174
28. Голицын Г.С. и др. Статистические характеристики параметров тропических циклонов и задача оценки риска // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35, № 6. С. 734–741
29. Гриднев Д.Г. Гравиметр СКГ-М // Гармский геофизический полигон / Под ред. А.Я.Сидорина. Москва; Гарм, 1990б. С.141-148
30. Гриднев Д.Г. Кварцевые наклонометры // Гармский геофизический полигон / Под ред. А.Я.Сидорина. Москва; Гарм, 1990а. С.121-126
31. Гриднев Д.Г. Наклономер с устройством для его эталонирования смещением масс // Приливы и вращение Земли. Киев: Наук. думка, 1985. С.88-92
32. Гриднев Д.Г. Способ определения приведенной длины и чувствительности горизонтального маятника с фотоэлектрической системой регистрации // Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975б. С.158-162
33. Гриднев Д.Г. Температурные наклоны земной поверхности и вызываемые ими искажения в показаниях приливных гравиметров // Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975а. С.142-148

34. Гриднев Д.Г. Устройство для эталонирования сейсмонаклономера. А.с. № 830272. 1981б. БИ № 18
35. Гриднев Д.Г., Барсенков С.Н., Гусева Ф.П. Наблюдения приливных наклонов в Обнинске кварцевыми наклономерами // Изучение земных приливов. М.: Наука, 1980а. С.178-181
36. Гриднев Д.Г., Гриднева Е.Д., Гриднева М.Д. Наклономер: А.с. № 756334. 1980б. БИ № 30
37. Гриднев Д.Г., Гусева Ф.П. О влиянии атмосферного давления на показания кварцевых наклономеров // Приливные деформации Земли. М.: Наука, 1975. С.163-167
38. Гриднев Д.Г., Науменко-Бондаренко И.И., Сидорин А.Я. Аномальные изменения наклонов земной поверхности на Гармском геофизическом полигоне по данным кварцевых наклономеров // Докл. АН СССР. 1992а. Т. 320, № 1. С.74-77
39. Гриднев Д.Г., Науменко-Бондаренко И.И., Скиба И.Н., Ашмарин Г.В. Наклономер: А.с. № 1589829. 1990
40. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Аномальные наклоны земной поверхности перед некоторыми землетрясениями в Прибайкалье // Геология и геофизика. 1987. № 12. С.78-82
41. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Наклономерные исследования в Байкальской рифтовой зоне. // Геолого-геофизические исследования в сейсмоактивных зонах СССР. Фрунзе: Ишлим, 1989а. С.37-40
42. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Наклоны земной поверхности и изменения плотности воздуха перед некоторыми землетрясениями // Современные движения земной коры. Кишинев: Штииница, 1982. С.44-46
43. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Наклоны земной поверхности в районе водохранилища Иркутской ГЭС // Геология и геофизика. 1989б. № 3. С.116-122

44. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. О природе наклонов земной поверхности в районе водохранилища Иркутской ГЭС. // Изучение современных движений земной поверхности. Дагомыс; Воронеж, 1988а. С.17-19
45. Гриднев Д.Г., Сарычева Ю.К., Тимофеев В.Ю. Учет влияния наклонов в показаниях приливных гравиметров // Геология и геофизика. 1985. № 3
46. Гриднев Д.Г., Буланже Ю.Д. Способ эталонирования наклономеров: А.с. № 433341. 1974. БИ № 23
47. Гульельми А.В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли // УФН. Т. 177. №12. 2007. С. 1250 – 1276
48. Гусев А.А. Описательная статистическая модель излучения очага землетрясений и ее применение к оценке сильного движения // Вулканология и сейсмология. № 1. 1950. С. 3–22
49. Дарвин Дж.Г. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. Москва; Петроград, 1923. С. 328
50. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. С. 485
51. Ержанов Ж.С., Калыбаев А.А. Общая теория вращения Земли. М.: Наука, 1984. С. 253
52. Журков С.Н. Кинематическая концепция прочности // Вест. АН СССР. 1968. Вып. 3. С. 46–52
53. Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1988. С. 264
54. Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Недра, 1984. С. 112
55. Кронрод Т.Л., Некрасова А.К. Сейсмический риск крупнейших городов мира: проверка оценок // Современные проблемы сейсмичности и динамики Земли. М.: Наука, 1996. С. 225–237. (Вычисл. сейсмология; Вып. 28)
56. Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Докл. РАН. 1997. Т. 355, № 3. С. 389–393

57. Куксенко В.С., Манжиков Б.Ц., Мансуров В.А. и др. Закономерности развития микроочага разрушения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 7. С. 87–93
58. Ламб Г. Гидродинамика. М.; Л.: Гостехиздат, 1947. С. 928
59. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика. М.: Наука, 1973. С. 215
60. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1987. С. 278
61. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.:Недра, 1965. С. 379
- Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. С. 482
62. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. ГОНТИ НКТП. СССР, 1939. С. 207
63. Моги К. Предсказание землетрясений. М., 1988. С. 380
64. Мокрушина Н.Г., Шебалин Н.В. Оценка качества прогноза мест сильных сотрясений на картах сейсмического районирования СССР. Ч. II. Карта ОСР-78 // Комплексная оценка сейсмической опасности. М.: Наука, 1991. С. 122–125. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 32)
65. Николаев А.В., Войтов Г.И., Кузнецов В.В. и др. Резонансный эффект геохимического отклика нефтяного пласта на сейсмическое воздействие // ДАН СССР.1989. Т.308, N4. С. 832-837
66. Ньютон И. Математические начала натуральной философии / Пер. с лат. А.Н. Крылова // Собр. тр. акад. А.Н. Крылова. Т.7. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 696 с
67. Островский А.Е. Наклономер с фотоэлектрической регистрацией // Изучение земных приливов. № 2. Сер. МГГ. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.41-75.
68. Писаренко В.Ф. О законе повторяемости землетрясений. // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 47–60
69. Приливы и резонансы в Солнечной системе. М.: Мир, 1975. С. 286

70. Рогожин Е.А., Рыбаков Л.Н. Тектоническая позиция и геологические проявления Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г. // Геотектоника. 1990. № 6. С. 32–45
71. Рогожин Е.А., Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Коваленко и др.. Геодинамика, сейсмоструктурология и вулканизм Северного Кавказа (под ред. академика Лаверова Н.П.) М.: ОИФЗ РАН. 2001. С. 336
72. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: ГИТТЛ, 1955. С.371, 517
73. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. РАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–832
74. Садовский М.А. Сейсмика взрывов и сейсмология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 11. С. 34–42
75. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и геофизический процесс. М.: Наука, 1987. С. 102
76. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. С. 120
77. Смарт У.М. Небесная механика. М.: Мир, 1965. С. 502
78. Собисевич А.Л. Мониторинг слоистых неоднородных сред. М.: ОИФЗ РАН, 2001а. С. 354
79. Собисевич А.Л. О трансформации инфразвуковых полей на границах раздела гетерогенных структур // Геофизика и математика. Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2001б. С. 261–270
80. Собисевич А.Л., Гриднев Д.Г., Собисевич Л.Е., Канониди К.Х. Аппаратурный комплекс Северокавказской геофизической обсерватории // «Сейсмические приборы». 2008. Т. 44. С. 12
81. Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. В кн.: Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Часть 1. Под ред. академика Н.П.Лаверова. Т. 6. М.: ИФА РАН, 2008. С. 157 – 163

82. Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Изучение ультранизкочастотных электромагнитных возмущений, регистрируемых в районе Эльбрусского вулканического центра / Коллективная монография «Изменения природной среды и климата. Природные катастрофы. Часть 1». Под ред. академика Н.П.Лаверова. Т. 6. М.: ИФА РАН. 2008. С. 157 – 163
83. Собисевич Л.Е., Милюков В.К., Собисевич А.Л. Механико-математический мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус. Сборник научных трудов. М.: ОИФЗ РАН. 2001
84. Собисевич Л.Е., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л., Богатилов О.А., Гурбанов А.Г., Милюков В.К., Копеев А.В., Куликов В.И., Гончаров А.И., Лаврушин В.Ю. Мониторинг магматических структур вулкана Эльбрус (под редакцией академика Лаверова Н.П.). М.: ОИФЗ РАН, Москва. 2001. С. 192
85. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Волновые процессы и резонансы в геофизике. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 297 с
86. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Моделирование сейсмических полей в геофизической среде с учетом наличия локальных резонансных структур // Геофизика на рубеже веков: Избр. тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 170–193
87. Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Руденко О.В. О «резонансах» в неоднородной Земле // Всероссийская конференция: «Внутреннее ядро Земли. Геофизическая информация о процессах в ядре». Москва, 27–29 нояб. 2000
88. Собисевич Л.Е., Шумейко В.И., Селезнев М.Г. и др. Локальные резонансы в слоистых средах. М.: ОИФЗ РАН, Московский филиал ГНИЦ ПГК при КубГУ Министерства образования РФ, 2000. 178 с
89. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. С. 310
90. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С. 50–62
91. Соловьев А.А., Рундквист Д.В. Моделирование сейсмичности дугообразной зоны субдукции // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 2. С. 256–260

92. Тимофеев В.Ю., Анисимова Л.В., Дюкарм Б. и др. Оценка вязкости земной коры в зоне Главного саянского разлома по данным наклономерных измерений // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С.1495-1501
93. Уломов В.И. Сейсмическая опасность на территории России // Бюл. строит. технологий. 1999. № 8. С. 9–12
94. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С. 6–22
95. Хаин В.Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития // Структура земной коры и деформации горных пород // МГК. XXI сес.: Докл.сов. геол. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 89–104
96. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Условия существования остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1994. № 3. С. 12–20
- Хитаров Н.И., Войтов Г.И. Твердые приливы и дегазация Земли // «Природа». № 3. 1982. С. 6-12
97. Щукин Ю.К., Добрев Т.Д. Глубинная геологическая структура, геодинамика и геофизические поля во Вранче // Карпатское землетрясение 1977 года. М.: Наука, 1980. С. 7–40
98. Эйлер Л. Сборник статей в честь 250-летия со дня рождения. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 60
99. Fraser-Smith A.C. Ultralow-Frequency Magnetic Fields Preceding Large Earthquakes // Eos. Vol. 89. № 23. 2008. P. 211
100. Algermissen S.T., Perkins D.M. A technique for seismic zoning: General considerations and parameters // Proc. Int. Conf. on Safer Construction: Res. and Appl. USA, 1973. P. 1–15
101. Algermissen S.T., Perkins D.M. A probabilistic estimation of maximum acceleration in the contiguous United States, USGS Open-File Report 76-416. 1976.
102. Aki K. Strong Motion Seismology // Strong Ground Motion in Seismology / Eds. M.O. Erdik, M.N. Toksöz // D. Reidel Publ., 1987. P. 3–39

103. Bak P., Tang C. Earthquakes as self-organized-critical phenomena // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, N B11. P. 15635–15637
104. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise // Phys. Rev. Lett. 1987. Vol. 59. P. 381–384
105. Bhatia S.C., Chetty T.R.K., Filimonov M., Gorshkov A., Rantsman E., Rao M.N. Identification of potential areas for the occurrence of strong earthquakes in Himalayan arc region // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and Planet Sci.). 1992. Vol. 101, N 4. P. 369–385
106. Burridge R., Knopoff L. Model and theoretical seismicity // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1967. Vol. 57. P. 341–371
107. Busse F.N. The dynamical coupling between inner core and mantle of the Earth earthquake displacement fields and rotation of the Earth. Dordrecht, 1970. P. 88–98
- Camassi R., Stucchi M. NT4.1, un Catalogo parametrico di terremoti di Area Italiana al di Sopra della Soglia del Danno: a Parametric Catalogue of damaging earthquakes in the Italian Area. Web site: [//emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html](http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html). 1997
108. Costa G., Panza G.F., Suhadolc P., Vaccari F. Zoning of the Italian Territory in Terms of expected peak ground acceleration derived from complete synthetic seismograms // J. Appl. Geophys. 1993. Vol. 30. P. 149–160
109. Florsch N., Föh D., Suhadolc P., Panza G. Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode love waves // Pure Appl. Geophys. 1991. Vol. 136. P. 529–560
110. Francis T.J.G. The detailed seismicity of mid-oceanic ridges // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968. Vol. 4, N 1. P. 39–46
- Fuchs K., Bonjer K.-P., Bock G. et al. The Romanian earthquake of March 4, 1977. II. Aftershocks and migration of seismic activity // Tectonophysics. 1979. Vol. 53. P. 225–247
111. Gabriellov A. Abelian avalanches and Tutte polynomials // Physica A. 1993. Vol. 195. P. 253–274

112. Global seismic Hazard Assessment Program for the UK/IDNDR. / Eds. D. Giardini, P. Basham // :Ann. Geophys. 1993a. Vol. 36, N 3/4
113. Global Seismic Hazard Assessment Program: Ann. Geofis. Spec. issue: Technical Planning Volume of the ILP's. 1993b. Vol. 26, N 3/4. 257 pp
114. Gorshkov A., Panza G.F., Soloviev A., Aoudia K. Morphostructural zonation and preliminary recognition of seismogenic nodes around the Adria margin in peninsular Italy and Sicily // Phys. Earth and Planet. Inter. (in press). 2000b
115. Ismail-Zadeh A.T., Panza G.F., Naimark B.M. Stress in the descending relic slab beneath the Vrancea region, Romania // Pure Appl. Geophys. 2000. Vol. 157. P. 111–130
116. Jacobs J.A. The Earth's inner core and the geodynamo: determining their roles in the Earth's history //EOS. 1995. Vol. 76. 125 pp. June 20
117. Kanamori H., Anderson D.L. Theoretical basis for some empirical relations in seismology // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1975. Vol 5. P. 1073–1095
118. Kantorovich L.V., Keilis-Borok V.I., Molchan G.M. Seismic risk and principles of seismic zoning. Series: Seismic design decision analysis, Department of Civil Engineering, MIT, Internal Study Report N 43. 1974. 26 pp
119. Karnik V. Seismicity of the European Area. Pt. 1/2. Dordrecht, Holland, 1969; Praha, 1971. 364, 218 pp
120. Keilis-Borok V.I. A worldwide test of three long-term premonitory seismicity patterns – a review // Tectonophysics. 1982. Vol. 2. P. 47–60
121. Keilis-Borok V.I. Intermediate-term earthquake prediction: models, algorithms, worldwide tests // Phys. Earth and Planet. Inter. 1990. Spec. Iss. 61. N 1/2.
122. Kronrod T.L., Molchan G.M., Podgaetskaya V.M., Panza G.F. Formalised representation of isoseismal uncertainty for Italian earthquakes // The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics. Preprint IC/IR/2000/21. Trieste, 2000. 89 pp
123. Laherrere J., Sornette D. Stretched exponential distribution in nature and economy: “fat tails” with characteristic scales // Europ. Phys. J. 1998. Vol. B2. P. 525–539

Lammlein D.R. Lunar seismicity and tectonics // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1977. Vol. 14. P. 224–273

124. Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu ($M_w = 5.2$) and 1995 July 21 Yongden ($M_w = 5.6$) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // *Geoph. J. Int.* 2001. Vol. 144. N 1. P. 206–220

125. Lee W. H. K., Larh J. C. HYPO71 (Revised) A computer program for determining hypocenter, magnitude and First Motion Pating of local earthquakes. U. S. Geological Survey OPEN- File Report 75–311, June, 1975

126. Linzer H.-G. Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania // *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 167–170

127. Mandelbrot B. Multifractals and $1/f$ noise. Springer. N. Y., 1997

128. Marson I., Panza G. F., Suhadolc P. Crust and upper mantle models along the active Tyrrhenian rim // *Terra Nova*. 1995. Vol. 7. P. 348–357

129. McGarr A. Seismic moment of earthquakes beneath Island arcs, phase changes, and subduction velocities // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 256–264

130. Naimark B. M., Ismail-Zadeh A. T., Jacoby W. R. Numerical approach to problems of gravitational instability of geostructures with advected material boundaries // *Geophys. J. Int.* 1998. Vol. 134. P. 473–483

131. Nikonov A.A., Sergeev A.P. Identification and quantification of seismogravitational mass movements: the Caucasian Mountain Area as an example // *Landslide News/ # 12*, 1999. P. 20–24

132. Novikova O. V., Vorobieva I. A., Enescu D. et al. Prediction of the strong earthquakes in Vrancea, Romania, using the CN algorithm // *Pure Appl. Geophys.* 1995. Vol. 145. P. 277–296

133. Nur A., Booker J. Aftershocks caused by pore fluid flow? // *Science*. 1972. Vol. 175. P. 885–887

134. Ogata Y., Imoto M., Katsura K. 3-D spatial variation of b-values of magnitude-frequency distribution beneath the Kanto District, Japan // *Geophys. J. Int.* 1991. Vol. 104, N 1. P. 135–146

135. Okal E.A., Romanowicz B.A. On the variation of b-values with earthquake size // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1994. Vol. 87. P. 55–76
 136. Olami Z., Feder H. J. S., Christensen K. Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automation modeling earthquakes // *Phys. Rev. Lett.* 1992. Vol. 68. P. 1244–1247
 137. Romanowicz B., Rundle J. On scaling relation for large earthquakes // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1993. Vol. 83, N 4. P. 1294–1297
 138. Rotwain I., Novikova O. Performance of the earthquake prediction algorithm CN in 22 regions of the world // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1999. Vol. 111, N 3/4. P. 207–213
 139. Rundquist D.V., Soloviev A.A. Numerical modeling of block structure dynamics: an arc subduction zone // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1999. Vol. 111, N 3/4. P. 241–252
 140. Rundquist D.V., Soloviev A.A., Vladova G.L. Modeling of dynamics and seismicity of arc subduction zones // XXVI General Assembly ESC: Abstr. Tel Aviv, Israel, Aug. 23–28, 1998. 44 pp
 141. Rybach L. The Swiss Geotraverse from Basel to Chiasso // *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.* 1979. B. 59, Heft 1/2. P. 199–228
 142. Sato R. Theoretical basis on relationships between focal parameters and magnitude // *J. Phys. Earth.* 1979. Vol. 27. P. 353–372
 143. Scandone P., Patacca E., Meletti C. et al. Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema seismotettonico della penisola italiana // GNDT (ed.), *Atti del Convegno 1990 Vol. 1. Zonazione e riclassificazione sismica*, Tip. Moderna. Bologna, 1991. P. 119–133
 144. Schubert G., Yuen D.A., Turcotte D.L. Role of phase transitions in a dynamic mantle // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1975. Vol. 42. P. 705–735
- Schwartz D.P., Coppersmith K.S. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas fault zones // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 5681–5698

145. Shapira A. Potential earthquake risk estimations by application of a simulation process // *Tectonophysics*. 1983a. Vol. 95, N 1/2. P. 75–89
- Shapira A. A probabilistic approach for evaluating earthquake risks, with application to the Afro-Eurasian junction // *Tectonophysics*. 1983b. Vol. 91, N 3/4. P. 321–334
146. Shaw B.E., Carlson J.M., Langer J.S. Pattern of seismic activity preceding large earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 479–488
147. Shebalin N.V. Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1972. Vol. 6. P. 316–323
148. Shebalin N.V., Ulomov V.I., Tatevossian R.E. et al. Unified Seismological Taxonomy of the Northern Eurasia // *IUGG-Abstracts, SB21C-14*, Boulder, USA, 1995.
149. Shebalin N.V., Tatevossian R.T. Catalogue of Strong Earthquakes ($M \geq 6.0$) for the Global Seismic Hazard Assessment Programm Test Area “Caucasus” // *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus* / Eds. D. Giardini, S. Balassanian. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1997. P. 201–232.
150. Shebalin N.V., Nikonov A.A., Tatevossian R.E. et al. ‘Caucasus’ test area strong earthquake catalog // *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus* / Eds. D. Giardini, S. Balassanian. Dordrecht; Boston; London: Kluwer Acad. Publ., 1997. P. 210–232
151. Shebalin N.V., Trifonov V.G., Kozhurin A.I. et al. A Unified Seismotectonic Zonation of Northern Eurasia // *J. Earthq. Pred. Res.* 2000. Vol. 8, N 1. P. 8–31
152. Shnirman M.G., Blanter E.M. Mixed hierarchical model of seismicity: Scaling and prediction // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1999. Vol. 111. N 3-4. P. 295–303
153. Sirovich L., Pettenati F. Seismotectonic outline of South-Eastern Sicily: an evaluation of available options for the earthquake fault rupture scenario // *J. Seismol.* 1999. Vol. 3. P. 213–233
154. Sibson R.H. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 701–704

155. Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H. High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 551–555

Sohn R.A., Hildebrand J.A., Webb S.C., Fox C.G. Hydrothermal microseismicity at the megaplume site on the southern Juan de Fuca Ridge // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1995. Vol. 85. P. 775–786

156. Solomon S.C., Burr N.C. The relationship of source parameters of ridge-crest and transform earthquakes to the thermal structure of oceanic lithosphere // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 55. P. 107–126

157. Solomon S.C., Huang P.Y., Meinke L. The seismic moment budget of slowly spreading ridges // *Nature*. 1988. Vol. 334. P. 58–60

158. Solomon S.C., Toomey D.R. The structure of mid-oceanic ridges // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1992. Vol. 20. P. 329–364

159. Soloviev A., Vorobieva I. Study of long-range interaction between synthetic earthquakes in the model of block structure dynamics // *IUGG99. Birmingham. Abstracts. Week A. Monday 19 July to Saturday 24 July. P.A.* 1999. 147 pp

160. Soloviev A.A., Rundquist D.V., Rozhkova V.V., Vladova G.L. Application of Block Models to Study of Seismicity of Arc Subduction Zones // *5th Workshop on Non-Linear Dynamics and Earthquake Prediction, Trieste, 4–22 Oct., 1999. The Abdus Salam ICTP. H4.SMR/1150-3.* 1999a. 31 pp

161. Soloviev A.A., Vorobieva I.A., Panza G.F. Modelling of block-structure dynamics: Parametric study for Vrancea // *Pure Appl. Geophys.* 1999b. Vol. 156. N 3. P. 395–420

Soloviev A.A., Vorobieva I.A., Panza G.F. Modelling of block structure dynamics for the Vrancea region: Source mechanisms of the synthetic earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2000. Vol. 157, N 1/2. P. 97–110

162. Sornette D., Knopoff L., Kagan Y., Vanneste C. Rank-ordering statistics of extreme events: Application to the distribution of large earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 13883–13893

163. Stanica D., Stanica M. An electrical resistivity lithospheric model in the Carpathian orogen from Romania // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. Vol. 81. P. 99–105.
- Stoddard P.R. On the relation between transform fault resistance and plate motion // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 17637–17650
164. Stucchi M., Camassi R., Monachesi G. 2 catalogo di lavoro del GNDT CNR GNDT GdL «Macrosismica». GNDT Int. Rep. Milano, 1993. 89 pp
165. Sykes L.R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. P. 2131–2153
166. The global seismic hazard assessment program (GSHAP): Summary Volume. / Eds. D. Giardini // *Ann. Geofis.* 1993. Vol. 42, N 6
167. Thomson W., Tait P.G.A. *Treatise on Natural philosophy*. Oxford, 1867. 727 p
168. Tosi P., De Rubeis V., Gasparini C. An analytic method for separating local from regional effects on macroseismic intensity // *Ann. Geofis.* 1995. Vol. 38, N 1. P. 55–65
169. Trifu C.-I., Radulian M. Asperity distribution and percolation as fundamentals of earthquake cycle // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1989. Vol. 58. P. 277–288
170. Trifu C.-I. Detailed configuration of intermediate seismicity in the Vrancea region // *Rev. Geofis.* 1990. Vol. 46. P. 33–40
171. Turcotte D.L. Chaos, fractals, nonlinear phenomena on Earth sciences: U.S. National Report to IUGG 1991-1994 // *Rev. Geophys.* 1995. P. 341–343
172. Turcotte D.L. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge Univ. Press, 1997. 398 p
173. Ulmer P., Trommsdorff V. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism // *Science*. 1995. Vol. 268. P. 858–861
174. Ulomov V.I. Regional seismicity structures and some aspects of seismic zoning in Eurasia// *Proc. PRC/USSR Workshop on Geodynamics and Seismic Risk Assessment*, Beijing, China, 1991. *Seismol. Press*, 1993. P. 283–301

175. Ulomov V.I. Structural and dynamical regularity of Eurasia seismicity and some aspects of seismic hazard prediction // ESC, XXIV General Assembly, Sept. 19-24, 1994 Athens, Greece, Proc. and Activity Report 1992-1994. Athens, Greece, 1994. Vol. 1. P. 271–281

176. Ulomov V.I. On the identification and seismological parameterization of earthquake source zones. The Caucasus and adjacent area // Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus /Eds. D. Giardini, S. Balassanian. NATO ASI, Ser. 2: Environment, Vol. 28. ILP Publication n.333, Dordrecht; Boston; London: Kluwer Academic Publishers, 1997. P. 503–522

177. Ulomov V.I. Seismic hazard of the Northern Eurasia // National Report to the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior: Presented to the XXII General Assembly of the IUGG. M.: UIPE RAS, 1995–1998. P. 18–22

178. Ulomov V.I. Regional seismicity and identification of the earthquake source occurrence zones for seismic zoning of Northern Eurasia // J. Earthq. Pred. Res. 2000. Vol. 8, N 1. P. 79–91

179. Ulomov V.I., Shumilina L.S. Importance and basic aspects of the General Seismic Zoning of the territory of Russia. // J. Earthq. Pred. Res. 2000. Vol. 8, N 2. P. 130–144

180. Utsu T., Seki A. A relation between the area of aftershock region and the energy of main shock // J. Seismol. Soc. Japan. 1954. Vol. 7. P. 233–240

181. Vassiliou M.S., Hager B.H. Subduction zone earthquakes and stress in slabs // Pure Appl. Geophys. 1988. Vol. 128. P. 547–624

182. Vassiliou M.S., Hager B.H., Raefsky A. The distribution of earthquakes with depth and stress in subducting slabs // J. Geodyn. 1984. Vol. 1. P. 11–28

183. Vogt J. Les treblements de terre en France // B.R.G.M. 1979. N 96. 245 p

184. Vorobieva I.A. Prediction of a subsequent large earthquake // Phys. Earth Planet. Inter. 1999. Vol. 111. N 3-4. P. 197–206

185. Werner D., Kissling E. Gravity anomalies and dynamics of the Swiss Alps // Tectonophysics. 1985. Vol. 117. P. 97–108

186. Wesnousky S.G. Earthquakes, quaternary faults, and seismic hazard in California // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 12587–12631
187. Wesnousky S.G. The Gutenberg–Richter or characteristic earthquake distribution. Which is it? // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. Vol. 84. P. 1940–1959
188. Westaway R. The Campania, Southern Italy, earthquakes of 21 August 1962 // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1987. Vol. 88. P. 1–24
189. Wiens D.A., McGuire J.J., Shore P.J. Evidence for transformational faulting from a deep double seismic zone in Tonga // Nature. 1993. Vol. 364. P. 790–793
190. Wilson M. Igneous Petrogenesis. Chapman & Hall. London, 1989. 452 p.
191. Woodhouse J.H. Surface waves in the laterally varying structure // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1974. Vol. 90, N 12. P. 713–728
192. Working group on California earthquake probabilities. Seismic hazard in Southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024 // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1995. Vol. 85, N 2. P. 379–439
193. Wu Shen-Chyun, Cornell C.A., Winterstein S.R. A hybrid recurrence model and its implication on seismic hazard results. Bull. Seism. Soc. Am. 1995. Vol. 85, N 1. P. 1–16
194. Yamashita T., Knopoff L. Model for intermediate-term precursory clustering of earthquakes // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, N B13. P. 19873–19879
195. Youngs R.R., Coppersmith K.J. Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1985. Vol. 75. P. 939–964
196. Yumi S. Results of the International Latitude Service. Mizusawa: Central Bureau of IPMS, 1978. Vol. 12
197. Zipf G.K. Human Behaviour and the Principle of Least-effort. Addison-Wesley, Cambridge, MA, 1949
198. Fraser-Smith A.C. Ultralow-Frequency Magnetic Fields Preceding Large Earthquakes // Eos. Vol. 89. № 23. 2008. P. 211
199. I.A.G.A. IAGA News, 12, 1973

200. Jacobs J.A., Y. Kato, S. Matsushita and V.A.Troitskaya. Classification of geomagnetic micropulsations. J. Geophys. Res., 69, 180 – 181, 1964
201. Moore G.W. Magnetic disturbances preceding the 1964 Alaska earthquake. Nature. Vol. 203. 1964. Pp. 508 – 509
202. Orange A.S. and F.X. Bostick. Magnetotelluric micropulsations at widely spaced stations. J. Geophys. Res., 70, 1407 – 1413, 1965
203. Raspopov O.M. and L.J. Lanzerotti. Investigation on Pc3 frequency geomagnetic pulsations in conjugate areas around L = 4. Rev. Geophys. Space Phys., 14, 577 – 589, 1976
204. Saito T. Geomagnetic pulsations. Space Sci. Rev., 10, 320 – 412, 1969.
Saito T. Statistical studies on three types of geomagnetic continuous pulsations. Sci. Rep. Tohoku Univ. 14 (5th series), 81 – 106, 1962
205. Wilson L //]. of Volcanology and Geothermal Research. 1980. V.8. P.297-313
206. J.of Volcanology and Geothermal Research. Special volume. / Ed. D.Sahagian. 2005. V.143. P.I -245
207. Drum T.H., KokelaarBP. The eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. L, 2002
208. Swanson DA., Holcomb R.T. Regularities in growth of the Mount St. Helens dacite dome in 1980-1986 // Lava Flows and Domes; Emplacement Mechanisms and Hazard Implications / Ed. J.H.Fink. Berlin, 1990. P.3-24
209. Harris A.J.L., Rose W.I., Flynn L.P. // Bulletin of Volcanology. 2003. V.65. P.77-89