

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ КОСМОНАВТИКИ  
им. Э.К. ЦИОЛКОВСКОГО  
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю. ШМИДТА

---

И.Л. ГУФЕЛЬД

**СЕЙСМИЧЕСКИЙ  
ПРОЦЕСС  
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ  
АСПЕКТЫ**

МОСКВА - 2007

УДК 550.3

ББК 26.21

**Гуфельд И.А., Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты.**

Научное издание. Королёв, М.О.: ЦНИИМаш, 2007. 160 с.

ISBN 978-5-85162-066-9

В книге обобщены данные мониторинга сейсмической опасности и рассмотрены причины неудач в прогнозе сильных коровых землетрясений. Показана недостаточность представлений физики и механики разрушения лабораторных образцов для анализа процессов подготовки очагов сильных землетрясений. Ведущими в формировании очагов сильных землетрясений рассматриваются процессы взаимодействия блоков. Предложена физико-химическая модель сейсмичности, в основе которой лежат представления о реакции блочной геологической среды на взаимодействия с восходящими потоками легких газов и экзотермических реакций водорода с другими газами. Рассмотрены сценарии развития сейсмотектонического процесса. Предложена концепция динамически неустойчивой геологической среды. Показана невозможность точного прогноза места сильных коровых землетрясений. Обосновывается методология предотвращения сильных землетрясений для защиты ответственных объектов инфраструктуры.

Для специалистов в области геофизики и прогноза землетрясений.

**Gufeld I.L. The seismic process. Physical and chemical aspects.**

Publisher\_name. Korolev, M.R.: TSNIIMash, 2007. 160 p.

Summarization of monitoring results and data on seismic hazard assessment is presented. Possible causes of unsuccessful prognosis of strong crustal earthquakes are considered.

It has been shown that the state-of-the-art in physics and mechanics of laboratory crash tests of rock samples with respect to analysis of processes of strong earthquake's preparation is not sufficient. Suggested theory highlights the major role of interaction of rock slabs in processes of a strong earthquake's source preparation. Suggested is the physical and chemical model of seismic processes based on a concept of reaction of geological medium upon upwardly transport of mantle volatiles and accompanying exothermal reactions of hydrogen with other gases. Scenarios of development of a seismo-tectonic process are considered. The concept of dynamic instability of geological medium is suggested. It has been shown that it is not possible to perform an accurate prediction of location of a source of a strong crustal earthquake. The methodology for seismic hazard assessment to protect human-populated environments is substantiated.

This book is intended for professionals in geophysics and earthquake hazard assessment.

ISBN 978-5-85162-066-9

© И.А. Гуфельд

© Институт физики Земли РАН



### **Борис Михайлович Гохберг,**

профессор, доктор физико-математических наук – выдающийся физик-экспериментатор, блестящий ученый школы А.Ф. Иоффе. Широко известен своими работами в области физики диэлектриков и полупроводников, физики электрического пробоя различных газов и вакуума. Созданные в лаборатории Б.М. Гохберга электростатические ускорители позволили коллективу лаборатории получить важнейшие результаты по определению сечений взаимодействий изотопов урана и тория, плутония и др. под действием нейтронов различных энергий. Труды Б.М. Гохберга и его лаборатории вписана важна страница в научные достижения Института Атомной Энергии им. И.В. Курчатова и российской ядерной физики.

*Из воспоминаний академика РАН Е.П. Велихова,  
Президента ИАЭ им. И.В. Курчатова*

2 июля 2007г. исполнилось 100 лет со дня рождения **Бориса Михайловича Гохберга**. Три года учебы в аспирантуре у БМ дали мне все для дальнейшей работы. БМ был блестящим Педагогом и Учителем. Но особо я бы выделил отношение Бориса Михайловича к новизне исследований, он учил делать в науке только новое, не повторять чужих экспериментов, искать в науке свои пути. Борис Михайлович был блестящим ученым школы А.Ф. Иоффе и передавал традиции этой школы своим ученикам, воспитывал в них преданность науке. Именно эта школа много дала, но и ко многому обязывала. Ее влияние и поддержку я всегда испытывал, работая уже в ИФЗ РАН.

*Иосиф Гуфельд, Главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук, действительный член Российской Академии космонавтики им. Э.К. Циолковского*



# ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                     |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....                                                                                               | 7   |
| <b>ГЛАВА 1</b>                                                                                                      |     |
| <b>Эндогенная активность Земли.</b> .....                                                                           | 10  |
| <b>ГЛАВА 2</b>                                                                                                      |     |
| <b>О движущих силах тектонических процессов</b> .....                                                               | 17  |
| <b>ГЛАВА 3</b>                                                                                                      |     |
| <b>Неустойчивость литосферы по данным мониторинга предвестников коровых землетрясений</b> .....                     | 32  |
| 3.1 Обобщение наблюдений “предвестников” и способы их выделения. ....                                               | 33  |
| 3.2 Закономерности проявления аномальных полей при сейсмической активности .....                                    | 36  |
| 3.3 Модели подготовки сильных землетрясений и прогноз в рамках лабораторных представлений геологической среды ..... | 41  |
| 3.4 Анализ данных новейшего мониторинга сейсмической опасности. ....                                                | 50  |
| <b>ГЛАВА 4</b>                                                                                                      |     |
| <b>Лабораторное моделирование неустойчивости геологической среды</b>                                                |     |
| 4.1 Проблемы лабораторного моделирования. ....                                                                      | 68  |
| 4.2 Методические вопросы .....                                                                                      | 73  |
| 4.3 Структурные и петрографические исследования. ....                                                               | 74  |
| 4.4 Газонасыщенность и кинетика выделения газов. ....                                                               | 78  |
| 4.5 Физические аспекты проницаемости материалов и геологической среды легкими газами. ....                          | 83  |
| <b>ГЛАВА 5</b>                                                                                                      |     |
| <b>Неустойчивость литосферы и сейсмический процесс</b>                                                              |     |
| 5.1 Физико-химические аспекты неустойчивости геологической среды .....                                              | 88  |
| 5.2 Динамическая модель неустойчивости литосферы .....                                                              | 91  |
| 5.3 Моделирование сейсмического процесса .....                                                                      | 93  |
| 5.4 Сценарии развития сеймотектонического процесса .....                                                            | 97  |
| 5.5 О процессах в зоне “субдукции” .....                                                                            | 104 |
| 5.6 Место заключения .....                                                                                          | 117 |
| <b>ГЛАВА 6</b>                                                                                                      |     |
| <b>Управление сейсмическим процессом. Реальность и проблемы</b>                                                     |     |
| 6.1 Введение в проблему .....                                                                                       | 118 |
| 6.2 Лабораторные эксперименты .....                                                                                 | 120 |
| 6.3 О доказательствах реакции геологической среды на действие слабых искусственных и естественных полей .....       | 122 |
| 6.4 Быстрая изменчивость параметров геологической среды в естественных (природных) условиях .....                   | 126 |
| 6.5 Проблемы регулирования сейсмического процесса .....                                                             | 134 |
| 6.6 Некоторые выводы .....                                                                                          | 137 |
| <b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....                                                                                             | 139 |
| <b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....                                                                                             | 142 |

# TABLE OF CONTENTS

|                                                                                                                                              |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>INTRODUCTION</b> .....                                                                                                                    | 7   |
| <b>CHAPTER 1.</b>                                                                                                                            |     |
| <b>Endogenous activity of the Earth.</b> .....                                                                                               | 10  |
| <b>CHAPTER 2.</b>                                                                                                                            |     |
| <b>On the power and forces driving tectonic processes</b> .....                                                                              | 17  |
| <b>CHAPTER 3.</b>                                                                                                                            |     |
| <b>Instability of lithosphere according to data of monitoring<br/>of precursors of crustal earthquakes</b> .....                             | 32  |
| 3.1. Generalization over observations and methods<br>for identification of “precursors” .....                                                | 33  |
| 3.2. Regularity of appearances of anomalous wave fields<br>coupled with seismic activity .....                                               | 36  |
| 3.3. Models of preparation of strong earthquakes and<br>prognosis in a framework of laboratory experiments<br>with a geological medium ..... | 41  |
| 3.4. Seismic hazard assessment by means of modern systems<br>of monitoring. Experimental data analysis. ....                                 | 50  |
| <b>CHAPTER 4.</b>                                                                                                                            |     |
| <b>Laboratory modeling of instability of a geological<br/>medium</b>                                                                         |     |
| 4.1. On problems of laboratory modeling .....                                                                                                | 68  |
| 4.2. Methodical issues .....                                                                                                                 | 73  |
| 4.3. Structural and petrographic investigations. ....                                                                                        | 74  |
| 4.4. Volatile saturation and the kinetics of degassing. ....                                                                                 | 78  |
| 4.5. Physical aspects of rock permeability with<br>respect to light gases. ....                                                              | 83  |
| <b>CHAPTER 5.</b>                                                                                                                            |     |
| <b>Instability of the lithosphere and seismicity</b>                                                                                         |     |
| 5.1. Physical and chemical aspects of instability<br>of a geological medium .....                                                            | 88  |
| 5.2. The dynamic model of instability of the lithosphere. ....                                                                               | 91  |
| 5.3. Modeling of a seismic process. ....                                                                                                     | 93  |
| 5.4. Scenarios of development of a seismo-tectonic process .....                                                                             | 97  |
| 5.5. On processes in a “subduction” zone .....                                                                                               | 104 |
| 5.6. Closing remarks .....                                                                                                                   | 117 |
| <b>CHAPTER 6.</b>                                                                                                                            |     |
| <b>Management of a seismic process. Reality and problems</b>                                                                                 |     |
| 6.1. Formulation of the problem. ....                                                                                                        | 118 |
| 6.2. Laboratory experiments .....                                                                                                            | 120 |
| 6.3. On reaction of a geological medium upon weak natural<br>and induced wave fields .....                                                   | 122 |
| 6.4. Fast unsteadiness of parameters of a geological<br>medium under natural conditions .....                                                | 126 |
| 6.5. On problems of regulation of a seismic process. ....                                                                                    | 134 |
| 6.6. Closing remarks .....                                                                                                                   | 137 |
| <b>CONCLUSION.</b> .....                                                                                                                     | 139 |
| <b>REFERENCES</b> .....                                                                                                                      | 142 |

## ВВЕДЕНИЕ

Длительное время опыт и идеи лабораторного моделирования сейсмического процесса широко использовались в постановке реального мониторинга и анализа его данных. Однако этот опыт не приблизил нас к решению практической задачи точного прогноза места сильнейших землетрясений и их времени в краткосрочном периоде, т.е. нескольких суток. В тоже время в последние двадцать – тридцать лет были обнаружены сложные пространственно – временные изменения параметров блочной литосферы. Наблюдавшуюся изменчивость параметров геологической среды на различном пространственном масштабе и в широком диапазоне периодов нельзя было понять в рамках представлений, учитывающих только особенности подготовки разрушения в лабораторных условиях. Вспомним, что еще в 1980 г. М.А. Садовский и В.И. Мячкин в предисловии к сборнику статей “Физические процессы в очагах землетрясений” (Москва, Наука) отмечали, что “применение достижений физики разрушения технических материалов и образцов горных пород к пространственно-временным масштабам разрушения горных масс является принципиально значительно более сложным и намного менее очевидным”.

Действительно, в геологической среде крупномасштабные разрывы (вызывающие сильные землетрясения) происходят с определенной регулярностью в одних и тех же межблоковых (граничных) структурах, т.е. в пределах уже существующих границ. А в лабораторных представлениях речь идет о монолитных образцах или целостном сейсмическом блоке в геологической среде. Уже здесь видны противоречия лабораторного моделирования. После разрушения лабораторного образца сам образец “исчезает”, а геологическая среда после разрушения сохраняет свою конструкционную целостность и способна к “воспроизводству” следующего разрушения.

Можно обратить внимание на ряд особенностей возмущений различных полей перед разрушением лабораторного образца и геологической среды. В образце, при его постепенном нагружении до предельного уровня, изменения различных параметров связаны с прогрессирующим трещинообразованием, стягивающимся к будущей области разрыва. При нагружении образца разрушение неотвратимо и поэтому любые возмущения каких-либо полей можно считать предвестниками разрушения. Возмущения различных параметров в геологической среде

---

весьма странные, они наблюдаются на значительном расстоянии от граничной структуры, где происходит крупномасштабный разрыв. Причем между зоной возмущения какого-либо параметра находятся другие граничные структуры, вдоль которых ничего не происходит. Или, наблюдаются возмущения параметров среды, а сильное землетрясение не происходит. Или, длительное региональное возмущение параметров среды закончилось, а крупномасштабный разрыв происходит в этой зоне или вблизи ее границ через год – два. Или, различные возмущения параметров среды не чувствительны к акту землетрясения. Что происходит со средой и в среде?

Уже сейчас можно говорить о том, что сильные землетрясения происходят в период эндогенного возбуждения большой территории сейсмоактивного региона. И положение эпицентральной зоны в этом регионе было достаточно случайным. Об этом писал в конце 80-годов прошлого века М.А. Садовский. Эта территория, по данным сейсмического мониторинга, выделяется достаточно надежно и для нее могут быть осуществлены среднесрочная оценка сейсмической опасности и краткосрочный прогноз времени. Все это большие достижения различных наук, включая сейсмологию, занимающиеся проблемами физики и прогноза сильных землетрясений. Но эти же данные показывают, что существующий опыт мониторинга и уровень понимания проблемы совершенно недостаточны для реализации реального прогноза сильнейших землетрясений, и мы должны изменить наши представления о геологической среде и процессах, ответственных за подготовку в граничных структурах очагов сильных землетрясений. Это также значимое достижение наук о землетрясениях.

Многочисленные данные мониторинга геологической среды отражают ее необычное поведение, которое невозможно понять на основе привычных механистических представлений. Высокая подвижность блоковой структуры литосферы и непрерывная изменчивость ее параметров указывают на то, что не учитываются более быстрые и распределенные по среде (по глубине и латерали) процессы, характерные как сейсмоактивным, так и асейсмичным регионам. Эти процессы являются следствием взаимодействия восходящих потоков легких газов (водород и гелий) с твердой фазой литосферы и вертикальной аккреции вещества, протекающие в пределах верхняя мантия – средняя кора. В целом же это физико-химические процессы, контролирующие изменчивость объемно-напряженного состояния среды.

В представленной читателю книге обосновывается и рассматривается роль этих процессов в возбуждении сейсмичности и формировании очагов землетрясений различной силы. Предложена концепция динамической неустойчивости геологической среды. На ее основе могут быть

---

объяснены причины неудач в прогнозировании сильных землетрясений. Эти причины связываются не с пропусками возмущений каких-либо полей, а с не адекватным пониманием сейсмотектонических ситуаций. Можно ожидать, что учет реальных процессов, контролирующих сейсмичность различного уровня, позволит предложить новые подходы к мониторингу сейсмической опасности, а также к регулированию сейсмического режима.

На работы автора и обоснование направлений исследований в предложенной концепции значительное влияние оказали труды академика РАН М.А. Садовского, чл.-корр. РАН А.В. Николаева и чл.-корр. РАН Г.А. Соболева. Необходимо особо подчеркнуть роль М.А. Садовского в подготовке идеологии смены основной парадигмы в представлениях о геологической среде и сейсмическом процессе. Этому способствовали данные мониторинга сейсмической опасности, обобщенные в работах сотрудников Института физики Земли РАН, Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Камчатской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН и других Институты. Автор искренне благодарен своим коллегам Г.А. Гусеву, М.И. Матвеевой и Р.А. Лютикову, с кем разделяли все трудности постановки новых работ. Особую благодарность автор испытывает к сотрудникам НПО “ЛУЧ” Минатома РФ, реализовавших в весьма сложные 1990 – 1992 годы моделирование неустойчивости горных материалов при имплантации в них водорода и гелия. Эти работы выполнены под руководством М.И. Матвеевой и Р.А. Лютикова. Коллеги особо отмечают блестящие исследования Федоровой Н.И. по петрографическому выделению треков движения гелия и водорода при их имплантации в горные материалы. Автор хотел бы также подчеркнуть, что без поддержки академиком РАН В.Н. Страховым эти работы вряд ли были бы выполнены.

Автор весьма признателен чл.-корр. РАН А.В. Николаеву, чл.-корр. РАН Г.А. Соболеву, профессору О.А. Похотелову, профессору Л.Е. Собисевичу и доктору физико-математических наук А.Л. Собисевичу за постоянное внимание и поддержку.

Работа выполнена при частичной поддержке Программы № 16 фундаментальных исследований Президиума РАН “Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы” и гранта РФФИ 06-05-64048.

*В жизни все являются учениками  
друг друга... Но каждый должен  
идти своим путем.*

## ГЛАВА 1. ЭНДОГЕННАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

Земля, как планета, является открытой неравновесной и динамической системой. Ее особенностью является необычайно длительный период эндогенной активности, продолжающийся более 4 млрд. лет. Следствием эндогенной активности являются практически все процессы, отражающие формирование гидросферы и атмосферы, протекание магматической активности, внутриплитовой сейсмотектонической активности и вулканизма, проявление глубокофокусной сейсмичности и многое другое. В более узком плане с эндогенной активностью Земли связывают глобальные геодинамические процессы, на основе которых строят модели "плитотектоники" (тепловой и термохимической конвекции в мантии) и вертикальных движений (модель "фиксизма"). Широко известна дискуссия между представителями этих направлений, например, [Спорные ..., 2002], которую мы касаться не будем. В то же время наибольший интерес представляют проблемы, имеющие общую основу для представления обеих моделей. К ним относятся проблемы глубокофокусной сейсмичности, внутриплитовой тектоники и вулканизма материковой и океанической литосферы. Эти проблемы рассматривают на основе развития магматической активности, обусловленные процессами в верхней мантии (так называемые "горячие точки") и нижней мантии ("мантийные плюмы"). Причем во втором случае обсуждаются процессы, протекающие непосредственно в пограничном слое между нижней мантией и внешним жидким ядром (слой "Д") [Добрецов и Кирдяшкин, 1994; Проблемы ..., 2000]. Однако, как отметил В.Н. Жарков, "наши представления о слое "Д" еще долго будут оставаться весьма неполными". Поэтому дискуссии о процессах образования в зоне "Д" плюмов также будут продолжаться долго и остро, как и дискуссии по проблемам плитотектоники. Тем не менее существование мантийных плюмов не вызывает сомнений [Проблемы ..., 2000] и деструкцию литосферы связывают с действием "всплывающих мантийных плюмов".

Обсуждаются несколько моделей образования мантийных плюмов. В наиболее известной модели образование мантийных плюмов рассматривают на основе процессов дифференциации вещества по плотности в "Д" слое и "всплытие" более легкой фракции. Причем здесь речь идет о химической конвекции, движущей силой которой является разность в плотностях между всплывающей фракцией и нижней мантией.

Из альтернативных моделей плюмов наибольший интерес представляет "газовая" модель [Летников и Дорогокупец, 2001; Летников, 2001]. В последние 10–15 лет разрабатываются новые идеи, обосновывающие значительную роль в эндогенной активности Земли водородно-гелиевых флюидов, содержащие также другие газовые компоненты ( $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  ...) [Маракушев, 1990, 1992, 1999; Летников, 2001]. Имеются основания говорить о том, что в земном ядре сконцентрированы водородно-гелиевые флюиды. Проблема возникновения у Земли насыщенного флюидом земного ядра является наиболее дискуссионной. Проблемы состоят не в том, чтобы удержать водород в ядре, а в том, чтобы объяснить процесс, приведший к огромной концентрации водорода в ходе формирования Земли. Для этого необходимо очень высокое давление водорода, под которым "Протоземля" находилась только на протопланетной стадии развития. Протоземля формировалась в быстро вращающемся небулярном диске путем аккреции ледяных и водородных планетезималий с последующим гравитационным сжатием, частичным плавлением и расслоением на железо-каменное ядро и гигантскую флюидную оболочку. В ходе потери этой оболочки под воздействием Солнца происходила и дегазация Земли. Отмечалось, что эти представления об образовании Земли согласуются с представлениями об аккреции Юпитера и Сатурна [Маракушев, 1999].

Представляет интерес рассмотреть обоснование насыщенности внешнего ядра флюидами по Летникову [Летников и Дорогокупец, 2001]. Что является очевидным?

Во-первых, на границе мантии и жидкого ядра имеет место скачок плотности вещества от 5,55–5,68 до 9,89–9,91 г/см<sup>3</sup> [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. Это, судя по наблюдательным данным, обусловлено не только фазовыми переходами, но и изменением состава вещества. В мантии это сравнительно "легкие" элементы (Si, Al, Mg, Ca), а во внешнем ядре более тяжелые (Fe, Cu, Ni, Cr).

Во-вторых, на этой границе происходит скачок вязкости с  $10^{20}$  до  $10^3$ – $10^5$  Пз. Именно это указывает на переход твердого субстрата к маловязкому жидкому состоянию.

Сочетание в жидком внешнем ядре высокого давления (порядка 1400 кбар) и низкой вязкости может быть результатом высокой степени его флюидизации. Плотность от границы мантии до твердого ядра увеличивается от 9,9 до 12,15–12,7 г/см<sup>3</sup>, а вязкость – от  $10^3$ – $10^5$  до  $10^7$ – $10^{10}$  Пз [Добрецов и Кирдяшкин, 1994]. Поэтому можно сделать вывод, что внешние слои жидкой части ядра более флюидизированы. Как отмечает Ф.Летников, о составе флюида в жидкой части ядра можно только гадать, но общепринятым является представление о том, что с глубиной происходит возрастание восстановленности флюидов при

исчезающе низкой фугитивности кислорода. Это относится и к внешнему ядру. Учитывая это, были проведены расчеты физико-химических свойств для восстановленных бескислородных флюидов:  $\text{H}_2$ ,  $\text{He}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ . Компоненты флюида по уменьшению плотности располагались следующим образом:  $\text{N}_2 > \text{CH}_4 > \text{He} > \text{H}_2$ . Плотность водорода на максимальных глубинах не превышала по расчетам  $0,5 \text{ г/см}^3$ . То есть, если из рассмотренных газов образуется "плюм" с достаточными размерами для всплывания, то наибольшей подъемной силой будет обладать "плюм" из водорода [Летников и Дорогокупец, 2001]. Однако этот вывод нельзя считать достаточно обоснованным.

Восходящие потоки водорода будут выносить в мантию наибольшее количество тепла. Если величина теплосодержания водорода от границы внешнего ядра до литосферы изменяется в пределах от 1000 до 200 кДж/г, то восходящий поток водорода "прожигает" мантию. Существенно восстановленный флюидный поток за счет экзотермических реакций (с кислородом) будет компенсировать убыль тепловой энергии. В связи с этим полагают, что высокоэнергичный флюид будет вызывать деструкцию литосферы и различные флюидомагматические реакции [Летников, 2001].

Процесс дегазации Земли, судя по анализу эндогенной активности от архея до кайнозоя, разбивается на две ветви [Летников, 2002].

1. Монотонно исчезающая общепланетарная дегазация с истощением по флюидным компонентам верхних горизонтов литосферы и погружением флюидного фронта на глубину. Источником общепланетарной дегазации Земли являются верхние горизонты литосферы в пределах первых сотен километров.

2. На фоне монотонной общепланетарной дегазации проявляются импульсы интенсивной дегазации жидкого ядра Земли, интерпретируемые в настоящее время как "плюмы". Основу "плюмов" составляют восстановленные газы и прежде всего водород. Отделение "плюмов" от жидкого ядра происходит по механизму "теплового взрыва". Тепловое воздействие "плюмов" на литосферу может длиться до сотен миллионов лет.

Ф.А. Летников отмечает, что за счет взаимодействия водородных потоков с кислородом матрицы и протекания экзогенных реакций, происходит восполнение убыли тепловой энергии. Это позволяет "плюмам" достигнуть литосферы и активизировать флюидные системы астеносферных слоев. Заметим, что восходящие потоки восстановленных газов могут изменять также параметры твердой фазы на глубинах от 30-40 до 5 км [Гуфельд и др., 1998]. Возникает вопрос, в каких наблюдательных геофизических данных проявляется действие восходящих потоков легких газов на твердую фазу литосферы и атмосферу?

Здесь необходимо выделить локализованную вертикальную магматическую деятельность в "горячих точках" и вулканах. Именно локализованная вертикальная зональность является подтверждением действия высоко энергичных восходящих водородных "струй". Подчеркивается также связь "озоновых дыр" с водородной дегазацией Земли [Сывороткин, 1996] и сопряженность "озоновых дыр" с "горячими точками", а также с зонами действия вулканических рифтовых структур, например, [Маракушев, 1999; Сывороткин, 1996].

В то же время исследования скоростей распространения продольных волн в мантии показывают особенности структуры и процессов в ней, отражающие в большей мере реакцию среды на взаимодействие с высоко энергичными восходящими потоками легких газов. Так, например, показано чередование зон с повышенными и пониженными скоростями продольных волн в пределах глубин 80-300 км [Павленкова, 2001]. Причем число таких зон существенно превышает количество границ, на которых возможны фазовые переходы. Обнаружены вариации времен пробега продольных сейсмических волн на трассах подземный ядерный взрыв (Невада, США) – сейсмическая станция "Боровое". Время пробега Р-волны было не постоянно и изменялось с периодами 6-7 и 9–11 лет [Ан и Люке, 1992; Адушкин и др., 1998]. Оба отмеченных явления могут быть связаны с изменением плотности мантии. Следует отметить еще один факт. В глубокофокусной сейсмической активности Земли также наблюдаются временные вариации с периодами 7-9 и 12–14 лет [Поликарпова и др., 1995]. Рассматриваются разные гипотезы для объяснения этих фактов, в том числе гипотеза об изменениях плотности мантии, связанное с движением внутреннего ядра Земли под воздействием планетарных сил в системе Земля-Луна-Солнце [Авсюк, 1996]. Однако комплекс этих данных, свидетельствующий о быстрых вариациях параметров среды, лучше связывать с общей дегазацией Земли и взаимодействием восходящих потоков водорода и гелия с твердой фазой.

В 1982 г. в работе [Гамбурцев и др., 1982] с использованием в качестве источников упругих волн ядерных взрывов было показано, что, независимо от тектонической активности района и эпицентрального расстояния, в кинематических и динамических параметрах сейсмических волн в литосфере содержатся гармонические составляющие с периодами 4–6 лет. В более поздней работе на эпицентральных расстояниях 800–3500 км были выделены ритмы в параметрах сейсмических волн с периодами 2 и 4 года. Эти данные указывают на региональные особенности геодинамических процессов [Адушкин и др., 1998], которые также лучше связывать с ритмикой процессов дегазации Земли.

---

При исследованиях и поисках "предвестников" сильных землетрясений наблюдалась короткопериодная вариабельность геофизических и гидрогеохимических полей в литосфере (деформации, наклоны, проводимость, уровень воды, геохимические поля и др.). То есть, в литосфере в условиях постоянных градиентов литостатического давления и температуры и весьма медленных тектонических движений наблюдались несинхронные вариации различных полей, например, в одной локальной зоне, представляемые набором гармоник с периодами от часов-суток до многих лет [Лукк и Юнга, 1994]. Еще ряд фактов. В сейсмоактивных и асейсмичных регионах плотность потока энергии слабых землетрясений различается на три порядка, а вариации объемного деформирования, с которыми связывают подготовку сильных сейсмических событий, лежат в пределах одного порядка [Невский и др., 1994]. Эти данные указывают на существование накачки среды дополнительной упругой энергией, причем масштаб этой накачки меняется от локального до регионального. С накачкой среды дополнительной упругой энергией необходимо связывать колебательный (в определенном смысле ритмичный) режим слабой сейсмичности, проявляющийся в любых, в том числе асейсмичных, регионах мира [Динамические .., 1994].

Какова может быть природа таких вариаций различных полей? Разномасштабность, несинхронность и широта спектра изменений различных параметров в литосфере исключает преимущественное действие тектонических деформаций и метаморфизма. При этом действующий фактор должен иметь планетарный характер. Таким постоянным действующим фактором могут быть процессы непрерывного взаимодействия восходящих потоков легких газов (водорода, гелия) с твердой фазой литосферы, при которых меняются объемы различных элементов среды, что приводит в различных местах к несинхронным вариациям объемно-напряженного состояния (ОНС) среды [Гуфельд и др., 1993, 1996, 1998].

На проявление эндогенных явлений в Земле указывают также особенности поверхностных структур. Как показывают космические снимки и геологогеофизический мониторинг на Земле (так же как и на других планетах земной группы) существуют "кольцевые структуры" – кратеры. Часто происхождение таких структур связывают с ударами метеоритов или крупных космических тел. Однако исследования последних тридцати лет показывают, что значительная часть "кольцевых структур" имеет чисто земную природу, обусловленную вулканической деятельностью или динамикой флюидов из мантии [Маракушев, 1999]. "Кольцевые структуры" называют также кольцевыми взрывными структурами, имея ввиду, их относительно быстрое по геологическим меркам образова-

ние (образование таких структур за счет "взрывов" ювенильных газов [Взрывные..., 1985] носит упрощенный характер).

Показано, что многие кольцевые структуры занимают строго определенное положение на поверхности Земли, совпадают с глубинными разломами, что не может быть объяснено случайным падением космических тел. Кольцевые структуры обнаружены также на дне океанов. Существуют одновозрастные кольцевые структуры, отдаленные друг от друга на  $180^\circ$  (кайнозойский возраст) [Песков, 1992]. Следует подчеркнуть, что эндогенная природа кольцевых структур подчеркивается их размерами, составляющими в поперечнике десятки километров, в отличие от метеоритных кратеров с диаметром не более первых километров.

Кольцевые структуры по существу фиксируют катастрофические периоды в жизни Земли и коррелируют по возрасту с эпохами развития "взрывного" кимберлитового магматизма на платформах [Маракушев, 1999]. Минералопетрографические особенности кольцевых структур отражают исключительно высокий энергетический уровень эндогенных воздействий, чем собственно обусловлено их образование. Эта специфика параметров и состава кольцевых структур не возникает при вулканических извержениях, в том числе катастрофических. Поэтому образование кольцевых структур связывается с флюидными плюмами, всплывающими от жидкого металлического ядра. Циклы геологических событий, фиксирующие различные катастрофические явления на Земле, включая ледниковые периоды, отражают энергетику дегазации земного ядра [Маракушев, 1999]. При этом корни глобальных геодинамических процессов опускаются в рамках современных представлений с уровня верхней мантии до внешнего ядра Земли.

В связи с этим резко усилилось внимание к исследованиям роли глубинных флюидов, и прежде всего восстановленных флюидов, в энергетике тектонических и петрологических процессов. В последние 15 лет был получен большой фактический материал, касающийся процессов дегазации Земли [Дегазация Земли: геодинамика..., 2002; Дегазация Земли: геофлюиды...2006], и который является основанием для пересмотра или изменения взглядов о роли восходящих флюидов на устойчивость земной коры и процессов в атмосфере, гидросфере и биосфере. Весьма существенным для развития многих работ стало понимание того факта, что взаимодействие восходящих геофлюидов с литосферой и гидросферой может изменить условия функционирования природных систем в планетарном, региональном или локальном (например, мегаполис) масштабах.

И здесь возникает один из главных вопросов, на который при оценке экологических ситуаций необходимо отвечать. Что является первичным в изменении объемно-напряженного состояния литосферы: геодина-

---

мика или дегазация планеты. В рамках современных представлений об эндогенной активности Земли [Маракушев, 1999; Летников, 2002] основную роль следует приписать процессам дегазации.

Как уже отмечалось, дегазация Земли происходит непрерывно с различной скоростью. Однако скорость дегазации контролируется в литосфере структурами с повышенной проницаемостью. Здесь речь идет о разрывных структурах, а начиная с глубин 20–30 км и выше – о разрывных структурах, насыщенных жидким флюидом. Вопрос о проницаемости для водорода мантии требует специального обсуждения.

Априори ясно, что неустойчивость литосферы будет определяться особенностями процессов взаимодействия восходящих потоков водорода с твердой фазой. Здесь необходимо учитывать также восходящие потоки изотопов гелия  $^4\text{He}$  и  $^3\text{He}$ . Причем действие водорода и изотопов гелия на кристаллические структуры, где они химически не взаимодействуют с их элементами, идентично. Изменения устойчивости твердой фазы в условиях литостатического давления и действия приливных напряжений будут связаны с вариациями объема кристаллической структуры, которые могут достигать заметных значений уже при концентрациях водорода и гелия, зафиксированных в геологической среде. Наибольшие внешние проявления этих эффектов будут на поверхности в зонах разрывных нарушений. Для уменьшения экологических рисков, связанных с деформациями (медленными или быстрыми, землетрясениями) поверхности, необходимо достаточно детально выявлять разрывные нарушения. Здесь неопределима роль гелия. Гелий является наиболее активным элементом, легко проникающим через кристаллические структуры. Гелий является трассером [Азбель и Толстихин, 1988], за ним следует водород, взаимодействующий с кислородом, вызывая таким образом появление субмикроскопической трещиноватости. Роль гелия в выявлении разрывных структур подчеркивал еще В.В. Белоусов [Белоусов, 1934].

Вариации напряженного состояния среды могут быть также связаны с экзотермическими и эндотермическими реакциями водорода, серы, фтора и других элементов в поверхностных слоях коры, что окажет влияние на экологическую ситуацию.

Роль дегазации планеты в ее жизни, по-видимому, еще до конца не понята. В связи с этим направления работ, посвященных исследованиям воздействий дегазации на процессы в литосфере, атмосфере и гидросфере, также привлекают широкое внимание. Мы же будем рассматривать в основном процессы взаимодействия восходящих потоков легких газов с подвижной блоковой литосферой и последствия этого взаимодействия, реально контролирующие сейсмотектонический процесс.

## ГЛАВА 2. О ДВИЖУЩИХ СИЛАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Несмотря на стремительное расширение наших знаний о строении планет многие вопросы остаются дискуссионными. В особенности это касается понимания процессов, ответственных за различные явления или приведшие к тем особенностям строения Земли, которые наблюдаются. В этой связи интересно сравнение проблем, стоящих в науках о Земле сейчас и более 50 лет назад. В 1947 г. Л. Адамс выделил шесть проблем (цитировано по [С. Уеда, 1980]):

Происхождение горных систем.

Происхождение геосинклиналей (глубоких впадин, заполненных осадками).

Причины вулканических извержений и других магматических процессов.

Причины глубокофокусных землетрясений.

Происхождение магнитного поля Земли.

Температуры, господствующие в недрах Земли.

С. Уеда отмечает, что хотя эти проблемы не были единственными, они имели важное значение. Но сейчас, в начале 21 века, можно сказать, что ни одна из этих проблем полностью не решена.

Несколько позднее на первый план были выдвинуты процессы внутри Земли, ответственные за дрейф континентов. Но эти же процессы ответственны и за вертикальные движения земной коры. Дискуссия вокруг этих вопросов стимулировала широкие исследования внутреннего строения Земли и вновь привлекла внимание к проблемам планетологии и, прежде всего, к проблемам эндогенной активности Земли [Маракушев, 1999]. Это ключевые проблемы и внимание к ним усиливается необходимостью защиты развивающейся цивилизации от природных катастроф и контроля цивилизацией изменений климата.

В связи с этим в последние годы сделаны попытки выделить основные проблемы на основе данных мониторинга геологической среды [Садовский и Авсюк, 1997]:

1. Какая модель среды наилучшим способом может описать все разнообразие поверхностных форм рельефа и процессов, ответственных за них (сейсмичность, орогенез, изостазия и др.)?

2. Внутренняя энергия (тепло радиоактивного распада, химические процессы и др.) или энергия внешнего силового воздействия Солнца и Луны определяют тектоническую жизнь Земли? Или каков физический эквивалент понятию тектоническая сила.

Другая точка зрения высказана на Международной Гордоновской конференции (Бостон, США, 1998). На первый план выдвигаются также

---

два вопроса, связанные с проблемами плитотектоники: причины неоднократных объединений и расхождений континентов и объяснения природы континентальной литосферы, причины ее образования и эволюции (цитировано по [Трубицын,1999]). Здесь полагают, что движущие силы этих процессов определены точно. Это тепловая конвекция в мантии. Доказательством этого в последнее время считают данные численного компьютерного моделирования, естественно объективные в рамках принятых моделей [Трубицын,1999].

Науки о Земле имеют особенности, существенно выделяющие их из классических наук, таких как физика, химия, материаловедение и др. Причем под классическими науками мы понимаем те, результаты которых можно проверить в прямых экспериментах. И на этих достоверных данных могут строиться теории и модели. В науках о Земле для прямых экспериментов доступен лишь очень тонкий поверхностный слой коры. Широко известны данные о строении коры на Кольском полуострове. Вместо предполагаемой границы на глубине около 7 км между гранитом и базальтом была обнаружена зона повышенной трещиноватости, насыщенная флюидом. Однако эти и ряд других шоковых данных не изменили хода дискуссий по различным проблемам наук о Земле: резких и непримиримых, игнорирующих доводы и позиции друг друга.

О строении Земли и процессах, протекающих в ней, мы судим по измерениям различных полей на поверхности. О процессах внутри Земли судят также по наблюдениям строения и характера движений поверхностных структур. Возможно моделирование каких либо частей этих процессов на материалах, существенно отличающихся по своим свойствам от горных или на горных материалах, но вырванных из своей среды. При этом остаются существенные трудности в представлениях целостного характера процессов в различных оболочках Земли. Типичным примером может служить моделирование в лабораторных условиях процессов подготовки землетрясений и попытки перенести предвестники разрушения лабораторного образца на условия геологической среды.

Основную информацию о геологической среде и динамике ее движений дают прямые геологические и физические методы мониторинга. Современным достижением этих работ являлось установление блочно-иерархической структуры литосферы и постоянных движений блоков относительно друг друга при сохранении целостности среды. Причем эта структура литосферы и характер блочных движений характерны как асейсмичным, так и сейсмоактивным регионам. Следствием движений блочной структуры и процессов, протекающих в ней, является колебательный режим проявления различных полей (деформация, про-

водимость, уровень воды, геохимические параметры и др.), имеющий, как правило, локальный характер.

Однако анализ пространственно-временных изменений ряда параметров и, прежде всего вертикальных движений, показывает, что наряду с локальными процессами существуют более крупномасштабные, имеющие порядок регионального и более масштаба. Приведем ряд типичных данных, например, по [Сидоров и Кузьмин, 1989]. На рис. 2.1 показаны современные вертикальные движения земной поверхности, построенные по результатам нивелировок с интервалом 35 лет. Оказывается, что среднегодовые скорости движений составляют 3–4 мм в год, ширина участков с однородным характером движений – 80–100 км, а ширина пограничных зон с высокими градиентами движений достигают 20–25 км. Зоны высоких градиентов движений совпадают с зонами глубинных разломов. По оценкам продолжительность глубинных процессов, формирующих региональные аномалии, составляет 1000 и более лет.

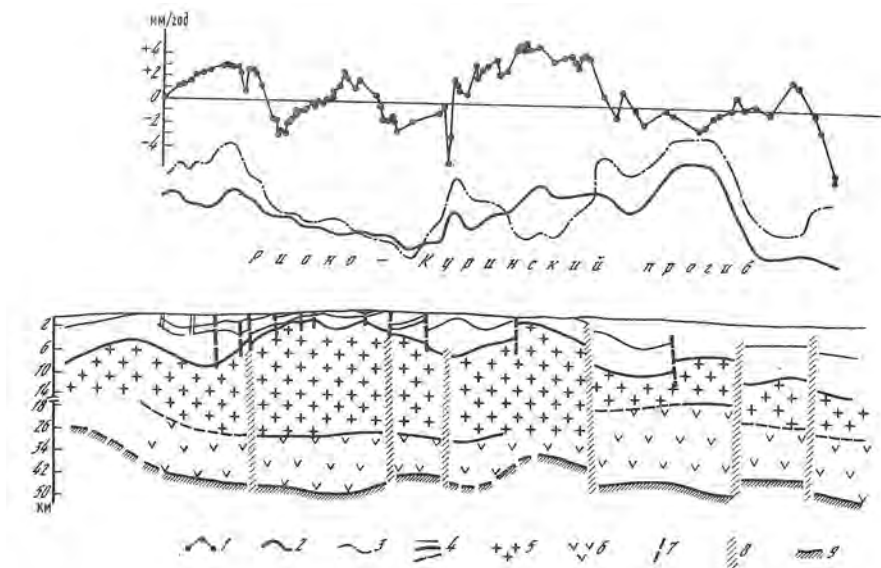


Рис.2.1 Современные вертикальные движения земной коры и аномалии силы тяжести по региональному профилю вдоль Рионо-Куринского межгорного прогиба. Кривые 1-3: 1 – современных вертикальных движений земной коры за 35-летний интервал времени, 2- аномалий силы тяжести, 3- остаточной аномалии силы тяжести (после учета влияния земной коры); 4-границы в земной коре по данным ГСЗ; 5,6- слои: 5 – гранитный, 6-базальтовый; 7,8- разломы: 7 - по геолого-геофизическим данным, 8 – по данным ГСЗ; 9 – граница М.

---

Известно, что на основе GPS методов также получены данные о колебательном режиме вертикальных и горизонтальных движений в широком интервале периодов. Все данные о характере движений указывают на то, что геологическая среда является открытой системой с ярко выраженными дискретными свойствами.

Быстрая и локальная изменчивость параметров среды проявляется и в других измерениях. В качестве иллюстрации можно привести данные по форме отражающей границы при сейсморазведочных работах [Ворожцов и др., 1991]. По данным скользящего спектрального анализа для левого и правого участка профиля получены различные пространственные ритмы, соответственно около 15 и 6 км. Эти отличия связываются с процессами в разломе и граничных структурах.

О каких процессах может идти речь? Известно, что фундамент платформенных структур представляется не жестким монолитом, а весьма подвижной субстанцией [Летников и др., 1988; Леонов, 1994; Вертикальная., 2002]. Это находит отражение в структурно-вещественных преобразованиях фундамента, в деформации его поверхности и лежащего выше осадочного чехла. Движущей силой этих процессов являются физико-химическая трансформация горных пород в зонах взаимодействия верхней мантии и нижней коры, нижней и верхних кор, а также в выше лежащих слоях. Эти процессы связаны с гранитизацией и вертикальной аккрецией вещества и сопровождаются увеличением или уменьшением объема в зависимости от их исходного состава. Отмечено, что одним из следствий этих процессов является приобретение средой способности к объемной реидной деформации (тектонического течения), реализуемой блоками вдоль граничных структур. При этом имеющиеся данные показывают, что внутриплитный тектогенез не может быть объяснен с позиций тектоники литосферных плит [Леонов, 1994]. Очевидно, что в деформационные процессы вовлечены огромные массы среды – от верхней мантии до верхней коры.

Отражение этих процессов хорошо видно по данным изменений сейсмического и электромагнитного мониторинга параметров среды от верхней мантии до земной коры. Причем существенную роль в этих обменных процессах отводят восходящим потокам мантийных “флюидов”.

В последние 10 лет группой Ю.Ф. Копничева получен большой объем данных о пространственно-временных вариациях  $S$  – волн в очаговых зонах сильнейших землетрясений [Копничев и Соколова, 1997, 2003а, 2003б; Копничев, 1997, литература к ним]. Использовался метод, основанный на анализе характеристик короткопериодной  $S$  – коды записей местных землетрясений и карьерных взрывов. На частотах около 1 Гц кода сформирована в основном поперечными волнами, отраженными от

многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии и земной коре. Если на огибающей коды выделены участки резкого затухания амплитуд, то они соответствуют слоям высокого поглощения  $S$  – волн в соответствующих по глубине зонах. Разработанный метод, обладающий высокой разрешающей способностью по горизонтали, позволял выделять субвертикальные зоны с измененной эффективной добротностью (рассчитанной по затуханию амплитуд волн) шириной в несколько километров. Было показано существование узких субвертикальных каналов высокого поглощения волн (от нижней коры до глубины около 100 км) в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня и Кавказа. Весьма интересны временные вариации структуры поля поглощения  $S$  – волн в очаговых зонах. Например, данные для зоны Сусамырского землетрясения (Центральный Тянь-Шань, 1997г.). Примерно за четыре года до землетрясения к югу от очаговой зоны сформировалась область очень высокого поглощения на глубине 45 – 180 км. В будущей очаговой области сильное поглощение наблюдалось на глубинах 40 – 125 км. В первые месяцы после землетрясения в области очаговой зоны получено промежуточное поглощение на глубинах 20 – 200 км. Через семь лет поглощение существенно уменьшилось на глубинах 20- 90км, но выросло на глубинах 90 – 170км. Еще один пример. За полгода до Байсорунского землетрясения (Северный Тянь-Шань, 1990г) в средней части коры на глубинах 20-40км сформировался слой с очень сильным поглощением. Сразу же после землетрясения поглощение в средней коре существенно уменьшилось, а в нижней коре и верхах мантии (40-80км) - резко возросло. Также было показано, что в течение 25-30 лет после сильных землетрясений Тянь-Шаня резко уменьшается поглощение в верхней мантии и одновременно увеличивается поглощение в нижней коре. Авторы делают вывод, что быстрые (в геологическом масштабе времени) вариации поля поглощения  $S$  – волн однозначно свидетельствуют о подъеме мантийных “флюидов” в земную кору. Оценки скоростей подъема “флюида” дают величину в доли миллиметров в секунду. Авторы также полагают, что флюидное поле в земной коре и верхах мантии лишь реагируют на подготовку сильных землетрясений. Отмечается, что поле поглощения  $S$  – волн чувствует подготовку сильных коровых землетрясений на больших эпицентральных расстояниях. Однако природа процессов подготовки сильных землетрясений здесь не обсуждалась.

Объемная изменчивость параметров литосферы хорошо проявляется в анализе характеристик обменных волн [Попова и др., 2000, 2003; Коновалов и др., 2001]. Энергия обменных волн существенно зависит от степени трещиноватости, анизотропии параметров среды и флюидонасыщенности. Анализировались отношения  $\gamma$  энергий горизонтальных

радиальной  $E_r$  и тангенциальной  $E_t$  компонент обменных волн и степень напряженного состояния среды ( $S$ ) как отношение величины площади с повышенным уровнем  $\gamma$  к общей площади мониторинга. Для временного интервала 0 – 1200 суток на рис. 2.2 приведены значения параметра  $S(t)$  для различных глубин: 0-15 км и 15-30 км. Эти зависимости в данный период подобны. Однако диапазон глубин 15-30 км характеризуется более высоким уровнем вариабельности. Параметр  $S(t)$  относится к довольно локальной зоне размером 70 на 70 км. Но изменения в этой зоне, по-видимому, чувствительны к подготовке землетрясений и вне этой зоны. Эта ситуация отражена на рис.2.3 [Попова и др., 2003] с расчетами параметра  $S(t)$  для глубин 0-30 км. Авторы указывают на определенную цикличность изменения параметра  $S(t)$ . Длительность цикла 2—3 года, однако, видны и более короткие циклы с длительностью 2-4 месяца. Это связывается с изменения параметров среды, с особенностями флюидного режима, хотя физика процессов не обсуждается. В тоже время подчеркивается периодичность изменений параметров среды и различная интенсивность процессов по глубине контролируемого региона (0-15 и 15-30 км).

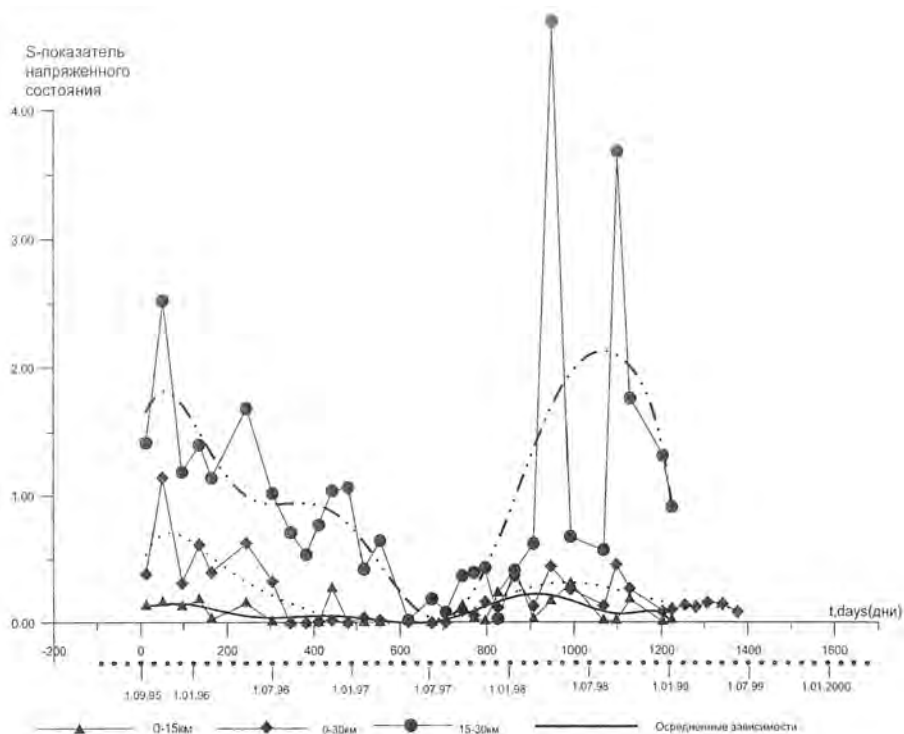


Рис.2.2 Изменения степени напряженного состояния среды  $S(t)$  для трех глубинных диапазонов: 0-15 км, 0-30 км, 15-30 км.

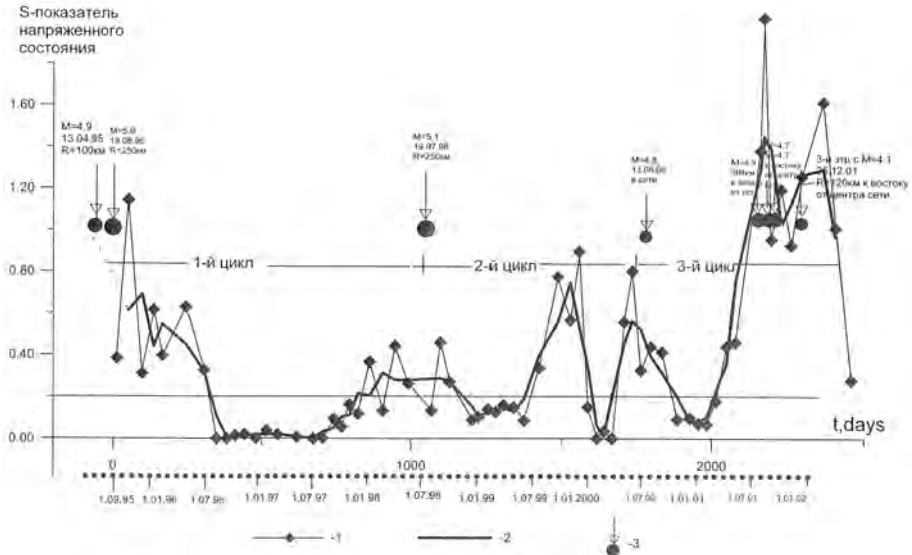


Рис.2.3. Изменения напряженного состояния среды в пределах локальной сети в зависимости от времени: 1 – зависимость  $S(t)$ ; 2 – осредненная зависимость  $S(t)$ ; 3 – положение во времени землетрясений с магнитудой  $M > 4.5$ , произошедших в радиусе до 250 км от центра сети.

На связь восходящих “флюидопотоков” с сильными коровыми землетрясениями указывают также другие данные. Можно выделить два направления работ.

В первом изучалась динамика изменения проводимости литосферы и верхней мантии перед сильными землетрясениями. О повышении проводимости этих зон перед сильными землетрясениями известно из данных МТЗ. В качестве иллюстрации приведем последовательное изменение проводимости среды от верхней мантии к нижней коре (по данным мониторинга вариаций геомагнитного поля на сети магнитовариационных станций) в период подготовки Спитакского землетрясения [Григорян, 2000]. Анализ проводился на периодах магнитных возмущений 5-20 мин. (глубина контроля 2-10км), 30-60 мин. (глубина контроля 10-20км) и  $S_q$  - вариациях (период 5 – 20 часов, глубина контроля 100-300км). Контрольным параметром было отношение амплитуд однопериодных вариаций, синхронно измеряемых на разных парах станций (рис.2.4). Заметные изменения параметров верхней мантии началось примерно за 2.5 года до Спитакского землетрясения, а параметров нижней коры – с запозданием на один год. Здесь также автор отмечает влияние на параметры среды высокой скорости продвижения фронта “флюидизации”.

Во втором направлении, по существу, сейсмологическом, рассматривается связь удаленных и заглубленных “форшоков” средней силы

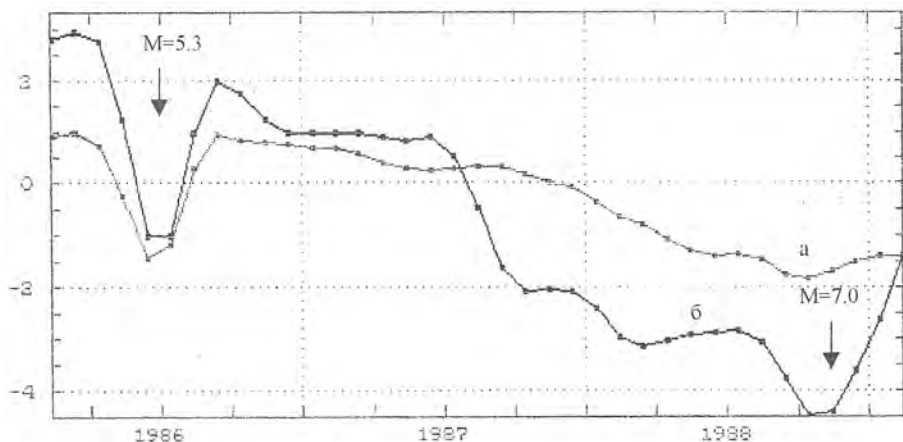


Рис.2.4. Сглаженные временные ряды среднемесячных значений синхронной разности магнитного поля  $\Delta \delta T$  между станциями Джрадзор и Товуз для вариаций с периодами 10-25 мин (а) и 30-60 мин (б) за период 1986 – 1988 гг.

и сильных коровых событий [Моги, 1985; Захарова и Рогожин, 1999, 2001] Критерием связи заглубленных “форшоков” с конкретным коровым событием было соответствие направления оси сжатия очага глубокофокусного события с направлением на будущую очаговую зону корового землетрясения. По этому критерию в Камчатско-Курильской зоне каждому сильному коровому событию предшествовало от одного до шести заглубленных “форшоков”. Начало проявления “форшоковой” активизации – от 9 до 14 лет. Разброс времени между последним “форшоком” и сильным сейсмическим событием очень широкий, примерно от одного месяца до пяти лет. Первые “форшоки” проявлялись на значительном удалении от последующего корового события, в основном дальше 1000км. Последние же глубокофокусные “форшоки” происходили на более близких расстояниях, 200 – 400км.

О чем могут говорить эти данные? Прежде всего, о большой площади эндогенного возбуждения среды, которое вначале проявляется в верхней мантии, а затем оказывает влияние на вышележащие слои. Следует также отметить высокую скорость смены глубокофокусного сейсмического режима коровым.

Приводятся также данные по еще более быстрой реакции сильной коровой сейсмичности на проявление глубокофокусных землетрясений: от нескольких недель до месяцев [Копничев и Соколова, 1997]. Такая связь рассматривалась в Центральной и Южной Азии в сопоставлении с вариациями скорости вращения Земли. С начала прошлого века выделено девять пар таких событий (глубокофокусных с  $M > 6.7$  и коровых с  $M > 7$ ). Все пары событий происходили в период долговременного (несколько лет) увеличения скорости вращения Земли. В эти периоды,

что отмечалось также выше [Копничев и Соколова, 1997], наблюдалось резкое затухание  $S$ -волн в нижней коре и верхней мантии, т.е. среда в больших объемах перешла в “возбужденное” состояние. Возможно, что быстрому распространению “возбужденного” состояния за счет подъема “флюида” способствовал период долговременного увеличения скорости вращения Земли.

Однако, по-видимому, более реально оценивать влияние скорости вращения Земли на слабую сейсмичность [Левин и Чирков, 1999]. И хотя здесь учитывались только события с  $M > 4$ , число слабых событий было существенно большим. В качестве критерия влияния скорости вращения Земли на сейсмичность выбрано распределение количества землетрясений по широте, где эффекты, связанные с вращением Земли должны иметь осевую симметрию. Отсюда следует, что воздействие вращения Земли на сейсмичность будет сильнее проявляться в зоне экватора. Анализ действительно показал, что на независимых выборках устойчиво проявляется связь количества землетрясений с широтой и соответствующим спадом числа землетрясений от экватора к полюсам. Но это не означает, что слабая сейсмичность контролируется только скоростью вращения Земли.

Природа слабой сейсмичности является показателем сил, ее контролирующих. Слабая сейсмичность контролируется суммарным действием внешних и внутренних сил. Это действие проявляется через особенности геологического строения Земли. Можно ли разделить влияние действующих сил и оценить их роль в естественном, т.е. фоновом сейсмическом процессе? Фактически ставится вопрос о механизмах излучения геологической средой фоновой шумовой сейсмической энергии или о природе собственной активности геологической среды.

Как известно, сейсмическая эмиссия наблюдается в широком диапазоне частот, от частот акустической эмиссии (десятки килогерц) до десятков герц. В [Рыкунов и др., 1980а, 1980б, 1982] было обнаружено явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов в диапазоне 10 – 60 Гц и вариации сейсмического режима при действии различных внешних полей (лунно-солнечные приливы, упругие волны землетрясений, штормовые микросейсмы, собственные колебания Земли). Во многих работах рассматривалось влияние приливов и особенностей вращения Земли на слабую сейсмичность, например, [Авсюк, 1996; Левин и Чирков, 1999; Горькавый и др., 1994; Рыкунов и Смирнов, 1985а].

Существование разномасштабного сейсмического отклика среды могло свидетельствовать о том, что сам отклик не является следствием отдельного деформирующего процесса [Рыкунов и Смирнов, 1985б]. Здесь же отмечается, что характерной особенностью сейсмического отклика среды является его однонаправленность и асимметрия.

---

Однонаправленность и асимметрия разномасштабного сейсмического отклика среды, а именно, существование всплесков излучения и отсутствие резких и коротких понижений интенсивности, указывает на то, что слабое внешнее воздействие может усилить, но не может ослабить излучение средой сейсмической энергии. Поэтому внешнее деформационное воздействие можно называть триггерным (если не учитывать соотношение энергий воздействия и тепловых флуктуаций). В связи с этим возникает вопрос, могут ли штормовые микросейсмы и лунно-солнечные приливы вызывать и поддерживать наблюдаемый уровень сейсмического шума?

**Штормовые микросейсмы** ( $f \approx 0.2$  Гц). Можно полагать, что затухание штормовых микросейсм обусловлено переизлучением их энергии в виде высокочастотного шума. Отношение потоков высокочастотного шума ( $f \approx 30$  Гц) и штормовых микросейсм составляет величину 0.3. Характерное расстояние затухания сейсмической волны в диапазоне десятков герц равно приблизительно 30 км, т.е. на этом расстоянии микросейсмическая волна теряет 30% своей энергии. Полностью эта волна затухнет на расстоянии около 100 км. Однако характерное расстояние затухания штормовых микросейсм около 3000 км. Отсюда следует явное противоречие экспериментальным фактам, т.е. штормовые микросейсмы не могут служить энергетическим источником высокочастотного сейсмического шума.

**Приливные деформации.** Допускается, что высокочастотный шум возбуждается за счет диссипации энергии приливных деформаций. Удельная энергия приливных деформаций составляет  $10^{-5}$  Дж/м<sup>3</sup>. Удельная мощность диссипации приливных деформаций около  $10^{-18}$  Вт/м<sup>3</sup>, а удельная мощность источников высокочастотного сейсмического шума  $10^{-11} - 10^{-12}$  Вт/м<sup>3</sup>. Поэтому приливные деформации также не могут быть источником высокочастотного сейсмического шума.

На основании оценок данных и их анализа авторы [Рыкунов и Смирнов, 19856] делают весьма важный вывод. Так как энергия внешних деформирующих процессов недостаточна для поддержания сейсмического шумового излучения, то среда обладает собственным запасом энергии, который обеспечивает сейсмическое шумовое излучение. Среда энергетически насыщена, т.е. находится в неравновесном состоянии.

Этот вывод в свое время остался незамеченным, по-видимому, из-за того, что не было общего понимания особенностей геологической среды и процессов, протекающих в ней. Непрерывное шумовое сейсмическое излучение, наблюдаемое в широком диапазоне частот, включая десятки килогерц, указывает на два существенных вывода. Первый, мы имеем дело со сложной и связанной структурной системой [Рыкунов и Смирнов, 19856]. Второй – процессы, ответственные

за вариабельность параметров в геологической среде от локального до регионального, обусловлены эндогенной активностью Земли и, более конкретно, с эффектами взаимодействия восходящих потоков легких газов с твердой фазой литосферы [Гуфельд и др., 1997, 1998]. Действие внешних сил носит второстепенный характер, хотя и очень важный. Долговременное действие приливных деформаций может оказывать влияние на процессы дегазации легких газов из твердых структур, подтверждением чего являются эффекты модуляции высокочастотных сейсмических шумов [Рыкунов и др., 1980а].

Во многих работах было показано, что химический состав потоков природных газов и их интенсивность отличаются определенной ритмичностью, причем потоки, сосредоточенные в зонах разрывных нарушений, максимальны, например, [Хитаров и Войтов, 1982]. Имеющиеся данные дают основание утверждать, что наиболее заметно в составе газов изменяется концентрация водорода, одного из наиболее подвижного компонента газовых потоков Земли (первым по подвижности является гелий). Показано также, что вариации концентрации газов имеют примерно двухнедельный и месячный периоды, т.е. периоды, соответствующие наибольшим амплитудам приливных волн. Представляют интерес изменения во времени концентрации изотопов углерода  $^{13}\text{C}$  и  $^{12}\text{C}$ . Так, при измерениях в Хибинах отношение концентрации  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в метане в одной и той же природной струе меняется во времени значительно. Это позволило сделать вывод о том, что на поверхность по одним каналам поступают газы от разных по глубине источников. Аналогичные данные получены и в других регионах мира.

Решающим аргументом при обсуждении возможных глубин, где находятся конкретные источники восходящих газов, является их изотопный состав. Так, для зон альпийской складчатости характерны очень высокие отношения изотопов аргона  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ , часто более чем на порядок превышающие их величины в атмосфере Земли. В большинстве газовых и нефтегазовых месторождениях мира повышены отношения изотопов гелия ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ), а углерод углекислого газа обогащен тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ . Аналогичная ситуация в газах грязевых вулканов. Обогащение смесей углеродистых газов тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  свидетельствует, что эти газы являются продуктами высокотемпературных реакций (сотни градусов) в литосфере. Было показано, что поток восходящих газов имеет периодичность в 24, 36, 48 и 96 часов. В сейсмоактивных регионах также присутствуют внутрисуточные ритмы с периодами 2, 3 и 16 часов. Однако главным является то, что приливные деформации контролируют вариабельность восходящих потоков природных газов на достаточно больших глубинах, т.е. осуществляя модуляцию этого потока [Авсюк и др., 2002; Хитаров и Войтов, 1982].

---

Периодичность восходящих газовых потоков в определенной мере исключает накопление остаточных (неупругих) деформаций в твердой фазе, связанных с действием приливов. Проявление неупругих деформаций геологической среды за счет приливов вызывает сомнение. Прежде всего, это связано с тем, что энергия приливных деформаций, распределенная по элементарным объемам структур, существенно меньше энергии тепловых флуктуаций (см. ниже, а также [Гуфельд и др., 2005]). Необходимо учесть и то, что удельная мощность диссипации приливных деформаций также существенно меньше удельной мощности источников высокочастотного сейсмического шума. Накопление же неупругих деформаций обусловлено смещением атомов кристаллических структур из равновесного положения (при определенных  $P - T$  условиях) и сохранении устойчивости этого состояния. Действие приливных деформаций (по абсолютной величине) лежит в области упругих деформаций. Поэтому нельзя говорить о возможности накопления остаточных деформаций за счет многолетнего циклического нагружения среды лунными приливами. К этому необходимо добавить существование блочной структуры, иерархическое строение блочной структуры, различие фазовых составов блоков и др., обеспечивающих релаксацию возникающих напряжений в циклах приливных деформаций. Нарушение цикличности восходящих газовых потоков и изменение их уровней возможно за счет протекания физико-химических и экзотермических реакций соответственно в твердой и флюидной фазах, приводящих к блокировке или разблокировке границ в разрывных структурах. Наиболее активно эти процессы могут протекать в сейсмоактивных регионах непосредственно до и после сильных землетрясений [Авсюк и др., 2002]. Можно отметить, что ранее не уделялось необходимого внимания анализу динамики восходящих газовых потоков и их роли в инициировании подготовки сильнейших землетрясений, где роль слабых приливных сил может быть существенной. Это действие усиливается характерной особенностью приливного воздействия, постоянным чередованием процессов сжатия и растяжения. Такая динамика слабого циклического нагружения создает условия для специфической эволюции газовых потоков в твердой фазе (прежде всего водорода и гелия), от накопления в одних горизонтах и последующего быстрого стока в вышележащие горизонты. В тоже время рассматриваемые ниже условия подготовки сильных коровых землетрясений, обусловленные процессами “возбуждения” среды восходящими потоками легких газов в региональном масштабе, не дают оснований утверждать, что, например, максимум полусуточной (или другой) приливной волны может быть прогностическим признаком сильного землетрясения. К этому выводу пришли также авторы [Авсюк и др., 2002].

Геологическая среда непрерывно подвергается действию разно-масштабных внутренних и внешних сил. Какие силы контролируют и обуславливают тектонические процессы? При этом под внешними силами понимается эволюция приливных деформаций в системе Земля-Луна-Солнце (включая эффект внутреннего ядра и его влияние на перемещение оси вращения в теле Земли [Авсюк, 1996]), а под внутренними – широкий круг физико-химических процессов в системе ядро – мантия – литосфера, включая эффекты взаимодействия восходящих потоков легких газов с твердой фазой литосферы. По-видимому, движущие силы тектонических процессов в литосфере обусловлены как внутренними, так и внешними воздействиями. Степень же этих воздействий может быть разной.

Геологическая среда представляет блочно связанную структуру с широким диапазоном размеров элементов, от микромасштабов до масштабов регионов и целых плит. Параметры структуры и вариабельность различных полей в них обусловлены различными процессами, происходящими на значительных площадях и объемах, как по латерали, так и по глубине. Естественно, что для процессов, развивающихся в данный период в локальных зонах, внешними воздействиями могут быть явления, происходящие в соседних локальных зонах, например, упругие волны сейсмических событий разной силы. Во многих работах констатируется, что на различных масштабных уровнях литосферы и мантии идет непрерывный процесс реорганизации структуры и что каждый уровень влияет на смежные, создавая тем самым сложный характер физико-химических полей, отражающих в комплексе эти процессы [Фундаментальные..., 2001; Атлас..., 2002]. Следствием этих процессов является проявление тектонического течения, включающего перемещение масс горной среды на основе пластических, твердо-пластических и разрывных явлений [Пейве, 1967]. Эта реорганизация структуры различных оболочек Земли связывается с ее эндогенной активностью, инициируемой и поддерживаемой процессами в ядре и на его границе с мантией. В верхней мантии и литосфере эндогенная активность в наиболее заметном виде реализуется в граничных или разрывных структурах (границы блоков, плит, рифты, неоднородности структуры и др.). Эндогенная активность в геологических представлениях осуществляется флюидными и флюидно-магматическими потоками [Флюидные..., 2002]. Эти же потоки могут оказывать влияние на эволюцию блочных структур.

Однако всегда оставался вопрос. Что является первичным в геологических изменениях поверхностного слоя Земли? Возможны два варианта ответа [Леонов, 1997]. Первый. Деформация как результат действия регионального поля напряжений, вызванного удаленными силами,

---

приложенными к краям плит, а также приливными, ротационными и другими силами. Второй. Деформация как результат действия местных сил, связанных с внутренними источниками. Критерием выбора вариантов могут быть тесты на природу как сильных коровых внутриплитовых землетрясений, так и природу разномасштабных и разнопериодных вариаций параметров внутриплитовых и внутриблоковых полей. Первый вариант ответа имеет существенные возражения (подробнее об этом будет идти речь в следующих главах). Природа подготовки сильных землетрясений на граничных структурах и внутриблоковая сейсмичность более объективно могут быть рассмотрены на основе действия внутренних локализованных источников, вызывающих деформацию структуры за счет имплантации в них восходящих потоков легких газов и тепловых реакций во флюиде, в порах и на поверхности трещин. В результате в земной коре создается неоднородное и разномасштабное поле напряжений, вариации которого в свою очередь обусловлены изменчивостью потока восходящих легких газов.

Движение блоков во внутриплитовом пространстве также ставит вопросы о месте приложении действующих сил. Ранее полагали, что консолидированная кора, раз сформировавшись, в дальнейшем не подвержена серьезным структурным преобразованиям и в ней не изменяется положение различных границ. Исследования последних лет показывают, что это не так [Вертикальная., 2002; Леонов, 2004 и ссылки к ним]. Со временем происходит структурно–вещественная трансформация первичной коры, а также наращивание гранитно-метаморфического слоя. Формирование новых объемов гранитно-метаморфических слоев и изменения их мощности и параметров связаны с эндогенными и экзогенными процессами. Эти процессы проявляются в пределах континентальной и океанической кор, а также коры переходного типа. Но для этого необходимы определенные условия. Одно из главных условий – это существование структурно – вещественной расслоенности среды и, следовательно, наличие границ. При определенных уровнях изменения петрофизических и реологических свойств пород происходит “смещение” границ по разрезу земной коры, т.е. кажущемуся переходу пород из одной оболочки, к которой они принадлежали по условиям своего предыдущего формирования, в другую, которой соответствуют ее новые физические параметры. Но при этом, как отмечалось выше, происходит не только изменение состава пород, но и изменение общего объема [Летников, 2000].

Следует еще раз подчеркнуть, что весьма существенной особенностью горной среды является ее способность к объемному деформированию, отражающему процессы внутренних преобразований [Леонов М. и Леонов Ю., 2002]. Отмечается также, что эти процессы могут перио-

дически повторяться, отражая, при этом изменение параметров среды в нижней коре и на границе кора-мантия [Леонов, 2004]. Способность к объемному “пластическому течению горной среды” отражается в смещении блоков относительно друг друга по сформировавшимся текстурированным границам. Очевидна медлительность этих процессов, выражающих региональную и внутрирегиональную тектонику литосферы. На этом фоне развиваются быстрые деформационные процессы различного масштаба, которые могут быть связаны с взаимодействием восходящих потоков легких газов с твердой фазой и тепловыми эффектами различных газов. Ритмичность этих потоков и масштабы их проявления обусловлены активизацией физико-химических процессов в верхней мантии и нижней коре, следствием которых является разномасштабный “выброс” легких газов в литосферу.

Таким образом, развитие представлений и знаний, конечно еще далеко не полных, о процессах в системе ядро-мантия-литосфера, а также опыт мониторинга различных полей, показывают, что движущие силы тектогенеза, т.е. движения блоков и их различных совокупностей, связаны со структурно-вещественными преобразованиями на глубинах между верхней мантией и корой. Конечно, нельзя исключить и влияния ядра Земли на скорость структурно-вещественных преобразований между верхней мантией и корой, но это влияние возможно через изменения температуры в этой зоне, связанное в большей или меньшей степени с потоками водорода из внешнего ядра.

Очевидна необходимость учета в работах по прогнозу сильных коровых землетрясений всех действующих в геологической среде сил. Именно учет этих сил и условий образования в блочной среде очагов сильных землетрясений позволит решать задачи по обеспечению и контролю сейсмической опасности.

*Если Вы замечаете, что Вы на стороне большинства, это верный признак того, что пора меняться.*  
Марк Твен

### ГЛАВА 3. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ МОНИТОРИНГА ПРЕДВЕСТНИКОВ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Неоднородность земной коры, блочное строение, насыщенность среды флюидами, действие приливных деформаций, эндогенная активность Земли отражаются в непрерывной вариабельности геофизических и гидрогеохимических полей на различном масштабном уровне. Именно это затрудняло поиск причинно-следственных связей между различными "возмущениями" параметров среды и очагом землетрясения. Более того, выделенные в одной сейсмоактивной области или одной локальной зоне одновременные "возмущения" различных полей, связанные с деформацией среды (сжатием или растяжением в данный момент), не согласуются друг с другом, например, [Guomin, Zhaoshend, 1992; Ma Li et al., 1995], т.е. эти "возмущения" как бы противоречат друг другу. Подобные результаты измерений ставили исследователей в тупик и возникали новые вопросы, на которые необходимо было отвечать. Здесь основным вопросом являлись представления о геологической среде и процессах, протекающих в ней и приводящих к непрерывной вариабельности всех полей на различных масштабных уровнях.

Как уже отмечалось, проводимые в последние 40–50 лет исследования в области предвестников землетрясений на идеологической базе физики разрушения монолитных образцов не решили проблемы прогноза. Однако при этом эти же результаты мониторинга по существу давали экспериментальные доказательства неустойчивости и непрерывной вариабельности параметров литосферы. Было показано, что литосфера является открытой и диссипативной системой, обменивающейся энергией и веществом с другими оболочками Земли. Это является достижением мониторинга сейсмической опасности и служит основой для замены лабораторных представлений о среде и процессах в ней. В этой параграфе приведен анализ данных мониторинга сейсмической опасности и обосновывается необходимость представлений о геологической среде, в которой поддерживаются и изменяются параметры за счет эндогенной активности Земли.

Еще несколько десятков лет назад геофизики полагали, что проблема прогноза землетрясений будет решена в короткое время. Основой такого оптимизма служили представления, при которых накопление

значительной доли упругой энергии в среде, по аналогии с лабораторным образцом, не может остаться незамеченным, так как эти процессы достаточно устойчивы, сравнительно медленны, и поэтому их можно легко обнаружить. Проблема точности прогноза многими связывалась с созданием необходимой плотности сети станций наблюдений. Однако опыт показал, что ситуация значительно неопределеннее. Из наблюдений нельзя было предсказать момент перехода среды в критическое состояние и понять, что происходит в среде. При этом явно недооценивали необходимость опережающего развития физических представлений о сейсмическом процессе и сильном землетрясении, как его части. Ряд успешных прогнозов в Китае (пять прогнозов за 1970–1982 гг.) создавал иллюзию возможности разработки методологии прогноза в ближайшие годы. В тот период в Китае прогноз шел под лозунгом: "Готовность не принесет вреда...". Сейсмические тревоги объявляли неоднократно и определенные совпадения были неизбежны. В тот же период был пропущен ряд сильнейших землетрясений, унесших сотни тысяч человеческих жизней (г. Таншань, июнь 1976 г.). Китайский опыт показал неоднозначность интерпретации возмущений различных геофизических полей [Eanthquake., 1990].

Задача прогноза – определение трех параметров: координат, времени и энергии землетрясений. При этом каждый из параметров необходимо дать с определенной точностью. Возможно ли это при эмпирическом подходе? Можно ли одновременно с достаточной точностью дать прогноз места и времени? В реальности возмущения геофизических полей наблюдают в одном месте, а землетрясение происходит совсем в другом. Другой пример. Наблюдаются возмущение одного из геофизических полей, а землетрясение не происходит. Эти и многие другие вопросы возникают непрерывно по мере обсуждения работ в области прогноза сильных землетрясений.

### **3.1 Обобщение наблюдений "предвестников" и способы их выделения**

Многочисленные наблюдения в сейсмоактивных регионах показали, что подготовка ряда сильных землетрясений сопровождалась возмущением различных геофизических полей: режима слабой сейсмичности, наклонов и деформации земной поверхности, уровня подземных вод, химического состава, проводимости, электромагнитных и магнитных полей и т.д. [Eanthquake., 1990; Рикитаке, 1979; Мячкин и Зубков, 1973]. В то же время было показано, что часто эти возмущения с трудом выделяются на фоне шумов, мозаично расположены на поверхности Земли, имеют разную морфологию и динамику развития перед конк-

---

ретными землетрясениями. Причем основным критерием связи этих возмущений с актом землетрясения было примерное совпадение во времени, а место наблюдения должно было находиться на "разумном" расстоянии от эпицентра землетрясения. Именно такие возмущения геофизических полей были отождествлены с предвестниками. Общая статистика таких "предвестников" известна [Рикитаке, 1979; Мячкин и Зубков, 1973; Соболев, 1993]. За последние 40 лет различными авторами их выделено больше тысячи. Однако статистика отсутствия каких-либо возмущений различных геофизических полей перед многими сильными землетрясениями не приводится вообще. Как в 70-е годы, так и в настоящее время, основная задача в работах по прогнозу – это изучение пространственно-временных параметров окружающей среды в сейсмоактивных регионах и выделение зон с возмущенными параметрами. На основе наблюдательного опыта делались попытки определить требования к плотности геофизических сетей мониторинга. Проблема оптимальной геофизической сети мониторинга обсуждалась во всех национальных программах по прогнозу (СССР, Китай, Япония и др.). В настоящее время за основу выбран китайский опыт. Из анализа данных по сильнейшим землетрясениям в Китае был определен процент станций из общего их числа, на которых наблюдались аномалии того или иного поля перед землетрясениями различной магнитуды. При этом учитывалось также эпицентральное расстояние наблюдений [Chen Young et al., 1991]. Из оценок полагали, что землетрясения с магнитудой  $6 < M < 7$  могут быть обнаружены станциями, расположенными в узлах сетки  $50 \times 50$  км. При этом в каждом узле необходимо проводить комплексный мониторинг: сейсмический, деформационный, электромагнитный, гидрологический, геохимический, электрофизический, температурный, метеорологический и т.д. Такая многопрофильность мониторинга дополнительно подчеркивает эмпирический подход к прогнозу. Никто заранее не берется сказать, аномалии или возмущения каких полей могут наблюдаться.

Наиболее надежную информацию о сейсмотектоническом режиме несут сейсмические данные, обработка которых дает основной вклад в долгосрочный и среднесрочный прогнозы [Соболев, 1993]. Правда, точнее нужно говорить об оценке долгосрочной и среднесрочной потенциальной опасности на период соответственно от нескольких десятков лет до первых лет. Разработанные в СССР методики по долгосрочной и среднесрочной оценке сейсмической опасности позволяли, как полагают, выделить зоны с размером 100–200 км, где с вероятностью около 0.8 ожидалось землетрясение с магнитудой  $M=5,5$  и выше. По существу использовались методы оценки состояния среды по большой площади. Обзор этих данных представлен [Соболев, 1993; Соболев и Пономарев,

2004]. Однако оценить реальную эффективность этих прогнозов вряд ли возможно, так как авторы не могли дать координаты места сильного землетрясения и более точно его время.

Основные геофизические методы мониторинга носят локальный характер, отражающий изменение параметров среды в малых объемах. Эти изменения параметров среды могут быть связаны не только с сейсмотектоническими процессами, но и с метеофакторами (осадки, сезонные изменения и др.) и техногенной деятельностью. Более того, возможны существенные изменения параметров среды, отражающие как фоновый тектонический процесс, так и процессы подготовки землетрясений различной энергии. При этом последние процессы в рамках лабораторных моделей должны носить крупномасштабный характер, но на поверхности Земли проявляться мозаично (неоднородность среды, разная ее чувствительность).

Именно это было основанием для проектов по развертыванию плотной сети комплексного мониторинга. Практический же смысл имеет краткосрочный прогноз места, энергии и времени. Надежды на это связывались именно с плотной сетью мониторинга [Соболев, 1993; Моисеев, 1991]. Но возникает вопрос: как выделить аномальный ход геофизического поля? Многие полагают, что основой краткосрочного прогноза должны быть деформационные аномалии (например, работы А.К Певнева [Певнев, 2006]). Параллельно необходимы наблюдения за другими полями: уровнем воды, электрическим сопротивлением среды, геохимией, электромагнитными полями и др. Начали вводить понятие порога предвестника, т.е. два стандартных отклонения от уровня фона [Соболев, 1993; Моисеев, 1991]. Следующей задачей стало определение распределения такой аномалии по площади ( $r \sim \exp(M)$  км [Добровольский, 1984]) и во времени. Далее предлагалось оценивать прогнозную ситуацию [Earthquake..., 1990; Соболев, 1993]. Но все эти подходы носят эмпирический характер, использовался опыт предыдущих наблюдений по сопоставлению аномалий и землетрясений. В этих условиях всегда были сомнения: являются ли наблюдаемые аномалии предвестниками сильного землетрясения или они были случайными.

Следуя [Трапезников, 1993], это нетрудно доказать. Оценку и выделение аномалии необходимо делать с учетом среднего уровня фона. Здесь необходимо учитывать, что число слабых землетрясений велико (известный график повторяемости), и нет оснований считать, что слабые землетрясения не имеют предвестников вообще. Более того, слабые землетрясения могут находиться в непосредственной близости от пункта наблюдения, откуда следует, что сам фон всегда будет аномальным [Трапезников, 1993].

---

К этому нужно добавить следующее, что неоднократно отмечалось.

1. Не все места локального мониторинга оказывались чувствительными к подготовке землетрясений различной энергии. Отсутствует методология выделения мест, чувствительных к действию различных факторов. Для многих землетрясений не удалось выделить аномальных полей.

2. Многие геофизические аномалии, обусловленные метеорологическими и геотектоническими факторами, имеют одинаковую морфологию.

3. Отсутствует методология выделения фоновых и аномальных эффектов геотектонической природы. Более того, известно, что не все аномалии сопровождаются землетрясениями, аналогичные аномалии наблюдаются в асейсмичных регионах.

4. Многие аномалии, сопровождающие период подготовки и сам акт землетрясения, не чувствительны к землетрясению, т.е. как бы не замечали землетрясение [Eanthquake., 1990; Соболев, 1993; Садовский и др., 1987].

В связи с этим необходим был анализ достоверности связей аномальных геофизических полей и землетрясений. При этом всегда оставались не затронутыми вопросы, касающиеся природы сейсмичности в геологической среде, их отличия от процессов подготовки трещинообразования в лабораторном моделировании.

### **3.2 "Закономерности" проявления аномальных полей при сейсмической активности**

В последние два десятилетия проводились обобщения данных об аномальных полях, предшествующих землетрясениям. Ставилась цель выявить зависимости длительности аномалии (Т) и ее амплитуды (А) от магнитуды (М) и эпицентрального расстояния (R). Фактически это постановка задачи о прогнозе землетрясения: место, энергия, время (период опасности).

Анализ данных приводит к следующей корреляционной зависимости [Рикитаке, 1979; Зубков, 1987; Niazi, 1984-1985]:

$$\lg T = aM + b,$$

где  $a$ ,  $b$  – эмпирические коэффициенты уравнения регрессии. Насколько достоверны эти соотношения? По мнению ряда специалистов [Зубков, 1987; Добровольский и др., 1980; Tsubokawa, 1969], достоверность соотношений определяется правильностью отождествления аномалии с предвестником данного землетрясения. На самом деле отсутствует априорная информация о том, что данная аномалия является пред-

вестником конкретного землетрясения, известно лишь положение аномалии в пространстве и во времени [Трапезников, 1993].

В обобщениях данных по различным долгосрочным и среднесрочным предвестникам получен следующий диапазон значений  $a$  и  $b$  [Рикитаке, 1979; Scholz et al., 1973; Whitcomb et al., 1976; Сидорин, 1979]:  $a = 0,68 \div 1,92$ ;  $b = -(1,57 \div 1,92)$ .

Т. Рикитаке, однако, не удалось получить зависимость  $T(M)$  для краткосрочных предвестников.

В России С.И. Зубковым [Зубков, 1987] был сделан широкий анализ эмпирических связей  $T$  и  $M$  для различных предвестников (более 1000 наблюдений). Получены следующие зависимости:

$\lg T = 0,77M - 4,4$  (деформация);

$\lg T = 0,54M - 3,37$  (сейсмические волны);

$\lg T = 0,3M - 1,84$  (электросопротивление);

$\lg T = 0,18M - 2,5$  (земные токи);

$\lg T = 0,24M - 2,47$  (дебит флюидов).

При этом коэффициент корреляции был достаточно высок: (0,74–0,93). Отметим, что Т. Рикитаке и С.И. Зубков разделяли аномалии по времени появления. Этим объясняется высокий коэффициент корреляции для среднесрочных предвестников.

С.И. Зубкову также удалось установить некоторые связи между  $T$  и  $M$  для краткосрочных предвестников, но эта связь не была устойчивой: коэффициент корреляции изменялся в пределах 0,14–0,62 для различных предвестников.

Показательны также обобщения М. Ниази [Niazi, 1984-1985], который не разделял предвестники по времени их проявления. Полученные в [Niazi, 1984-1985] коэффициенты существенно отличались от данных, приведенных в [Зубков, 1987], а коэффициенты корреляции лежали в пределах 0,14–0,23. Причем лишь по параметрам сейсмического режима и времени пробега сейсмических волн данные [Зубков, 1987] и [Niazi, 1984-1985] были близки.

В работе [Niazi, 1984-1985] также анализировалось соотношение времени проявления различных предвестников и эпицентрального расстояния ( $\lg T = c \lg R + d$ , где  $c$  и  $d$  коэффициенты). Значимые коэффициенты корреляции (0,48–0,59) получены для времен пробега сейсмических волн и геохимических параметров. В целом связь между  $T$  и  $R$  была слабее, чем связь между  $T$  и  $M$ . Поэтому, учитывая возможную миграцию предвестника, целесообразно было искать тройственную связь между  $T$ ,  $M$  и  $R$  [Niazi, 1984-1985]:

$$\lg T = aM + b \lg R + c.$$

---

Было показано, что учет эпицентрального расстояния несколько улучшил корреляцию, однако значимый коэффициент корреляции (0,83) имел место лишь для времени пробега сейсмических волн.

Учитывая, что фактор деформации является определяющим в анализе ситуаций, рассмотрена тройственная связь [Сидорин, 1979]:

$$\lg T \cdot R = aM + b.$$

При этом коэффициент корреляции составил 0,88. Отсюда следовали также качественные зависимости: с ростом эпицентрального расстояния уменьшалось время проявления (опережения) деформационных предвестников землетрясения, т.е. фронт предвестника двигался от очага землетрясения. В то же время для других предвестников получалась другая тенденция [Niazi, 1984-1985]. По китайским данным, долгосрочным предвестникам свойственна миграция от очага, а краткосрочным – к очагу [Shirong Mei, 1984; Соболев, 1983-1984].

В этой связи рассматривались эмпирические зависимости амплитуды предвестника от эпицентрального расстояния. Разброс данных был очень велик, что объяснялось неоднородным строением земной коры. Однако наибольший интерес представляли данные об амплитудах деформационных предвестников. В [Сидорин, 1979] на небольшом статистическом материале была получена следующая зависимость:

$$\lg(R \cdot \varepsilon^{0,7}) = 0,48M - 5,47,$$

где  $\varepsilon$  – деформация.

Деформация слабо уменьшалась с увеличением расстояния от очага. Следовательно, возможен большой ареал распространения аномалий, связанных с деформационным процессом. Действительно, ареал распространения аномалий геофизических полей, сопутствующих подготовке землетрясений, всегда был очень большим. Например, при магнитуде  $M=7\div 8$  предвестники наблюдались на расстоянии до 1000 км [Соболев, 1993]. Весьма любопытно, что краткосрочные предвестники в среднем регистрировались на большем расстоянии, чем среднесрочные.

Какие выводы можно сделать из анализа данных взаимосвязи параметров  $T$ ,  $M$  и  $R$ . По-видимому, прав был Т.Рикитаке, в свое время предложивший разделить наблюдаемые аномалии на “предвестники” трех классов [Рикитаке, 1979].

Для предвестников 1-го класса (долгосрочные и среднесрочные предвестники) — характерна прямо пропорциональная зависимость между логарифмом времени проявления аномалии и магнитудой, а также между магнитудой землетрясения и максимальным расстоянием, на котором наблюдаются аномалии относительно очага. Для этого класса фронт распространения предвестников направлен от очага.

Для предвестников 2-го класса (краткосрочных), отсутствует значимая связь между временем появления предвестника и эпицентральным

расстоянием. Связь между магнитудой землетрясения и временем появления аномалии нечеткая. Эти аномалии возникают на расстоянии, существенно превышающем размер очага, их фронт распространяется в направлении к очагу.

Для предвестников 1-го и 2-го классов характерна общая зависимость появления предвестника (имеются в виду признаки, зависящие от изменения параметров земной коры) от места контроля (напомним пропуски многих сильнейших землетрясений).

Из особенностей полученных зависимостей делаются выводы, что предвестники 1-го класса зарождаются в области очага, а 2-го класса – вне очага, причем с формированием очага предвестники 2-го класса связаны лишь косвенно. Природу предвестников 1-го класса связывают с процессом накопления деформации и разрушением среды в локальных областях зон повышенных тектонических напряжений [Федотов, 1974]. Это общие взгляды (см. [Соболев, 1993]), развиваемые в рамках механических моделей подготовки землетрясений, но в эти представления не укладываются особенности проявления краткосрочных предвестников.

Для предвестников 3-го класса отмечен большой разброс времени проявления предвестника вне зависимости от магнитуды. Эти предвестники появляются за короткое время (часы) и носят планетарный характер (не связаны ни с местом, ни с магнитудой землетрясения). Если опять иметь в виду многочисленные пропуски землетрясений, то возникает вопрос, предвестники ли это вообще?

Как откоситься к полученным эмпирическим зависимостям? С одной стороны, они объективны, но в коэффициентах корреляции не учтены пропуски большинства землетрясений. С другой стороны, хотя число наблюдений достаточно велико, эти зависимости не могут быть использованы в текущих прогнозах. Для долгосрочного прогноза места и энергии сильных землетрясений используются сейсмологические оценки крупномасштабной тектонической ситуации: сейсмические бреши и затишья, кольцевая активность, миграции очагов землетрясений, концентрационный критерий, отдаленные афтершоки и различные комплексные сейсмологические параметры. Но, реально это только оценки долгосрочной или среднесрочной потенциальной опасности [Соболев, 1993; Федотов, 1974; Mogi, 1979; Никонов, 1975; Завьялов, 1986; Системный ..., 1995].

Остальные геофизические, гидрологические, геохимические, деформационные и электромагнитные методы отражают локальные особенности среды, но их пытаются использовать для оценки крупномасштабных ситуаций. Отражают ли они крупномасштабные процессы и подтверждают ли их? Оказалось, что может быть осуществлена

---

проверка достоверности эмпирических соотношений (Т, М, R) путем создания, например, искусственного каталога событий (случайные значения координат и времени). При этом режим сейсмичности должен удовлетворять закону повторяемости для выбранного региона. Затем, также случайно задаются координаты аномалии, ее начало и длительность [Трапезников, 1993].

Такой анализ был проведен для Средней Азии на площади 800 х 800 км за 50-летний период. В его основу закладывались правила, использованные при анализе реальных ситуаций [Рикитаке, 1979; Мячкин и Зубков, 1973]: из множества землетрясений, совпадающих с периодом условной аномалии, выбирали те, которые имели максимальную магнитуду и их эпицентральные расстояния были наименьшими к месту условной аномалии. Оказалось, что для зависимости

$$\lg T = aM + b$$

коэффициенты регрессии составляли  $a=0,82 \pm 0,96$  и  $b=2,64 \pm 2,98$  при коэффициенте корреляции 0,81. Для зависимости  $\lg R = cM + d$  коэффициенты регрессии были  $c=0,46$  и  $d=0,35$ , коэффициент корреляции 0,68. В итоге случайным образом полученные уравнения регрессии оказались близкими к наблюдаемым в реальных условиях [Трапезников, 1993]. Было также отмечено, что коэффициенты уравнений регрессии несколько менялись, если менялся наклон графика повторяемости.

Представлялось интересным сделать анализ данных для реального каталога землетрясений Средней Азии (1983–1988 гг.,  $M > 4$ ) и случайных координат аномалий и времени их проявления [Трапезников, 1993]. Было показано, что коэффициенты регрессии сопоставимы с эмпирическими, если каждой аномалии подбирать землетрясения с наибольшей магнитудой в пределах заданного радиуса относительно координаты аномалии.

У автора [Трапезников, 1993] естественно возник вопрос, как относиться к таким эмпирическим соотношениям [Рикитаке, 1979; Мячкин, Зубков, 1973; Зубков, 1987] пространственно-временных закономерностей распределения "предвестников"? Учитывая методологию выбора предвестника ([Рикитаке, 1979; Мячкин, Зубков, 1973; Зубков, 1987]), автор приходит к выводу, что при наличии региональной составляющей сейсмического процесса ошибочно можно принять аномалию тех или иных параметров среды за предвестник конкретного землетрясения. Подчеркивается, что для доказательства предвестникового характера аномалий не было других доводов, кроме того, что они примерно совпадали по времени с конкретным сильным землетрясением, а землетрясение находилось на "разумном" расстоянии от пункта наблюдений. Заключительный вывод в работе [Трапезников, 1993]: требуемое

доказательство закладывалось в исходные предпосылки. Это весьма важный вывод, на который в то время не обратили внимания.

Но самое интересное заключается в том, что весь этот анализ не противоречит реальным тектоническим ситуациям. Все наблюдаемые аномалии отражают реакцию неоднородной среды на действие внешних и внутренних сил. Региональный тектонический процесс должен сопровождаться появлением сходных аномалий в различных пунктах. Это вовсе не означает, что они являются предвестниками землетрясений. На это указывает то, что релаксационные процессы при землетрясениях не изменяют хода ряда аномалий (деформация, сопротивление, отношение скоростей волн). Кроме того, область проявления аномалий превосходит область афтершоков. Последнее существенно, так как считается, что в области афтершоков происходит накопление и разрядка упругой энергии. Поэтому развитие аномалий вне афтершоковой области не отражает однозначно их детерминированную связь с соответствующим процессом подготовки очага наиболее сильного землетрясения.

Более чем полувековой опыт мониторинга процесса подготовки землетрясений показал, что эмпирические подходы к проблеме прогноза уже выполнили свою историческую миссию. Многие уже понимают, что нельзя "искать то, не зная что" [Соболев, 1993].

### **3.3 Модели подготовки сильных землетрясений и их прогноз в рамках лабораторных представлений геологической среды**

Вопрос о физике процессов подготовки сильных землетрясений всегда был в центре внимания. В 70–80 годы наблюдался всплеск работ в этом направлении. В этот период были разработаны модели подготовки сильных землетрясений, широко известных под названиями: модель дилатантно-диффузионная (ДД), модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Brace et al, 1966; Scholz et al. 1973; Мячкин и др., 1975]. Несколько позднее предложены модель консолидации среды [Добровольский, 1992] и модель неустойчивого скольжения по разлому [Brace and Byenlee, 1966].

В основе этих моделей лежат данные лабораторных исследований монолитных образцов. Теоретической основой их служили представления физики и механики разрушения материалов. Поэтому подготовку землетрясения связывали с долговременной эволюцией процессов трещинообразования на разных масштабных уровнях. Необходимое условие этого — рост напряжений со скоростью около 1 бара в год [Соболев, 1993].

---

В основе модели ДД лежит известный эффект увеличения объема горных материалов в процессе сдвиговой деформации — эффект дилатансии [Brace et al., 1966]. В модели рассматривается три стадии. Первая стадия — упругая: происходит рост упругих напряжений, увеличивается разность главных напряжений. Вторая стадия — дилатантная: появляются трещины отрыва, объем породы увеличивается (дилатансия), в поры поступает вода, порода осушается, поровое давление падает, прочность возрастает. Третья стадия — диффузионная: осушение пород вызывает диффузию воды в зону подготовки очага, поровое давление увеличивается, прочность падает, процесс заканчивается магистральным разрывом. Однако при построении модели очага введен ряд дополнительных гипотез, не имеющих экспериментального обоснования. Так, фактически необходимо постулировать более быстрое образование (на второй стадии) дилатантной зоны по сравнению с заполнением водой из прилегающих зон вновь образованных трещин. При реальных скоростях тектонической деформации заметный эффект дилатансионного упрочнения маловероятен [Соболев, 1993]. Кроме того, в модели нельзя обосновать выполнение условий дилатансионного расширения в крупномасштабных структурах из-за неоднородного напряженного состояния среды. Модель не способна также объяснить краткосрочные предвестники.

В модели ЛНТ крупномасштабный разрыв связывают с развитием и взаимодействием большого числа трещин сдвига в гипоцентральной зоне [Соболев, 1993]. Этот процесс включает три стадии. Первая стадия — однородное растрескивание: происходит рост существующих трещин и образование новых, поля трещин взаимодействуют слабо. Вторая стадия — лавинное взаимодействие трещин, которое появляется при достижении критической плотности трещин, происходит их слияние и локализация в узкой зоне. Третья стадия — неустойчивая деформация в узкой зоне и магистральный разрыв. Модель переносит процессы подготовки разрушения лабораторных монолитных образцов на условия литосферы. Если в литосфере формируется за счет каких-либо процессов крупномасштабный "образец" (конгломерат отдельностей), то по мере его нагружения могут развиваться описанные стадии эволюции трещин. Без учета влагонасыщенности модель не может объяснить наблюдаемые значительные (до 10%) колебания свойств среды (проводимость, отношение скоростей волн и др.) [Соболев, 1993].

Модели консолидации и неустойчивого скольжения учитывают одну из основных особенностей поведения реальной горной среды: постоянное деформирование среды по границам блоков и разломам, торможение их движений, связанных с механическими зацеплениями

в граничных структурах. Причем появление механических зацеплений обуславливают действием сил тектонической природы.

В первой модели рассматривается дополнительное деформирование среды за счет механического зацепления двух или более блоков, которые образуют в дальнейшем зону консолидации. Со временем в этой зоне происходит накопление упругой энергии по аналогии с нагружением лабораторного образца. Восстановление деформирования блоков происходит после "магистрального разрыва" — сдвига. В рамках модели консолидации рассчитывались деформации в среде и обусловленные ими аномалии различных геофизических полей (уровень воды, наклоны, геомагнитное поле и др. [Добровольский, 1992]). Однако достоверность таких оценок невысока, так как среда в крупномасштабных структурах предполагалась упругой и однородной.

Во второй модели область механических зацеплений ограничена контактной зоной скольжения. Этот эффект известен из лабораторных работ, как явление "stick-slip", т.е. неустойчивая подвижка по контакту, сопровождающаяся частичным сбросом нагрузки. Но эта модель не может объяснить ни одной из описанных аномалий геофизических полей перед землетрясением.

Нами приведено описание наиболее известных моделей, которых придерживалось большинство исследователей в конце восьмидесятых годов прошлого века. Однако существуют десятки взглядов на процесс подготовки землетрясений, в той или иной мере использующих отдельные элементы изложенных моделей. Можно отметить модели В.И. Уломова [Уломов и Мавашев, 1967], Б.Т. Брэди [Brady, 1974], У.Д. Стюарта [Stuart, 1974].

В заключение представляет интерес изложить первые представления по подготовке землетрясений, выдвинутые Рейдом в 1910г. [Reid, 1910]. Взгляды Рейда отражали состояние науки того времени, в том числе в области теории прочности твердых тел. Тем не менее, Рейд предвосхитил ныне существующие общие взгляды [Соболев, 1993]. Рейд в сущности предполагал, что земная кора находится в непрерывном перемещении, а подготовка землетрясения начинается с возникновением определенного препятствия этому движению. Затем препятствие разрушается и происходит землетрясение.

Общее для всех перечисленных моделей то, что детали процесса подготовки землетрясений почти точно отражали процесс нагружения и разрушения образцов в лабораторных условиях. Это придавало моделям физическую достоверность и убедительность, но не отвечало на многие вопросы.

Во-первых, состояние горной среды в реальных условиях и многообразные процессы в ней существенно отличаются от таковых в

---

монолитных образцах в лабораторных условиях. Во-вторых, существенно отличаются сами процессы деформирования. В лабораторных условиях разрушается готовый образец, а природа должна "подготовить" образец и "машину" нагружения. Кроме того, часто перенос лабораторных результатов на геологическую среду оправдывают соображением о подобии разрушения на разных масштабных уровнях. Это было бы верно при совпадении свойств лабораторных образцов и горных пород и соответствующих условий. Однако сейсмологические наблюдения показывают, что сильные землетрясения протекают не так, как слабые [Запольский и др., 1974].

Развитые физические представления позволяли с разных позиций объяснить аномалии геофизических полей перед землетрясениями. Однако серьезных попыток (за исключением И.П. Добровольского [Добровольский, 1992]) провести количественные оценки для предвестников практически не было. С нашей точки зрения, это не делалось потому, что сразу необходимо было учитывать реальные свойства земной коры, что ставило непреодолимые препятствия перед авторами, модели которых не учитывали эти особенности. Все это порождало неопределенность в стратегии прогноза сильных землетрясений, хотя ее общая схема была предложена китайскими и японскими специалистами.

Изложим эту стратегию по Г.А. Соболеву [Соболев, 1993]. Последовательно должны решаться четыре задачи.

1) Оценивается степень опасности сильного землетрясения в конкретных регионах на основе данных о геотектонических условиях, современных движений земной коры и исторической сейсмичности. Здесь большое значение придается периоду времени от последнего сильного землетрясения в регионе (учитывается сейсмический цикл, наличие сейсмической брешы и т.д.). Итог — долгосрочный прогноз на период несколько десятков лет и более.

2) Анализируется пространственно-временное распределение среднесрочных предвестников (аномалий различных полей). На основе полученных главным образом эмпирических связей между параметрами предвестников и землетрясениями делается оценка места и магнитуды ожидаемого землетрясения. Период ожидания землетрясения определяется с точностью до первых лет или нескольких месяцев.

3) Анализируются данные наблюдений за краткосрочными предвестниками. По количеству и площади распространения предвестников оценивается вероятность землетрясения, его место и магнитуда.

4) Принимается решение о сейсмической тревоге. Используются экспертные оценки и формализованные критерии.

Стратегия дается в утвердительной форме: оценивается, анализируется, используется, находится. Физической основой всего этого

служат данные физики и механики разрушения монолитных образцов [Соболев, 1993]. Для иллюстрации этого обсуждаются стадии прогноза на условном графике накопления и сброса упругой энергии в зависимости от времени в определенном участке сейсмоактивной зоны, т.е., рассматривается период накопления упругой энергии вследствие тектонических движений и ее сброс при землетрясении. Период этого цикла относится к долгосрочному прогнозу. Далее, из опыта механики разрушения материалов в лабораторных условиях известно, что процессы трещинообразования начинаются при уровне напряжения около 50% от разрушающих. Появление различных аномалий в геологической среде относят к этому моменту. И если рост напряжений прекратится, то землетрясения не произойдет. Поэтому уже среднесрочные предвестники, как отмечает Г.А. Соболев, нельзя рассматривать как достоверные признаки землетрясения.

В рамках механики разрушения монолитных образцов краткосрочные предвестники приурочены к стадии механической неустойчивости пород, когда трещинообразование развивается самопроизвольно при уменьшении накопленной ранее энергии (результат лабораторных исследований). В этих условиях землетрясение становится неотвратимым. Но длительность этой стадии для реальных условий неизвестна.

По существу в этих физических представлениях отсутствуют критерии (характеристики тех или иных полей), отражающие различные состояния земной коры. Кроме того, эти представления противоречат известным данным об уровне снимаемых при землетрясении напряжений. Это величина порядка 100 бар, и она существенно меньше прочности пород или литостатического давления, т.е. землетрясения (даже сильные) являются всего лишь малым возмущением фонового поля упругих напряжений. Необходимо добавить, что плотность упругой энергии, снимаемой при землетрясениях, оценивается в  $10^3$ – $10^4$  Дж/м<sup>3</sup> [Садовский и др., 1987], что существенно ниже энергетической прочности материалов ( $10^6$ – $10^7$  Дж/м<sup>3</sup>). Это сопоставление еще раз подчеркивает несостоятельность чисто механических моделей, переносимых на условия земной коры.

Здесь мы видим уже свойства реальной геологической среды, а не лабораторного образца. Это давало основание для серьезной критики лабораторных моделей подготовки очага землетрясений. В начале 90-х годов были предложены две новые модели [Шаров, 1992; Пономарев, 1990], но они не привлекли широкого внимания, хотя в них содержались вопросы, от которых геофизика не должна была отмахиваться. Несколько позднее были развиты флюидометаморфогенные модели сейсмотектогенеза [Киссин, 2006; Родкин, 2006; Ребецкий, 2006].

---

Так, В.И. Шаров считал, что попытка изучить и понять очаг землетрясения лишь по записям сейсмических волн не имеет перспективы. Он сравнивал эту ситуацию с попыткой разобраться в природе молнии по регистрации звуковых волн атмосферных гроз. Очаг тектонического землетрясения представлялся им как термодинамическая система, которая не только передает различные типы механических движений среды, но и сама производит эти движения. Геологическая среда рассматривалась в виде сильно неравновесной системы, в которой в определенный момент рост внутренней энергии очага превышает его энергетические потери. При этом, по мнению автора, развивается новый режим разрушения со скоростью, превышающей скорость упругих звуковых волн. В конечном итоге разрушение завершается взрывным процессом, имеющим химическую природу. Хотя в работе не раскрываются физические и химические аспекты формирования очага, тем не менее, она вызывает определенный интерес при рассмотрении природы самого акта крупномасштабного разрушения среды. Действительно, понимание механизма разрушения может способствовать и пониманию процессов его подготовки. Основанием для этих идей являлись известные сейсмологические данные регистрации групп очаговых волн. При анализе азимутальных годографов очаговых волн было показано [Горбунова, 1983], что эти волны формируются последовательными разрывами с возрастающими во времени интенсивностями. Формирование нарастающих по интенсивности дискретных очаговых волн связывается с последовательной сменой режимов разрушения горных пород в очаге тектонического землетрясения. Сначала излучение осуществляется непосредственно упругим путем со скоростью, не превосходящей скорости упругих волн в среде. Это режим стационарного разрушения с производством минимальной энергии внутри зоны разрушения. Требование минимума производства энтропии в данном режиме реализуется здесь в минимально возможной локальной области концентрации энергии, а именно, в вершине развивающейся трещины, развивающейся в менее напряженной среде. Если процесс разрушения обрывается на этой стадии, то в разрезе земной коры формируются трещины и узкие зоны трещиноватости. Этой стадии разрушения соответствуют самые слабые импульсы продольной и поперечных волн, которые не используют для оценки энергетического класса основного события. Это лишь начальная стадия возможного крупномасштабного разрыва. Формирование же собственно крупномасштабного разрыва связывается с переходом системы в режим более интенсивного излучения, когда возрастающая скорость разрушения обеспечивает быстрый отток энергии из системы в форме ударной волны. При каких условиях возможен такой переход? Существенное значение имеет локальный уровень напряжений, со-

задаваемый тектоническим движением блоков (имеется в виду уровень напряжений в граничных структурах и переход системы к разрушению взрывного типа). Эти условия, т.е. переход к разрушению взрывного типа, могут достигаться уже при литостатических давлениях 1.5 – 2.0 кбар [Ярославский, 1982]. Возрастание скорости разрушения достигается не столько за счет увеличения скорости распространения трещины, сколько переходом от одномерной к двух-трехмерной форме разрушения. В этом смысле динамика сейсмической активности в зоне разрушения аналогична цепной топокхимической реакции, т.е. гетерогенному процессу, скорость которого лимитируется только размером пространства [Ениколапян, 1988; Беляев, 1987]. Режим детонации разрушения может поддерживаться твердотельной химической реакцией. Подчеркнем, что рассматриваемые механизмы могут оказывать существенное влияние на режим движений блочных структур.

В другой модели [Пономарев, 1990] рассматривался теплогазодинамический фактор в земной коре. Обсуждалось превращение тепла и потенциальной энергии флюида (преимущественно водяного пара) в работу. Очаг представлялся пористым котлом, заполненным надкритическим водяным паром при давлении больше критического. Накопление потенциальной энергии происходит при герметизации пористой системы за счет процессов минерализации. Автор оценивает плотность упругой энергии около  $10^9$  Дж/м<sup>3</sup>, что близко к теплоте плавления.

Перейдем к моделям сейсмогенеза, в основе которых рассматриваются флюидометаморфогенные процессы (модели И.Г.Кисина [Кисин, 2006, 2007], М.В.Родкина [Родкин, 2006а, 2006б] и Ю.Л.Ребецкого). Рассмотрим эти модели в изложении Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий, 2006, 2007].

И.Г.Кисин полагает определяющее влияние флюида и реакции дегидратации горных пород на процесс подготовки очага сильного землетрясения. Реакция дегидратации приводит к увеличению общего объема продуктов, сопровождающееся увеличением трещинно-порового пространства и объема флюида. Повышение в одном из блоков порового давления, близкого к литостатическому, приводит к гидроразрывам и впрыскиванию высоконапорного флюида в разломную зону. Этот процесс является спусковым механизмом для возникновения сильного землетрясения.

В представлениях М.В.Родкина (ФМГ-модель) метаморфические реакции дегидратации, приводящие к твердотельным превращениям, сопровождаются изменением физических свойств пород, понижением их прочности и увеличением трещинно-порового пространства. Повышение порового давления в период превращений рассматривается как один из факторов, предвещающих разрушение среды. В этой мо-

---

дели также предполагается, что область очага включает в себя мягкие включения, где произошли метаморфические реакции твердотельных превращений с образованием ультрамелкозернистых пород (милонитов), и жесткие включения, где эти реакции не произошли. Сброс энергии осуществляется при разрушении жесткого включения, дающего максимальный вклад в выделившуюся энергию, а наибольшие сдвиговые напряжения реализуются в области мягких включений.

Развитие этих представлений выполнено Ю.А. Ребецким на основе анализа прочностных и деформационных характеристик трещиноватых и хрупких горных материалов, вытекающих из лабораторных экспериментов, и реконструкции полей напряжений в геологической среде. Образцы горных пород и геологическую среду рассматривают как кулоновскую среду, т.е. это хрупкая среда с внутренними границами, где учитывается также и поровое давление. Анализ данных реконструкции природных напряжений в сейсмоактивных регионах подтверждает положения, вытекающие из самых общих представлений о поведении трещиноватых кулоновских сред. Для кулоновской среды достижение критического состояния может быть достигнуто не только за счет повышения девиаторных напряжений, но и при понижении всестороннего давления. Вторым фактором, способствующим переходу к критическому состоянию, является повышение порового давления флюида, которое также приводит к снижению эффективного давления. Рассматриваются зоны появления флюида. В моделях ДД и И.Г. Киссина флюид появляется не в зонах будущего очага, а в соседних зонах. Именно в зоне рождения флюида его давление будет большим и именно там скорее произойдет уменьшение сил трения и будут достигнуты критические условия. В ФМГ-модели рассматривается рождение флюида непосредственно в зоне очага. В тоже время известно, что процессы дегидратации, обеспечивающие приток флюида в поровое пространство, имеют низкую скорость из-за эндотермического характера процесса, поэтому ФМГ модель может объяснять лишь локализацию деформации в области метаморфизма и медленную деформацию. Поэтому автором были рассмотрены факторы, которые могут определять локальные специфические условия ускорения метаморфических реакций вплоть до взрывообразного. В связи с этим рассматривается роль автодиспергации горных пород в областях локализации сдвиговых деформаций.

Уменьшение размеров зерен первичной фазы метаморфизма и увеличение плотности дефектов в кристаллических структурах этих областей связано с дилатансионным разрыхлением, образованием и развитием микротрещин сдвига и механическим разрушением зерен. Нельзя исключить и того, что возможно также самопроизвольное дис-

пергирование за счет автохтонного распада кристаллических структур на тонкодисперсные кристаллические и полуаморфные частицы. Эти процессы резко ускоряются в присутствии жидкой фазы. При уменьшении размеров частиц до миллиметров они приобретают свойства химических соединений, и скорость диффузии резко возрастает. Это способствует более быстрому поступлению вещества в зону метаморфизма. При одновременном действии девиаторных напряжений реакция дегидратации может протекать взрывным образом.

На основе этого анализа делается вывод, что в шовных зонах разломов может развиваться структурно-динамическая неоднородность, обусловленная разной стадией деформационного преобразования вещества. Здесь выделяют области реликтового деформационно-минерального состояния, имеющими невысокую степень дилатансионной активности. Вблизи и внутри этих областей формируются узкие участки, испытавшие на исследованной стадии процесса локализацию сдвиговых деформаций и обусловленную ими высокую степень дилатансионного разрыхления. Рассматриваются три типа состояний. К первому типу относятся области, где степень диспергированности повышенный, размер зерен меньше обычного, и при относительно высокой скорости дилатансии процесс дегидратации еще развит. Это упрочненные области – жесткие включения, т.к. здесь пониженные значения кулонового напряжения при относительно высоком уровне напряжений и пониженным уровнем флюидного давления. Второй тип состояния характерен областям с высокой степенью диспергированности среды и низкой скоростью дилатансии. Здесь интенсивно идет реакция дегидратации, обеспечивающая высокое флюидное давление. Эти области – мягкие включения. С повышенными значениями кулонового напряжения. Здесь могут происходить интенсивные сдвиговые деформации (крип). Третий тип состояний – области монолитизации, где происходит увеличение размеров зерен за счет спекания (заметим, что для монолитизации, т.е. рекристаллизации, необходимо указывать температуру, давление и время процесса).

На вопрос, как происходит сейсмический разрыв, дается следующий ответ: “В процессе осуществления сверхбыстрой реакции дегидратации в одном из жестких включений начальный кинетический импульс, порожденный пластическими и квазипластическими (за счет микро-разрывов) деформациями, может привести к хрупкому разрушению близлежащей упрочненной и энергетически насыщенной зоны. Если этот процесс хрупкого разрушения будет подхвачен и в соседних упрочненных областях, то он может привести к возникновению протяженного сейсмического разрыва. Формирование такого протяженного разрыва через области с разной эффективностью энергетической разгруз-

---

ки – мягких и жестких включений – в определенном смысле подобен процессу неустойчивого скольжения в модели очага (stick-slip). Другим вариантом продолжения процесса разрушения одного из жестких включений может быть прекращение развития разрыва при его внедрении в прочную или, наоборот, менее прочную, но более пластичную (мягкое включение) область большого объема. Неустойчивость развития процесса разрушения, обусловленная пространственной неоднородностью разломных зон, определяет эти участки как зоны метастабильного состояния. Заметим, что многие факторы, используемые в качестве физических предвестников землетрясений (аномалии электромагнитных полей, изменение электрического потенциала и электропроводности), в обеих ситуациях развития процесса разрушения могут проявляться одинаковым образом“.

В последних моделях подготовки разрушения земной коры также видна заметная составляющая лабораторных представлений, хотя рассмотренные физико-химические процессу могут играть заметную роль в фоновом сейсмотектоногенезе. В связи с этим приведем целый ряд данных реального мониторинга геологической среды, показывающий недостаточность обобщения лабораторных представлений на условия и процессы в литосфере и необходимость учета новейших данных мониторинга геологической среды.

### **3.4 Анализ данных новейшего мониторинга сейсмической опасности**

Напомним, что впервые жесткая критика лабораторных подходов к проблеме землетрясений была сделана М.А. Садовским [Садовский и др., 1987; Садовский, 1987; Садовский и Писаренко, 1991]. Причем в основе критики лежали представления о реальном строении земной коры, ее свойствах, изменениях их во времени, а также отмеченные выше наблюдательные данные. М.А. Садовский подчеркивал, что необходимо понять физику всего сейсмического процесса, в котором землетрясения являются лишь малыми возмущениями. С начала 80-х годов в Российской Академии наук уже понимали недостаточность чисто механистического описания процесса подготовки землетрясений и представлений о горной среде как сплошной [Садовский и др., 1987; Садовский, и Писаренко, 1991; Николаевский, 1980]. Представления о землетрясениях как единичном акте разрушения упругой среды нельзя было согласовать с наблюдавшимся режимом сейсмичности. Как, например, объяснить гипоцентры нескольких сильных землетрясений в пределах одного очага? Как в рамках сплошной и упругой среды объяснить повторение землетрясений в одной и той же зоне

через очень короткое время (например, землетрясения в Газли или в зонах субдукции)? Являются ли наблюдаемые возмущения различных полей перед землетрясениями их предвестниками? Почему, понимая физику и механику разрушения лабораторных образцов, мы не можем прогнозировать локальное место сильного землетрясения? Можно задать и другие вопросы.

Многие наблюдения (см., например, [Рыкунов и Смирнов, 1985а,б]) свидетельствуют о высокой энергонасыщенности геологической среды, которая слабо изменяется даже при воздействии сильных землетрясениях. Однако только в конце 80-х и начале 90-х годов были получены убедительные сейсмологические и геофизические данные, подтверждающие это [Лукк и Юнга, 1994; Галаганов и др., 1994; Невский, 1994; Лукк и др., 1996; Гарагаш и др., 1986; Сидоров и Кузьмин, 1989; Николаевский и Рамазанов, 1986].

Сформулируем основные результаты этих работ: постоянное деформирование литосферы в одинаковой степени характерно для сейсмоактивных и асейсмических районов, причем скорость движений в асейсмических районах может быть выше; отсутствует прямая связь между объемной деформацией среды и плотностью потока сейсмической энергии местных землетрясений (при вариациях объемной деформации в сейсмичных и асейсмичных регионах в пределах одного порядка плотность потока сейсмической энергии местных землетрясений отличается на три порядка); показан волновой характер современных движений земной поверхности, изменения уровня воды, электросопротивления, скоростей упругих волн и др., которые в одинаковой мере характерны сейсмоактивным и асейсмичным регионам; показаны эффекты миграции очагов слабых землетрясений вдоль различных структурных нарушений, внешне отражающие процессы распространения длиннопериодных волн объемной деформации ("деформационные волны"). К этому добавим, что спектры вариаций различных полей лежат в широком интервале периодов, от часов-суток до многих лет. Все это указывает на то, что геологическая среда постоянно находится в неустойчивом (неравновесном) состоянии. Заметим, что использование здесь термина метастабильное состояние не правомерно по отношению к геологической среде., т.к. под метастабильным состоянием понимается состояние неустойчивого равновесия системы, в котором система может находиться длительное время, не переходя в более устойчивое состояние [Физический...,1966].

Для иллюстрации этих выводов приведем ряд примеров.

Первый из них касается анализа пространственно-временных изменений параметров различных полей перед Джиргатальским землетрясением 26 октября 1984г. с магнитудой  $M = 6.4$  в Таджикистане [Лукк и

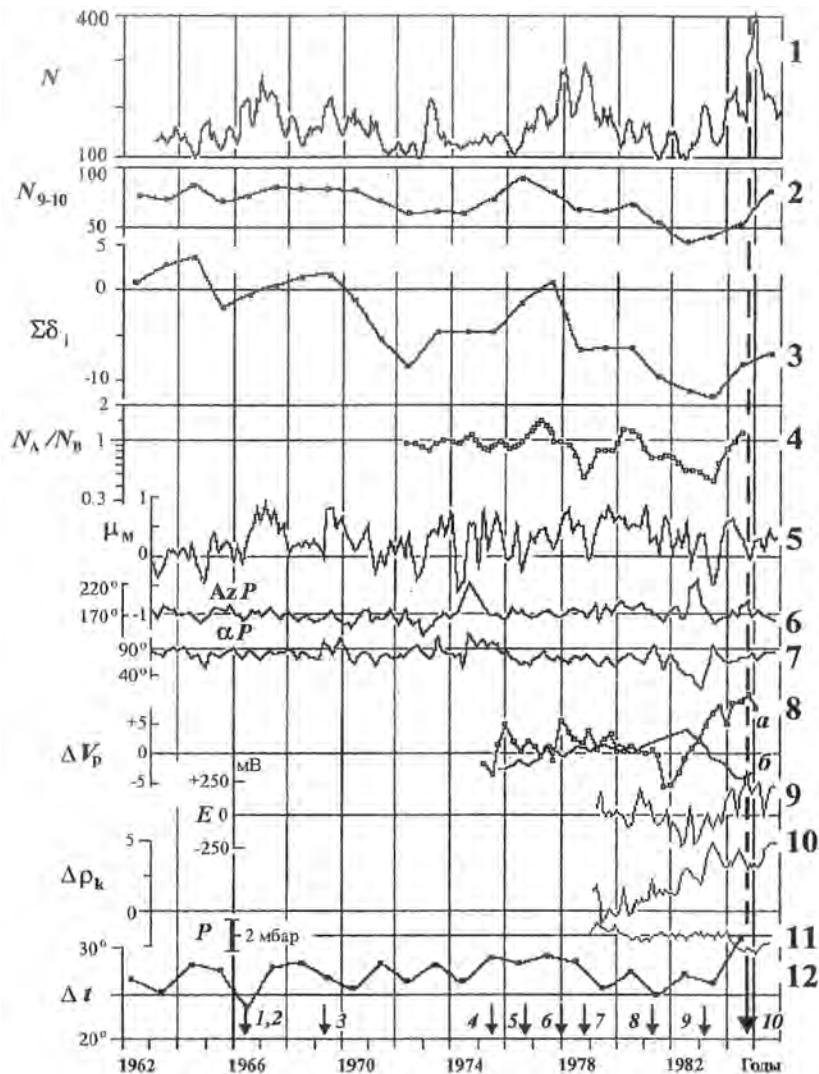
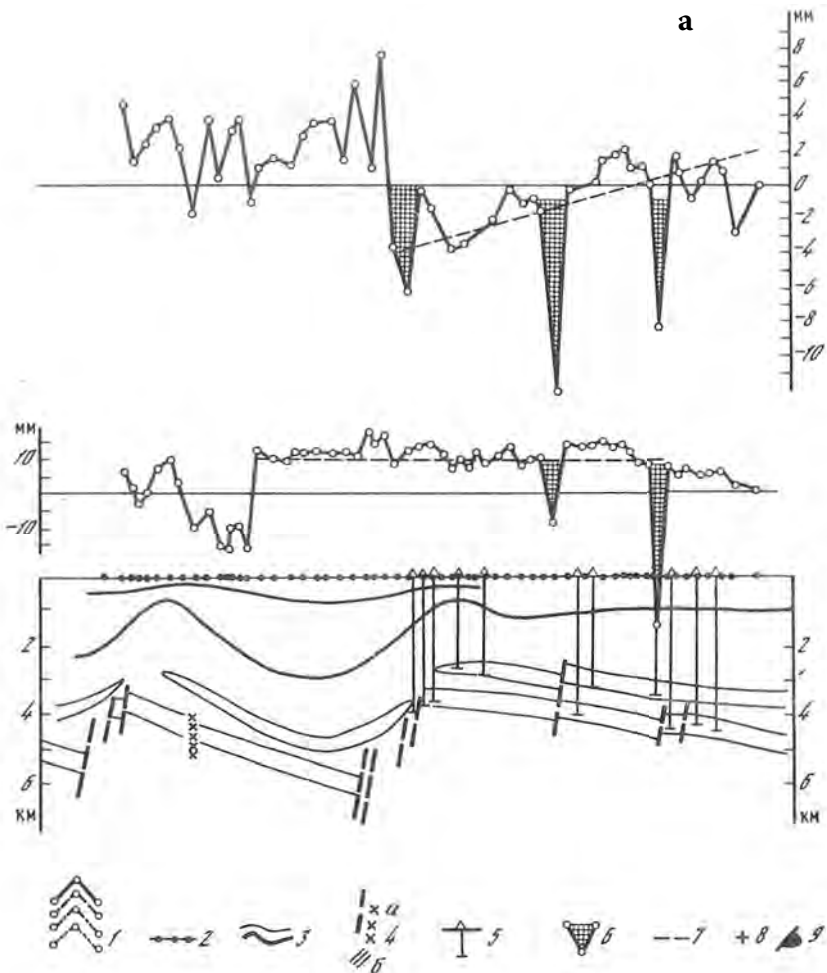


Рис. 3.1 Поведение различных геофизических параметров среды перед катастрофическим Джиргатальским землетрясением.

1. числа представительных землетрясений с  $K=7$  для всего полигона; 2. числа землетрясений с  $K=9-10$ , там же; 3. коэффициент вариации сейсмичности, там же; 4. отношение чисел землетрясений с различным типом подвижки в очаге; 5. коэффициент Лодэ-Надаи, характеризующий тип сеймотектонической деформации; 6, 7. азимут и угол наклона оси главного сжатия тензора сеймотектонической деформации; 8. уклонение от долговременных средних значений скоростей продольных волн: а – для близмеридиальной сейсмической трассы на станцию Джафр, б – для близширотной сейсмической трассы на станцию Ялдымич; 9. напряженность электротеллурического поля; 10. электрическое сопротивление; 11. атмосферное давление на метеостанции Гарм; 12. разность среднемесячных летних и зимних температур по метеостанции Ляхш; Черные стрелки 1 – 9 моменты относительно сильных землетрясений с  $M=5$ , большая черная стрелка 10 – момент катастрофического Джиргатальского землетрясения.

др., 1996]. За период инструментальных наблюдений это событие было сильнейшим на Гармском полигоне. Показано, что контуры сейсмического затишья четырежды меняли свою конфигурацию в пределах полигона, а событие произошло вне зоны последнего затишья. Причем сам полигон имеет небольшую площадь, примерно,  $80 \times 160 \text{ км}^2$ . На рис.3.1 приведены вариации различных параметров в пределах полигона за 25 лет. Казалось, что за такой длительный период наблюдений можно будет выявить надежно вариации, которые связаны с процессом подготовки данного события. Однако ретроспективно было показано наличие широкого спектра квазипериодических колебаний в различных полях и отмечена колебательная структура практически всех полей. Поэтому идентифицировать какие-либо аномалии-колебания как предвестники было невозможно. Причем основные трудности были связаны с не-



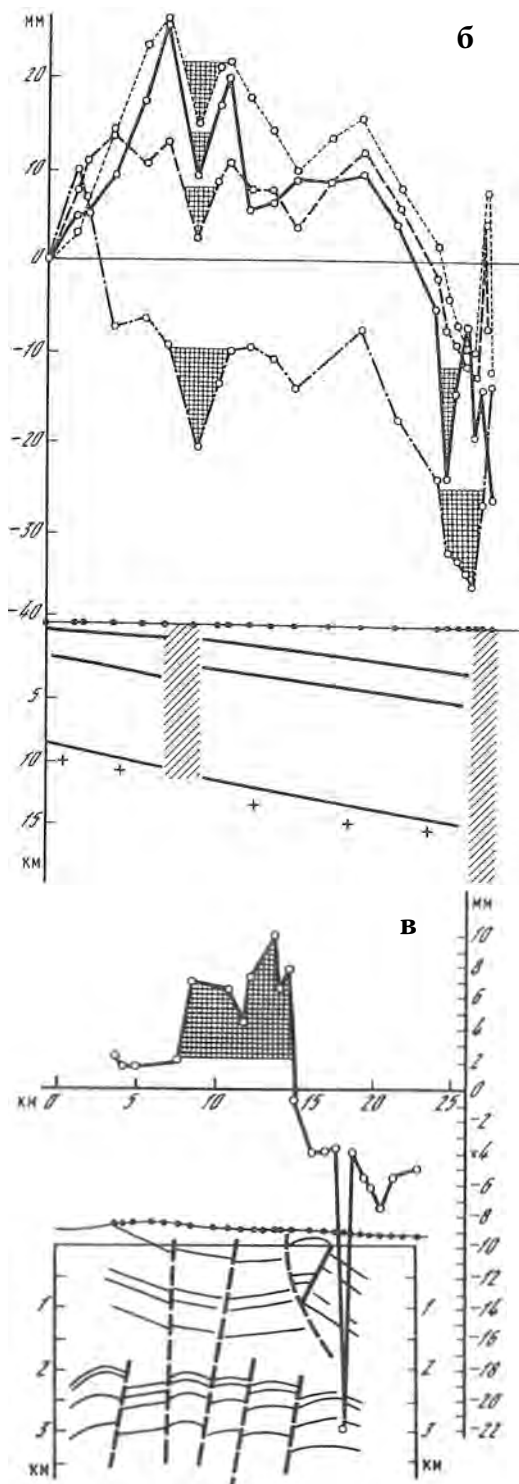


Рис. 3.2

Современные вертикальные движения земной поверхности через систему разломных зон Припятской впадины (а), Центральной части Предкопетдагского прогиба (б), Восточной части Терско-Каспийского прогиба (в).

1. кривые современных вертикальных движений земной поверхности по данным повторного нивелирования за различные интервалы времени;
2. положение пунктов повторного нивелирования на земной поверхности;
3. геологические границы между комплексами осадочных пород по данным бурения и сейсморазведки;
4. разломы в фундаменте и в осадочной толще по данным сейсморазведки (а) и глубинные разломы по геофизическим данным (б);
5. глубокие скважины;
- 6, 7. компоненты современных вертикальных движений земной поверхности:
- 6 – локальная,
- 7 – региональная;
8. кристаллический фундамент;
9. залежи нефти.

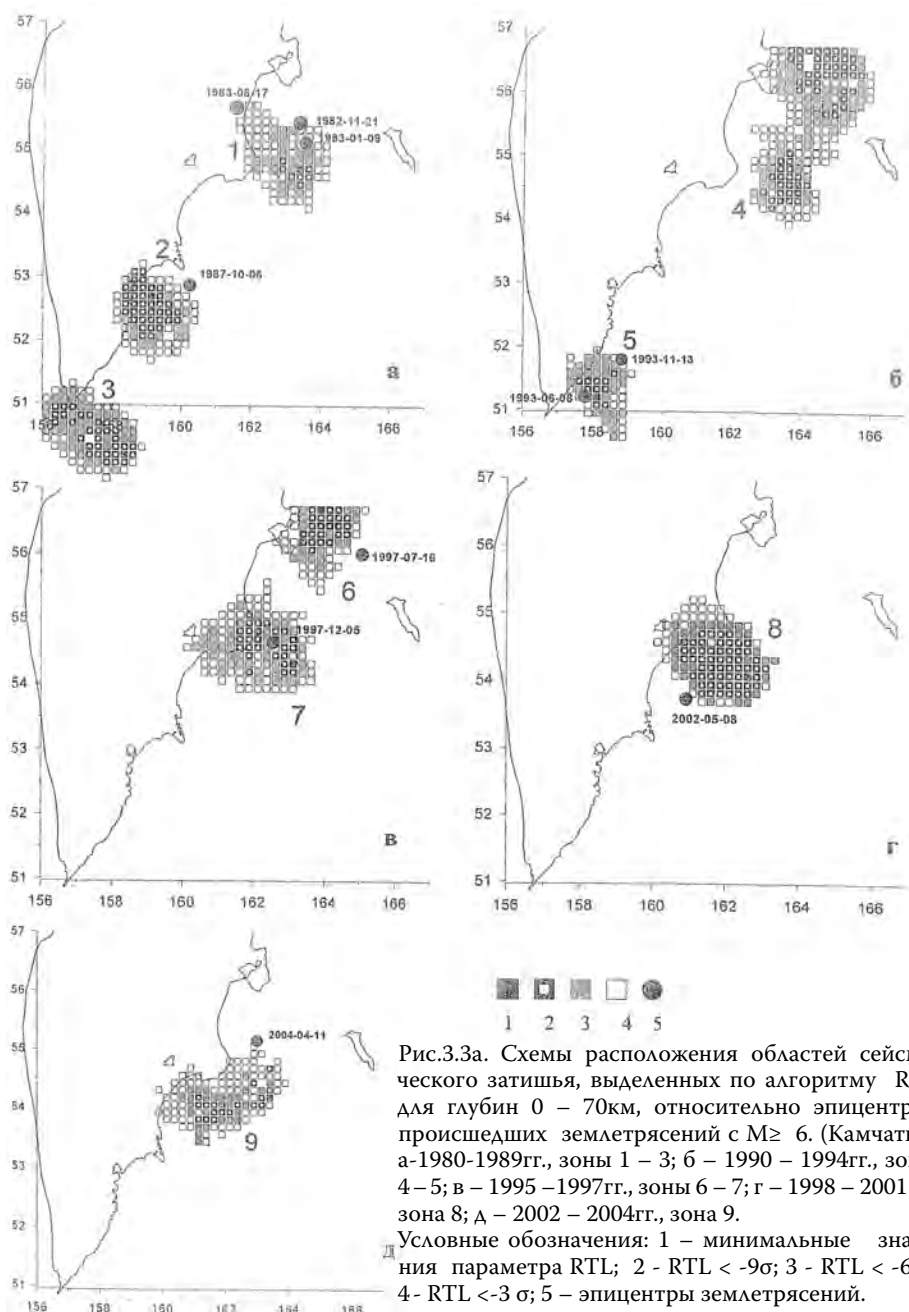
возможностью рассмотреть в рамках лабораторного подхода природу возникновения тех или других наблюдавшихся аномалий.

Второй пример отражает быстрые вариации движений коры (рис. 3.2). Показана пространственная локализация аномальных характеристик движений (ширина аномалий до 1-2км), выраженная в высокоградиентном характере движений (10-20 мм/км-год и более) и высокочастотном проявлении движений (аномалии формировались за время 0.1-10 лет). Такие вариации движений наблюдались в асейсмичных и сейсмоактивных областях. Отмечено, что интенсивность локальной компоненты движений в виде градиента скоростей в зонах разломов слабосейсмичных областей в ряде случаев были выше, чем в сейсмоактивных зонах. Авторы полагают, что локальные высокоградиентные и квазипериодические аномалии движений не связаны с временным ходом регионального поля напряжений, а скорее обусловлены флуктуациями параметров среды внутри самих разломов [Сидоров и Кузьмин, 1987].

Наблюдаемые возмущения различных полей на значительных расстояниях от сильных событий, которые нельзя назвать их предвестниками, тем не менее, указывают на то, что подготовка землетрясения сопровождается изменениями параметров среды в региональном или большем масштабах. Для примера можно привести кольцевую сейсмическую активность, сейсмические бреши или сейсмическое затишье.

В качестве иллюстрации проявления сейсмического затишья приведем анализ ситуаций по параметру RTL. Согласно модели авторов [Соболев и Тюпкин, 1996] увеличение отрицательного значения этого параметра отражает процесс формирования области сейсмического затишья, а последующее его восстановление до фонового уровня – процесс активизации. Результаты применения алгоритма RTL для оценок среднесрочной сейсмической опасности оказались весьма интересными и успешными. Приведем результаты этих исследований для Камчатки [Соболев и Пономарев, 2003; Кравченко, 2005]. Их можно обобщить следующим образом. Для событий с глубинами 0-70 км за период 1981-2004г. было выделено девять зон сейсмического затишья, в пределах которых и их окрестностях произошло семь событий с  $M > 6$ . Продолжительность сейсмического затишья составляла от 10 до 22 месяцев. События происходили в период сейсмического затишья и после его окончания. Запаздывания события по окончании сейсмического затишья достигали 4–24 месяцев. Аналогичные данные получены для событий с глубиной 30-100км. Однако здесь амплитуды аномалий были более значительны, но сильные землетрясения произошли в 10 случаях из 16. В тоже время отмечено, что закономерности, связывающие длительность сейсмического затишья, амплитуду аномалии, время ожидания (от точки минимума значения параметра до момента

события) и магнитуду последующего землетрясения, не выявлены. Более того, не обнаружены пространственные особенности параметров сейсмического затишья, отличающие место последующего землетрясения. Эти же особенности проявления зон сейсмического затишья были



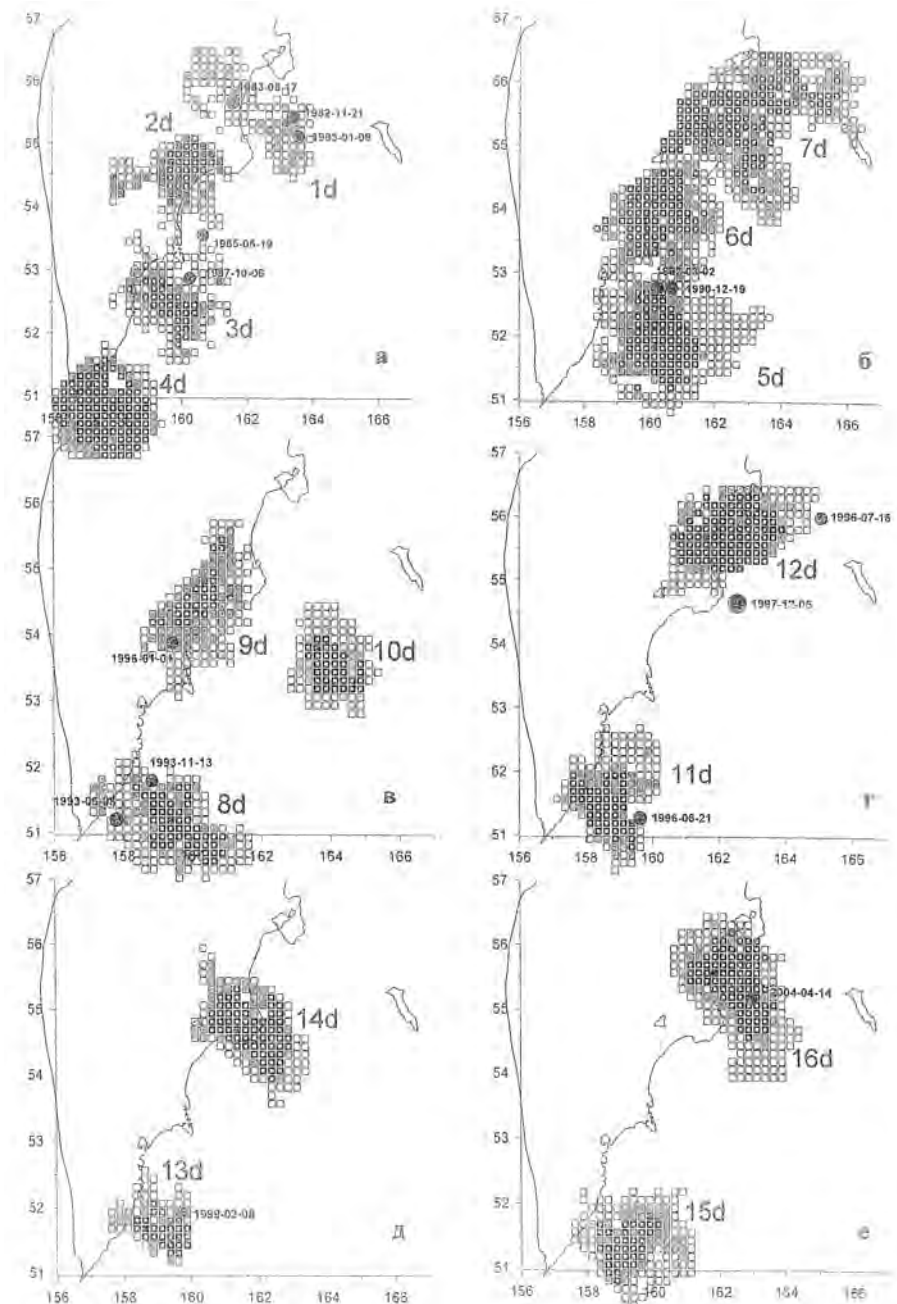


Рис.3.36 Схемы расположения областей сейсмического затишья, выделенных по алгоритму RTL для глубин 30 – 70км, относительно эпицентров происшедших землетрясений с  $M \geq 6$ . (Камчатка). а – 1980 – 1988гг., зоны 1d – 4d; б – 1990 – 1992 гг., зоны 5d – 7d; в – 1991 – 1995гг., зоны 8d – 10d; г – 1994 – 1996 гг., зоны 11d – 12d; д – 1996 – 2000гг., зоны 13d – 14d; е – 2001 – 2003гг., зоны 15d – 16d. Условные обозначения рисунка 3.3а.

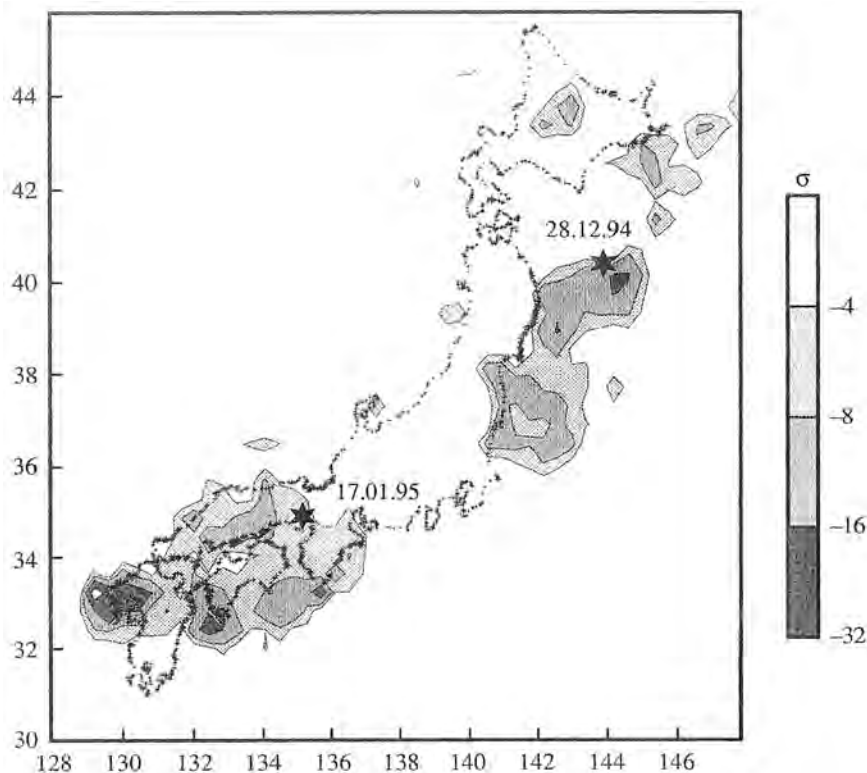


Рис.3.4. Пространственное положение зон сейсмического затишья, вычисленных по алгоритму RTL, в Японии перед землетрясением в Кобе 17 января 1995 г. (продолжительность аномалии показана на интервале в 1 год до 15 января 1995 г.).

характерны для землетрясений в Японии ( в том числе для события в Кобе 17 января 1995 г.).

Приведем характерные пространственные положения зон сейсмического затишья и эпицентров землетрясений (Рис.3.3 и 3.4). Пространственные размеры зон сейсмического затишья достигают 300-500км, а в период 1990 – 1992 гг. зона сейсмического затишья охватывала всю сейсмоактивную территорию Камчатки. Но самое интересное заключается в том, что довольно часто различные зоны сейсмического затишья Камчатки или Японии формируются в одни и те же периоды времени (например, на приведенных выше рисунках). Тогда протяженность объединенной зоны сейсмического затишья увеличивается до 1000км. В тоже время видно, что сильные землетрясения сопровождают развитие не всех зон сейсмического затишья. Очевидным является то, что развитие зон сейсмического затишья будет сопровождаться появлением возмущений различных характеристик геологической среды, положение которых будет случайным относительно эпицентра будущего

землетрясения. Можно сделать также еще один вывод. Параметр RTL имеет различные значения в локальных зонах сейсмического затишья, отражая тем самым неоднородность вертикальных, а не горизонтальных, процессов активизации сейсмического процесса и неоднозначность места реализации сильного землетрясения.

На региональные масштабы изменения напряженно-деформированного состояния при реализации сильных землетрясений указывают данные мониторинга гидрогеодеформационного поля (ГГД-поле), геоакустической эмиссии (ГАЭ) [Гаврилов и др., 2006] и некоторые другие.

В настоящее время значительный интерес представляют результаты мониторинга ГАЭ в одном из самых сейсмоактивных регионов – Камчатка. Эти результаты настолько интересны, что мы представим их более подробно. Исследованиям ГАЭ посвящено мало работ, а в выполненных исследованиях приводили в ряде случаев увеличение уровня эмиссии перед событиями средней и малой силы на расстояниях от эпицентров до 150 км. При этом измерения проводили в поверхностных слоях литосферы, где влияние фоновых факторов было значительным. В отличие от этих работ были проведены исследования в скважине на глубине около 1000 м с использованием датчиков на основе магнитоупругих ферромагнетиков [Беляков, 2000]. Скважина находится в пределах Петропавловского горста в зоне глубинного разлома северо – западного направления на удалении 15 км от береговой черты Авачинского залива. В период слабой сейсмической активности наблюдался суточный ход ГАЭ с максимумом в ночное время, причем увеличение и уменьшение активности ГАЭ совпадало с моментами восхода и захода Солнца.

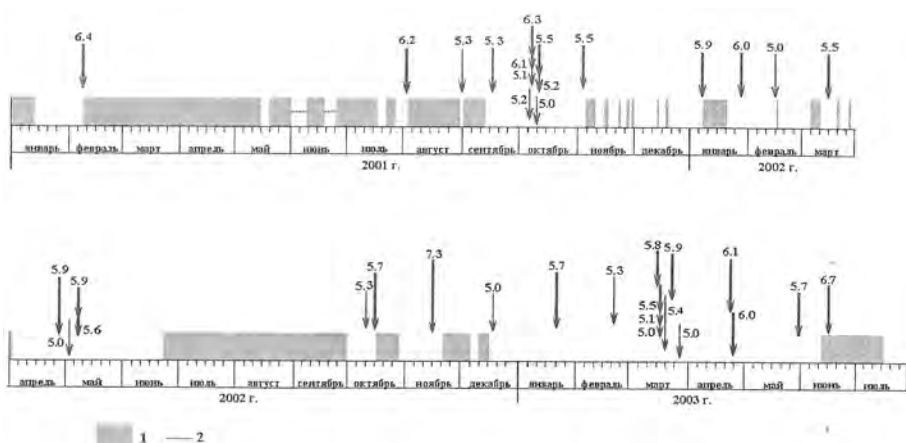


Рис.3.5. Периоды наличия и отсутствия суточного хода геоакустической эмиссии в сопоставлении с режимом сейсмичности. 1 - наличие суточного хода, 2 – отсутствие регистрации, остальное время – отсутствие суточного хода (Камчатка).

---

В периоды активизации сейсмической активности с событиями  $M > 5$  суточный ход исчезал. Периоды отсутствия суточного хода ГАЭ самые различные, от нескольких суток до нескольких месяцев (рис. 3.5). При этом наблюдаются периоды с быстрой сменой режимов присутствия и отсутствия суточных ходов, однако не во все периоды отсутствия суточных ходов ГАЭ в точке мониторинга происходили землетрясения в окружающей зоне. Обращает на себя внимание тот факт, что практически все сейсмические события с  $M > 5$  (с эпицентрными расстояниями  $R < 300 \text{ км}$ ) и с  $M > 5.5$  ( $300 < R < 550 \text{ км}$ ) происходили в периоды отсутствия суточных ходов ГАЭ. Фактически можно говорить о том, что наблюдаемый феномен присущ и отражает сейсмотектонические процессы на значительной по площади территории. В отдельные периоды времени эти зоны перекрывают зоны сейсмического затишья, выявленные по алгоритму RTL. По своей физической природе отсутствие суточного хода ГАЭ отражает также режим сейсмического затишья на более низком структурном уровне. Подчеркнем две особенности проявления феномена ГАЭ: пространственный масштаб зоны и исключительно быстрая изменчивость режима.

На большой пространственный масштаб активизации процессов подготовки очагов землетрясений указывают данные гидрогеодинамического режима. Один из первых, кто представил данные о региональном масштабе активизации сейсмотектонического процесса был Ф.И. Монахов [Монахов и Киссин, 1980] Система скважин на островах Кунашир, Итуруп и в южной части Сахалина, образующая треугольник со сторонами 230, 420 и 450 км, реагировала почти одинаковым образом на заключительную фазу подготовки сильных землетрясений в Охотском море и Тихом океане. По-видимому многие помнят аномальные изменения уровня воды в скважине и наклонов земной поверхности в конце 1978г. на Ашхабадском полигоне. Однако сильное землетрясение произошло в январе 1979г. в 400км к юго-востоку от г. Ашхабада. Гидрогеодинамический мониторинг сейсмической опасности проводится на многих полигонах мира. Этот мониторинг позволяет говорить о сейсмической опасности в ряде наблюдений, однако его информативность определяется выбором точки наблюдения. Причем сейсмическая опасность должна объявляться на большую территорию на краткосрочный или среднесрочный период. Приведем интересные результаты гидрогеодинамического мониторинга по Кавказскому [Вартанян и др., 1990] и Камчатскому [Копылова и др., 2000; Копылова, 2001] полигонам для периодов подготовки и протекания Спитакского и Кроноцкого землетрясений.

В период подготовки Спитакского землетрясения функционировала на Кавказе сеть скважин для контроля гидрогеодинамического поля

(ГГД-поля). Эта сеть контролировала регион с площадью более 500 тыс. км<sup>2</sup> (Краснодар, Ессентуки, Баку, Ереван, Батуми и др.). В период с августа 1988г. наметилось направленное развитие на северо-запад структуры растяжения в районе будущего землетрясения. До этого периода и сразу после него возникали и исчезали короткопериодные структуры растяжения и сжатия. Спитакская структура деформации увеличивалась по площади и интенсивности. К 1 декабря 1988г. удлиненная ось структуры в сторону г. Батуми увеличилась до 380–400км, а ширина структуры – около 150км. В зону структуры деформации попадали города Ленинанкан, Спитак, Батуми, Тбилиси, Кировакан и др. Максимум интенсивности аномалии и размеров структуры растяжения был достигнут за 11 часов до события. Центр геологической структуры, где наблюдалось наибольшее падение уровня воды в скважинах, находился в эпицентральной зоне будущего землетрясения.

В отличие от этих наблюдений, подготовку сильных землетрясений на Камчатском полигоне можно было контролировать лишь в отдельных локальных местах. Выделим следующее. Во-первых, наблюдалась разная реакция двух близкорасположенных скважин (Е-1 и ЮЗ-5, расстояние между которыми около 10км.) на сильнейшее Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997г.; первая скважина – увеличение уровня воды, вторая – резкое уменьшение. Это не вызывает удивление, т.к. подчеркивает различие параметров среды и случайное положение скважин относительно событий. Во-вторых. В изменении уровня воды в скважине Е-1 обнаружены быстрые вариации с продолжительностью недели – первые месяцы, предшествующие землетрясениям магнитудой  $M > 6-7$ , эпицентры которых удалены до 370км., т.е. фактически скважина чувствительна к сейсмотектоническому процессу, охватывающему весь Камчатский регион. Однако на этой же скважине по этим данным было “пропущено” сильнейшее Кроноцкое землетрясение. Общий характер изменения в 1987-1998 гг. уровня воды на скважине Е-1 показывает взаимосвязь с сейсмическим режимом (рис. 3.6). Здесь рассматривают три фазы процесса. Увеличение уровня воды, его стабилизация и последующий спад. Эти фазы локального поля ГГД связывают с параметрами RTL и количеством землетрясений  $N$  в зоне с радиусом 400 км с центром в районе скважины Е-1. Последние два параметра коррелируют между собой, что является естественным. Однако связь осредненных по пространству параметров и одного (любого) из локальных параметров не является обусловленной. В то же время быстрые вариации локальных параметров, непосредственно предшествующие сильным землетрясениям, могут быть связаны со стадией начавшегося разрушения одной из границ, число которых в блочном пространстве геологической среды может быть множественным (более подробно об этом ниже), в

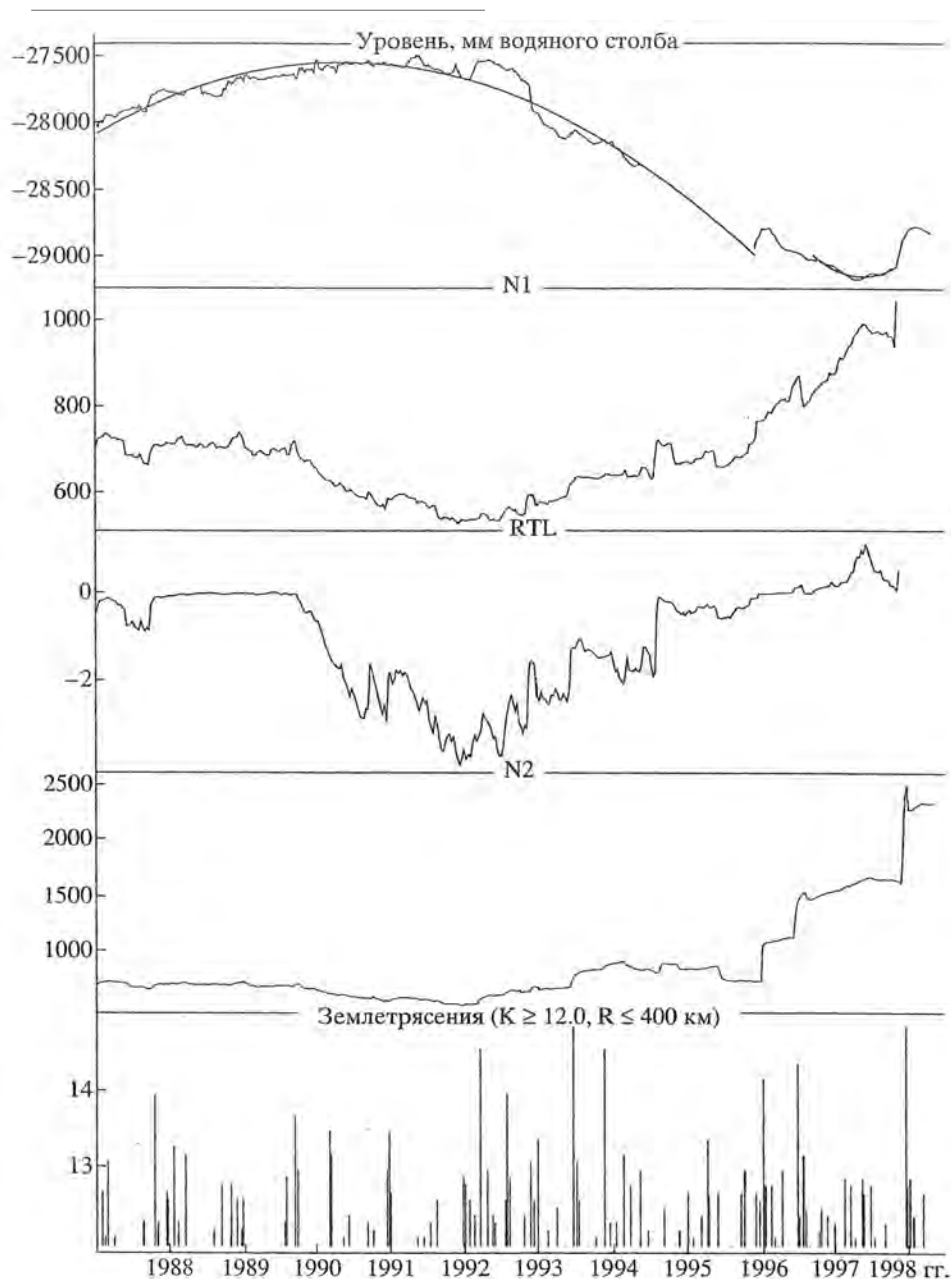


Рис.3.6. Сопоставление изменений уровня воды (скважина Е-1), параметра RTL (в зоне с радиусом 400 км от скважины и глубиной до 100 км), числа землетрясений  $N_1$  и  $N_2$  (каталог соответственно очищенный и неочищенный от афтершоков) с сейсмичностью в период с 1987 по 1998 гг.

том числе близким к точке контроля. В пользу этого предположения свидетельствуют, например, данные синхронизации сейсмогенных вариаций уровня воды в скважине Е-1 и параметров режима (дебит, температура воды, изменений концентрации компонентов химического состава) скважины ст. Пиначево (7 км западнее от скважины Е-1). Гидрогеодинамические исследования на Камчатском полигоне также показывают крупномасштабность развития активных сейсмотектонических процессов, оканчивающихся сильным землетрясением.

На пространственный масштаб зоны активизации сейсмотектонического процесса и быструю изменчивость параметров среды в краткосрочном периоде сейсмической опасности указывают данные мониторинга кинематических параметров [Славина и др., 2005; Славина и др., 1998]. Этот метод основан на контроле вариаций времен пробега продольных и поперечных волн от слабых землетрясений, локализованных в определенных областях сейсмоактивного региона. Фактически это метод трассового контроля состояния среды. Для оценки сейсмотектонической ситуации использовался мониторинг по сети сейсмических станций, причем зона контроля каждой станции ограничивалась радиусом в 250 км, в пределах которого параметр контроля не зависел от глубины и расстояния сейсмического источника. Однако анализ данных показывает, что сильнейшие события происходят также и вне этой ограниченной зоны. Например, в период заключительной фазы подготовки Спитакского землетрясения мониторинг вели по трем станциям: Дагестан, Бакуриани, Степанован. Расстояние этих станций от эпицентра Спитакского землетрясения были соответственно 350, 100, 5-10 км. (рис.3.7). Эти же три станции контролировали сильные турецкие и дагестанские землетрясения в апреле – мае 1988 г., эпицентры которых находились далеко за пределами зоны контроля. Обращает на себя внимание отсутствие возмущений в эпицентральной области Спитакского землетрясения, где находилась одна из станций. Это может указывать на то, что среда “выбрала” конкретное место этого сильнейшего события в последний момент и выбор этого места был в значительной мере случайным. Мониторинг кинематических характеристик среды также подтверждает появление значительной по масштабу активной зоны, в которой происходит сильное событие. Аналогичные данные приведены для Камчатского полигона (рис.3.8). Эти данные представляют наибольший интерес, т.к. контроль осуществляется одновременно более чем пятью – шестью станциями. Контролировались почти все сильные землетрясения Камчатки, а также землетрясения Северных Курил. Наиболее подробно анализировалось Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1987 г. Событие произошло вне зон контроля целого ряда станций, одна из станций, наиболее близко

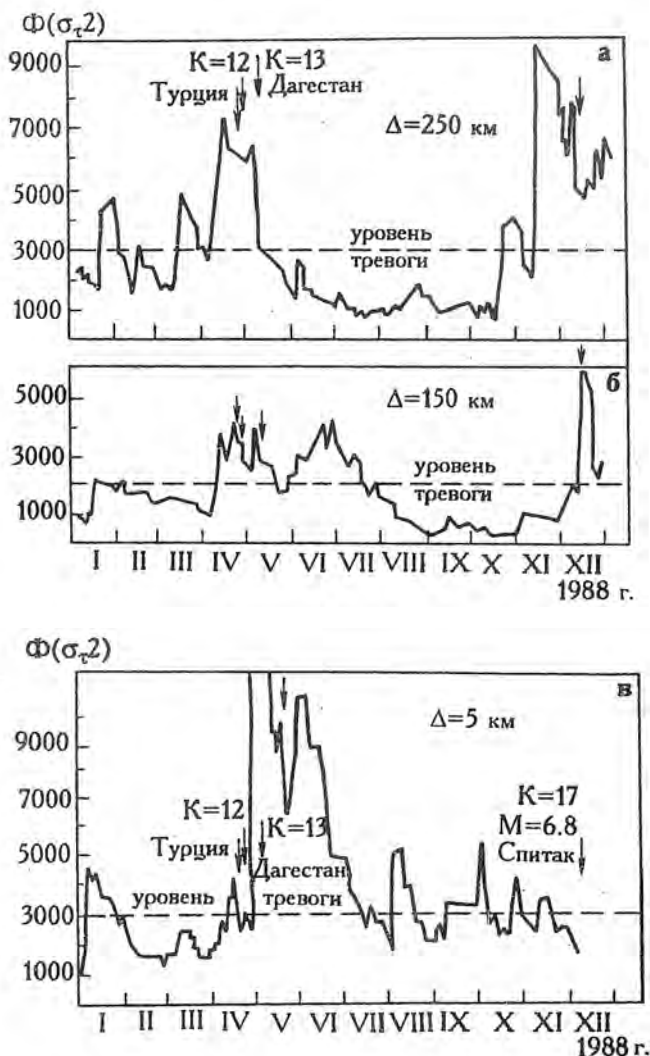


Рис.3.7 Изменение кинематического параметра при подготовке Спитакского землетрясения 7 декабря 1988г.. Станции мониторинга: а – Дагестан (ст. Дылым и Дубки), б – Бакуриани, в – Степанован. Расстояния от станций до эпицентра показаны на рисунках.

расположенная к эпицентру, не выделила возмущение кинематического параметра до события. Аналогичны наблюдения и перед Спитакским землетрясением. Авторы обнаружили, что возмущения на более отдаленной станции мониторинга появляются раньше, чем расположенной ближе к будущему эпицентру. Это очень серьезный наблюдательный факт, который заслуживает отдельного рассмотрения. Из этих данных следует неопределенность возможного места сильного события.

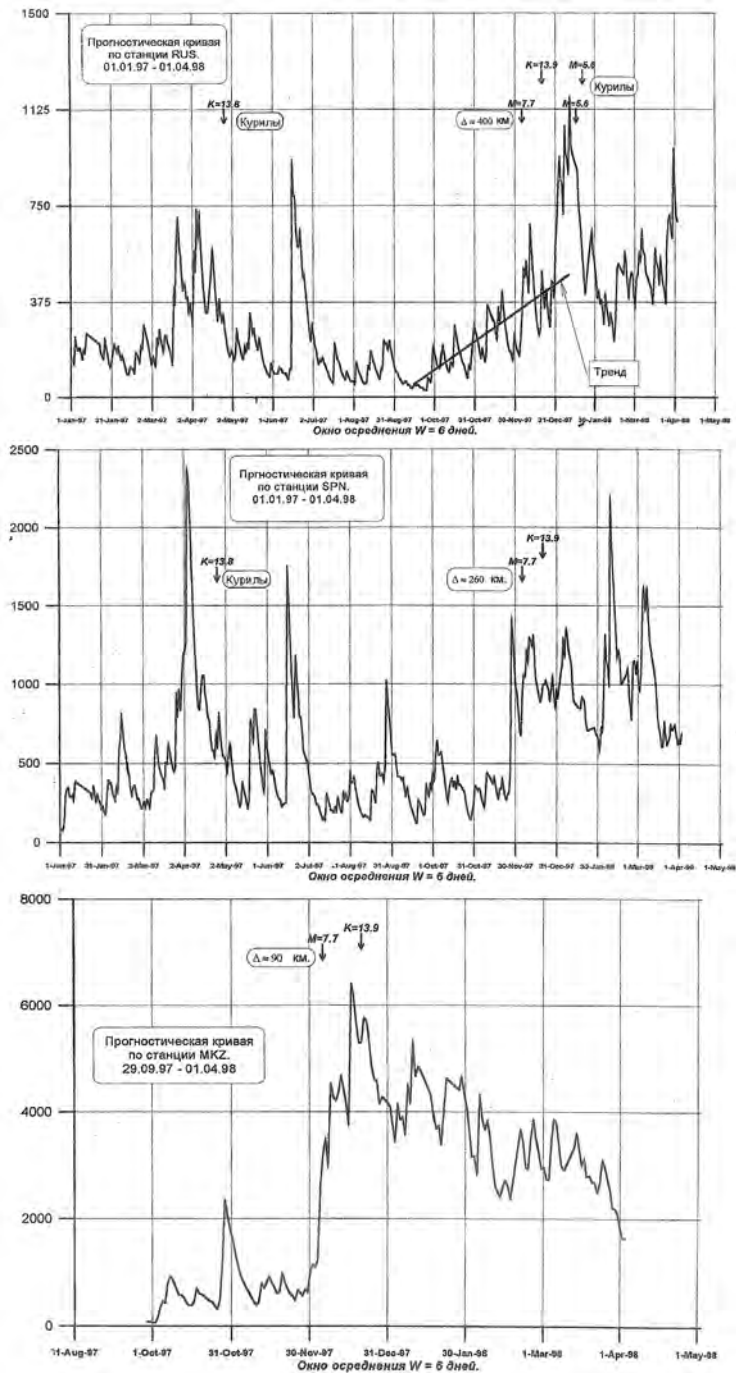


Рис.3.8. Изменение кинематического параметра в период подготовки и протекания Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997г. Станции мониторинга Русская (расстояние до эпицентра 400км), Шипунский (260км) и Мыс Козлова (90км).

---

Отметим быструю изменчивость кинематического параметра, которая не может быть отражением медленных тектонических движений или процессов метаморфизма.

Для объяснения данных новейшего мониторинга необходимо предположить существование дополнительного механизма накачки среды упругой энергией, делающей ее открытой диссипативной структурой в определении И.Р. Пригожина. Мы должны представить свойства реальной геологической среды, а не лабораторного образца. Это давало бы основание для серьезного переосмысления лабораторных представлений подготовки очага землетрясений и объяснений наблюдаемых “предвестников”. В тоже время следует подчеркнуть, что все процессы, известные из лабораторных данных, протекают и в условиях литосферы. Однако у них разный масштаб и различаются условия проявления. Безусловно, эти процессы оказывают влияние на сеймотектонический режим. Но из мониторинга следует, что существуют и другие процессы, оказывающие на среду значительно большее влияние, чем локализованные процессы в лабораторных условиях. Причем здесь очень важен масштабный эффект, не имеющий отражения в лабораторных представлениях.

М.А. Садовский [Садовский и др., 1987; Садовский и Писаренко, 1991] предложил пересмотреть взгляды на геологическую среду. К фундаментальным свойствам среды относится ее строение. Это система блоков, которые взаимодействуют друг с другом и обмениваются энергией в процессе деформирования. Основная особенность такой среды — иерархическое распределение по размерам её элементов. При этом среда сохраняет свои свойства, и сильные землетрясения вносят небольшой вклад в изменение этих свойств. Накапливаемая в объемных структурах среды потенциальная энергия диссипируется в основном по системам геологических разломов (границ). Сейсмический режим является результатом развития неустойчивых процессов в сложной дискретной среде, поэтому ему приписывается такой важнейший фактор как — случайность, являющийся существенным элементом развития деформационных процессов в геологической среде. И это должно по-новому ставить вопрос об изучении и прогнозировании сейсмического режима. Поэтому точный долгосрочный прогноз для подобных явлений, по мнению авторов [Садовский и др., 1987; Садовский и Писаренко, 1991], в принципе невозможен. Но при этом в нелинейных и неустойчивых системах возможно и обратное явление, а именно формирование упорядоченных структур, поведение которых уже поддается прогнозированию.

Качественная картина поведения системы блоков различного ранга представляется следующим образом [Садовский и др., 1987; Садовский

и Писаренко, 1991]. При фоновом диссипативном процессе движение блоков, их медленное перемещение и деформации похожи на хаос, радиус корреляции перемещения блоков мал, отсутствуют быстрые подвижки, охватывающие большие объемы. Движение блоков напоминает медленное перемещение молекул жидкости с сохранением ближнего порядка. Непосредственно перед сильным землетрясением блоки заметно сцепляются, их "несущий каркас" (т.е. совокупность блоков, несущих основную нагрузку) захватывает большое пространство, структура каркаса приобретает дальний порядок. При дальнейшем накоплении упругой энергии в рассматриваемом объеме среды плотность энергии достигает некоторой критической величины, состояние системы становится неустойчивым. Далее накопленная энергия диссипируется посредством сильных землетрясений, крипа и слабой сейсмичности, система блоков переходит в хаотическое состояние, и цикл возобновляется. При этом интересно одно замечание авторов. В зависимости от скорости поступления тектонической энергии структура малых блоков (отдельностей) подстраивается таким образом, что весь сейсмический режим, включая фоновый, протекает вблизи критических состояний. Подтверждением этому служит закон повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера, т.е. степенная зависимость диссипации энергии через землетрясения.

Это феноменологический подход, который совместно с данными мониторинга сейсмической опасности указывает на возможные перспективные направления исследований. Фактически были поставлены три проблемы, от решения которых зависит возможность построения реальной модели сейсмического процесса. Первая проблема, природа процессов, приводящих к поддержанию в среде критических состояний, т.е. энергонасыщенности среды, близкой к предельной. Вторая проблема, как в условиях предельной энергонасыщенности геологической среды, которая отражается в ее постоянной нестабильности и неустойчивости, может формироваться в граничных структурах крупномасштабный очаг будущего сильного землетрясения. Необходимо говорить также о процессах, приводящих к повторяемости и воспроизводству очагов в одних и тех же местах граничных структур. Третья проблема - физика фонового сейсмического процесса и природа быстрой изменчивости параметров среды. При рассмотрении всех возможных процессов необходимо учитывать значительный пространственный масштаб сейсмотектонического "возбуждения" зоны, в которой происходит в конечном итоге локализация крупномасштабного разрушения.

## ГЛАВА 4. ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕУСТОЙЧИВОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

### 4.1 Проблемы лабораторного моделирования

Моделирование процессов в земной коре в связи с землетрясениями всегда было сопряжено со значительными трудностями. Однако подобие разрушения в земной коре и монолитном лабораторном образце признавалось практически без обсуждений, что служило основанием переносить представления процессов подготовки разрушения лабораторных образцов на условия земной коры. То есть, фактически физическое и физико-химическое состояние образцов и геологической среды (земной коры) принималось почти идентичным или очень похожим. Так, например, рассматривался для образцов и земной коры концентрационный критерий Журкова, хотя в лабораторных условиях нагрузка и температура поддерживаются постоянными, а у земной коры рассматривается или контролируется объем с различными литостатическим давлением и температурой. Есть и другие трудности в осуществлении моделирования, обусловленные тем, что отсутствовали представления о процессах подготовки сильных землетрясений, адекватные реальным свойствам земной коры. Не рассматривались ведущие процессы, контролирующие, прежде всего, неустойчивость литосферы, проявляющуюся в широком диапазоне периодов, от часов-суток до многих лет, на различном масштабном уровне. Процессы, реализующие такую неустойчивость различных параметров, происходят в среде с постоянными или почти неизменными градиентами литостатического давления и температуры. При этом отсутствует синхронность изменения различных параметров в одной зоне мониторинга, и вариации параметров протекают непрерывно.

Реакция литосферы на действие геодинамических процессов удивительна. Эта реакция проявляется наиболее сильно на границах блоков и разломах в виде крипа и сейсмических событий, в том числе, сильнейших, что подчеркивает особую роль граничных слоев в неустойчивости среды. Результатом практически всех исследований в области физики землетрясений и строения литосферы являются данные, которые нельзя объяснить на основе механических моделей континуальной среды. Именно поэтому был поставлен вопрос о разработке новой модели геологической среды.

Напомним, что основы новой модели геологической среды (имеется в виду литосфера) были заложены Садовским [Садовский и др., 1987]. Геологическая среда состоит из системы блоков различного размера,

которые взаимодействуют друг с другом и обмениваются энергией. При долговременном действии сейсмичности, в том числе сильнейшей, свойства геологической среды не меняются, и среда сохраняет способность к воспроизводству очагов сильных землетрясений в одной и той же локальной зоне. Таким образом, мы имеем дело со средой, обладающей свойствами открытых и диссипативных систем.

Приведем дополнительно ряд факторов. На глубинах больших нескольких километров под действием литостатического давления развиваются сдвиговые напряжения, близкие к пределу упругости. Это способствует развитию дилатансии и процессов коррозионного трещинообразования. Практически выше границы Мохоровичича среда переходит в трещиноватое состояние и долговременно поддерживается в этом состоянии [Николаевский, 1982]. Еще один пример. Бухтообразные возмущения ряда геофизических полей, например, отношения скоростей продольных и поперечных волн или проводимости среды, сохраняются и после сильных землетрясений. Землетрясения не влияют на "возмущения" в среде, что также не укладывается в рамки механических моделей подготовки землетрясений.

Разномасштабность, несинхронность и широта спектра изменений различных параметров среды (твердая фаза и флюид) исключают преимущественное действие тектонических деформаций и метаморфизма. Наблюдаемые разномасштабные вариации объемно-напряженного состояния (ОНС) среды могут быть связаны с первичным изменением различных объемов твердой фазы, а не первичным движением флюида. Это означает, что на твердую фазу, находящуюся в критическом состоянии или близким к нему, действуют дополнительные силы, увеличивающие или уменьшающие потенциальную энергию упругого смещения атомов из их "устойчивого" положения, создаваемого литостатическим нагружением в кристаллических или аморфизированных структурах.

При постоянных градиентах литостатического давления и температуры в литосфере такие силы могут быть связаны с взаимодействием восходящих потоков наиболее подвижной газовой компоненты (водород и гелий) с твердой фазой. Именно восходящие потоки легких газов могут быть основным переменным фактором, контролирующим текущую неустойчивость литосферы и стимулирующим обмен энергией между отдельными элементами среды в вертикальной плоскости.

Практически все материалы, включая горные, проницаемы для водорода и гелия. Их проницаемость обусловлена растворимостью и диффузионной подвижностью. Механизмы диффузии легких газов подчиняются тем же законам, что и механизмы диффузии примесей

в растворах внедрения, т.е. зависят от размеров атомов, параметров, строения и плотности кристаллической решетки.

При имплантации водорода и гелия в различные материалы, например, [Томсон, 1971; Комаров, 1990] происходят структурные перестройки с изменением объема, аморфизация структуры, формирование газовой пористости (гидридные соединения здесь не рассматриваются). Аналогичные эффекты наблюдаются на ряде природных минералах со значительным содержанием изотопов урана и тория. Это метамиктные минералы: силикаты и сложные окислы циркония, титана, урана и др. Такие минералы длительное время сохраняют высокий уровень аморфизации, связанный с диффузией гелия в кристаллической структуре. Аморфизация фиксировалась по низкой плотности и размытию рефлексов на малых углах отражения. При этом степень аморфизации зависела от возраста минералов, которые, необходимо отметить, находились длительное время при температуре, вряд ли превышающей 50 °С. Температурная обработка приводила к быстрому восстановлению структуры [Морозова и Ашкенази, 1971]. Долговременно сохраняемая аморфизация структуры таких минералов обусловлена поддерживаемой радиоактивностью зоны за счет распада урана и тория, продуктом которого являются  $\alpha$ -частицы.

Большинство минералов и материалов горных пород, доступных для исследований, расположены в верхнем слое земной коры (до 1-2 км). Они находятся в относительно равновесном состоянии. Так, например,

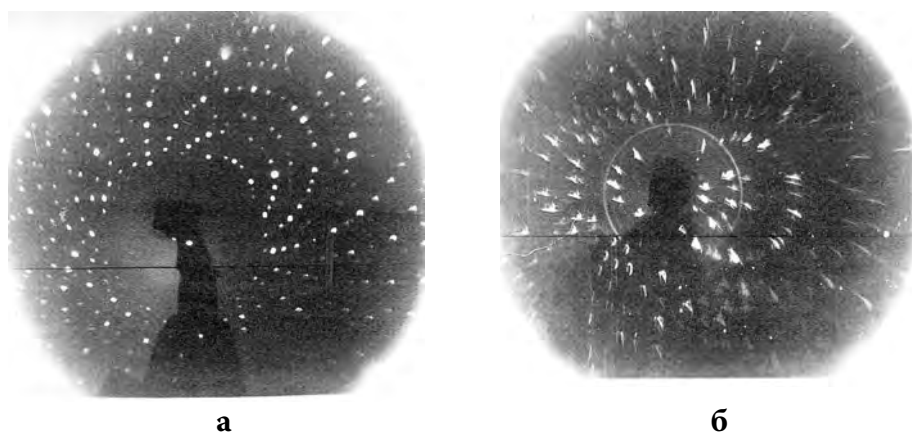


Рис. 4.1 Лауэграммы кристаллов оливина: а – исходные (в том числе после высокотемпературной дегазации), б – после термообработки в среде гелия (или водорода).

кристаллы имеют правильную, не искаженную, структуру. В качестве иллюстрации приведем лауэграмму кристалла оливина (рис.4.1а). С увеличением глубины литостатическое давление и температура увеличиваются. Однако их действие на структуры различно: литостатическое давление стремится сжать кристаллические структуры, а температурный фактор приводит, наоборот, к расширению кристаллической фазы. Причем направления максимальной сжимаемости обычно близки к ориентировке максимального теплового расширения, так что одновременное изменение температуры и давления в одном и том же направлении приводит к частичной компенсации их воздействий [Справочник..., 1969]. Оценки степени взаимной компенсации теплового расширения и барического сжатия различных минералов, присущих земной коре, показывают, что до границы Мохоровичича реальное давление компенсирует термические деформации примерно на 0.5 величины. То есть, материалы, опущенные с поверхности на глубину, например, в 40 км увеличиваются в объеме на величину, равную половине их теплового расширения [Филатов, 1987]. С глубиной градиент температуры существенно уменьшается, но сохраняется слабое увеличение градиента давления. Из оценок следует, что в кровле верхней мантии достигается компенсация теплового расширения барическим сжатием пород, и на больших глубинах породы подвергаются воздействию возрастающего давления и поэтому сжимаются [Филатов, 1987]. Реальная ситуация несколько иная. Полагают, что за счет преобладающих фазовых превращений происходит преимущественное сжатие пород, о чем свидетельствуют данные по изменению скоростей прохождения упругих волн. Однако такая картина характерна не для всех зон. До границы Мохоровичича увеличение скоростей прохождения упругих волн не является монотонным. Существуют области с постоянными скоростями, оконтуренные наклонными границами или расположенными на различных глубинах [Каракин и др., 2003]. Это указывает на протекание дополнительных процессов, связанных, прежде всего, с взаимодействием флюидов с твердой фазой.

В качестве иллюстрации роли процессов коррозионного трещинообразования в таблице 4.1 приведены данные по прочности горных материалов на сжатие в среде различных газов [Чарльз, 1963]. Пониженная прочность при 240°C в насыщенном водяном паре является следствием одновременного действия нагрузки и коррозионной атмосферы.

Неожиданная трещиноватость среды и повышенная насыщенность ее флюидом обнаружены при сверхглубоком бурении. При сверхглубоком бурении показано, что данные геофизического мониторинга не дают однозначной интерпретации состояния и состава обнаруженных границ. Так, граница на глубине около 7 км в зоне Кольской сверхглубокой

скважины, интерпретируемая как граница перехода гранит-базальт, оказалась зоной повышенной трещиноватости. Природа процессов граничной коррозии не вызывает дискуссий, однако эти процессы не могут объяснить неустойчивость и быстрые вариации параметров среды. Поэтому основным действующим фактором, контролирующим неустойчивость среды, остается взаимодействие легких газов с твердой фазой.

Таблица 4.1

**Прочность на сжатие различных горных материалов в среде различных газов**

| Материал          | Температура испытания, °С | Среда                  | Разрушающие напряжения (среднее значение), кг/мм <sup>2</sup> |
|-------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------------------------------------------|
| Гранит            | 25                        | насыщенный водяной пар | 16.0                                                          |
|                   | 240                       | ----- " -----          | 4.2                                                           |
|                   | 240                       | сухой азот             | 14.0                                                          |
| Альбит            | 25                        | насыщенный водяной пар | 17.6                                                          |
|                   | 240                       | ----- " -----          | 12.0                                                          |
| Сподумен          | 25                        | ----- " -----          | 27                                                            |
|                   | 240                       | сухой азот             | 40                                                            |
|                   | 25                        | ----- " -----          | 58                                                            |
|                   | 240                       | насыщенный водяной пар | 22                                                            |
| Роговая обманка   | 25                        | ----- " -----          | 22                                                            |
|                   | 240                       | ----- " -----          | 10                                                            |
| Бразильский кварц | 25                        | ----- " -----          | 36                                                            |
|                   | 25                        | сухой азот             | 58                                                            |
|                   | 25                        | насыщенный водяной пар | 36                                                            |
|                   | 240                       | ----- " -----          | 25                                                            |
|                   | 240                       | сухой азот             | 45                                                            |

Выше границы Мохоровичича легкие газы растворены во флюиде и твердой фазе. Их восходящий поток обусловлен градиентами напряжений и температуры и происходит по каналу твердое тело-флюид-твердое тело-флюид. Ниже границы Мохоровичича поток легких газов может осуществляться только через твердую фазу за счет диффузии. Во флюиде растворены, кроме He и H<sub>2</sub>, различные газы, включая молекулы OH, CH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>... Адсорбция и диссоциация этих молекул на поверхности трещин может приводить к дополнительной концентрации водорода, проникающего в твердую фазу.

За счет проникновения и диффузии водорода и гелия в кристаллических структурах создается деформация, причем аналогичная ситуация развивается и в горных материалах [Гуфельд и др., 1993]. При этом изменяются многие свойства материалов, включая физико-механические, однако материалы сохраняют свои генетические особенности. Структурные изменения за счет диффузии легких газов в материалах, с

элементами которых они в структуре не взаимодействуют химически, не требуют критических значений Р-Т параметров (в отличие от фазовых переходов), могут протекать в широком диапазоне температур, в том числе нормальных. При выходе газов из кристаллических структур или их коагуляции внутри структур в порах происходит восстановление параметров структур, т.е. возвращение к "начальному" состоянию.

С учетом выше изложенного становится ясным, что в лабораторных условиях может быть осуществлено моделирование неустойчивости горных материалов при диффузии в них легких газов. Очевидным является то, что неустойчивость горных материалов будет обусловлена параметрами кристаллической структуры при соответствующих Р-Т условиях. Природа процессов взаимодействия легких газов с материалами в мантии требует отдельного рассмотрения.

## 4.2 Методические вопросы

Имплантация гелия и водорода в различные образцы горных материалов осуществлялась на основе термической активации, хотя гелий и водород могут проникать в кристаллические структуры и при температурах существенно меньших нормальной. Исследование проводилось на следующих горных материалах: оливин, пироксен, лерцолит, гарцбургит, кварцит и др. (образцы для исследований были любезно предоставлены Ю.С. Геншафтом и А.Ф. Грачевым, которым авторы экспериментов выражают искреннюю признательность). Выбор условий имплантации определялся фугитивностью кислорода в газовой среде, т.к. в горных материалах присутствовал элемент – железо с переменной валентностью, способный образовывать окислы с различным отношением кислород-элемент. Железо входит в состав, например, оливина в форме двухвалентного катиона. В условиях окислительной среды катион железа может окисляться до трехвалентного. Расчеты показали, что в области температур ниже 1200°C без буферных смесей реакции в инертных газах и среднем вакууме будут окислительными. Поэтому имплантацию в материалы гелия и водорода проводили при температуре 1300°C. Предварительно образцы обезгаживались при этой температуре в безмасляном вакууме  $10^{-7}$ – $10^{-8}$  бар. Имплантация газов осуществлялась при различных давлениях гелия – 0.5-1.5 бара и 200 бар, водорода – 40 бар. Приведем основные результаты исследований по [Гуфельд и др., 1996; Gufeld et al., 1997; Гуфельд и др., 1993, 1998]. Отметим, что основные исследования поведения структуры выполнены при имплантации гелия. При этом имеются основания полагать, что анализ данных может быть перенесен на следствия имплантации в материалы водорода.

### 4.3 Структурные и петрографические исследования

Структурные исследования проводили на рентгеновском дифрактометре на  $\text{CuK}_2$  излучении. Юстировка дифрактометра осуществлялась по стандарту-эталоны образца кварца. Точность определения параметров кристаллической решетки составила по направлениям "а" –  $\pm 0.002 \text{ \AA}$ , "b" –  $\pm 0.004 \text{ \AA}$ , "с" –  $\pm 0.003 \text{ \AA}$ .

Исследования параметров кристаллической решетки исходных образцов кристаллов оливина показали близкие параметры (оливин, выделенный из байкальского лерцолита и гарцбургита). Однако у образцов оливина монгольской партии обнаружены две фазы, отличающиеся параметром "а", например:

$a_1 - 4.677 \text{ \AA}$  и  $a_2 - 4.766 \text{ \AA}$  или

$a_1 - 4.670 \text{ \AA}$  и  $a_2 - 4.765 \text{ \AA}$

Электронно-зондовый анализ зерен оливина показал, что вариации содержание железа не превышало 0.5%. Поэтому особенности кристаллической структуры монгольского оливина обусловлены не микронеоднородностью состава, а термической предысторией, связанной с составом окружающего флюида. В таблице 4.2 приведены параметры кристаллической структуры образцов оливина, как исходных, так и после дегазации. На ряде образцов после дегазации появилось две оливиновые фазы с различными параметрами "а". Лауэграммы на просвет исходных и после дегазации образцов оливина фиксировали правильную, почти неискаженную, симметрию кристаллов (см., например, рис. 4.1а).

Таблица 4.2

**Изменение параметров структуры оливинов после обезгаживания. Безгелиевый вакуум  $4 \cdot 10^{-8}$  бар,  $T = 1300^\circ$**

| Тип Оливина               | Параметры структуры, $\text{\AA}$ |          |          |                 |          |          |
|---------------------------|-----------------------------------|----------|----------|-----------------|----------|----------|
|                           | Исходные                          |          |          | После обработки |          |          |
|                           | <i>a</i>                          | <i>b</i> | <i>c</i> | <i>a</i>        | <i>b</i> | <i>c</i> |
| Из Байкальского лерцолита | 4.800                             | 10.210   | 6.000    | 4.753<br>4.670  | 10.200   | 5.972    |
| – « –                     | 4.800                             | 10.230   | 5.987    | 4.770           | 10.220   | 6.013    |
| Из гарцбургита            | 4.776                             | 10.210   | 5.990    | 4.776<br>4.677  | 10.190   | 5.990    |
| – « –                     | 4.776                             | 10.210   | 5.990    | 4.775           | 10.206   | 6.006    |
| Монгольский               | 4.768<br>4.678                    | 10.250   | 6.001    | 4.763<br>4.701  | 10.210   | 6.013    |
| – « –                     | 4.678                             | 10.210   | 6.008    | 4.706           | 10.220   | 6.013    |

Параметры структуры и симметрия кристаллов оливина и пироксена резко менялись после термообработки в среде гелия и водорода (таблица 4.3). Наблюдалось уменьшение периода решетки по направлению "а" и

Таблица 4.3

Изменение параметров структуры оливина и пироксена после термообработки в среде гелия и водорода

| Материал              | Р, бар<br>газ<br>время, ч   | Параметры структуры Å |        |       |                 |                  |       |
|-----------------------|-----------------------------|-----------------------|--------|-------|-----------------|------------------|-------|
|                       |                             | До обработки          |        |       | После обработки |                  |       |
|                       |                             | a                     | b      | c     | a               | b                | c     |
| Оливин из лерцолита   | 1.5<br>He<br>1              | 4.760                 | 10.210 | 6.000 | 4.630           | 10.210           | 6.000 |
| Монгольский оливин    | 1.0<br>He<br>1              | 4.666                 | 10.210 | 5.990 | 4.749<br>4.670  | 10.180           | 5.972 |
| -«-                   | 1.0<br>He<br>2              | 4.765<br>4.677        | 10.210 | 6.001 | 4.720<br>4.660  | 10.220           | 5.005 |
| -«-                   | 1.0<br>He<br>10             | 4.765                 | 10.210 | 6.001 | 4.751<br>4.742  | 10.210<br>10.230 | 6.003 |
| -«-                   | 100.0<br>He<br>1            | 4.775<br>4.670        | 10.220 | 6.008 | 4.751<br>4.742  | 10.210<br>10.230 | 6.003 |
| -«-                   | 40.0<br>H <sub>2</sub><br>1 | 4.766<br>4.677        | 10.250 | 6.008 | 4.751<br>4.670  | 10.212           | 5.004 |
| Пироксен из лерцолита | 1.0<br>He<br>2              | 18.300                | 8.900  | 5.200 | 18.290          | 8.900            | 4.970 |

небольшие изменения периодов по другим направлениям. После термообработки в среде гелия фиксировалось образование двух фаз оливина, отличающихся параметром "a". Это подчеркивает существенную роль флюида в изменении параметров структуры. Термообработка в среде гелия и водорода приводила к аморфизации структуры, размытию рефлексов на малых углах, изменению интенсивности рефлексов и асимметрии отдельных отражений. Увеличение времени выдержки в среде гелия или водорода не является стабилизирующим фактором.

На рис. 4.16 приведена типичная лауэграмма кристалла оливина после выдержки в среде гелия или водорода. Появился ярко выраженный эффект текстуры деформации, подобно той, которая возникает при механическом нагружении кристалла. Локальные напряжения в структуре, рассчитанные по рентгеновским данным, достигают величин порядка 1 кбар.

Заметная деформация кристаллической структуры пироксена и оливина после имплантации гелия и водорода сопровождается уменьшением объема решетки: оливина – на 1-3%, пироксена – до 6%. Еще более заметные изменения структуры кристаллов происходят при термической активации в условиях повышенных давлений газа. Здесь выделены также сверхструктурные линии (обусловленные образованием водородных и гелиевых подрешеток) и значительные изменения

параметров решетки по всем трем направлениям (рис. 4.2, табл. 4.3). Отметим, что имплантация гелия в структуру эталонного образца кварца приводила к увеличению объема кристаллической решетки до 1-1.5%.

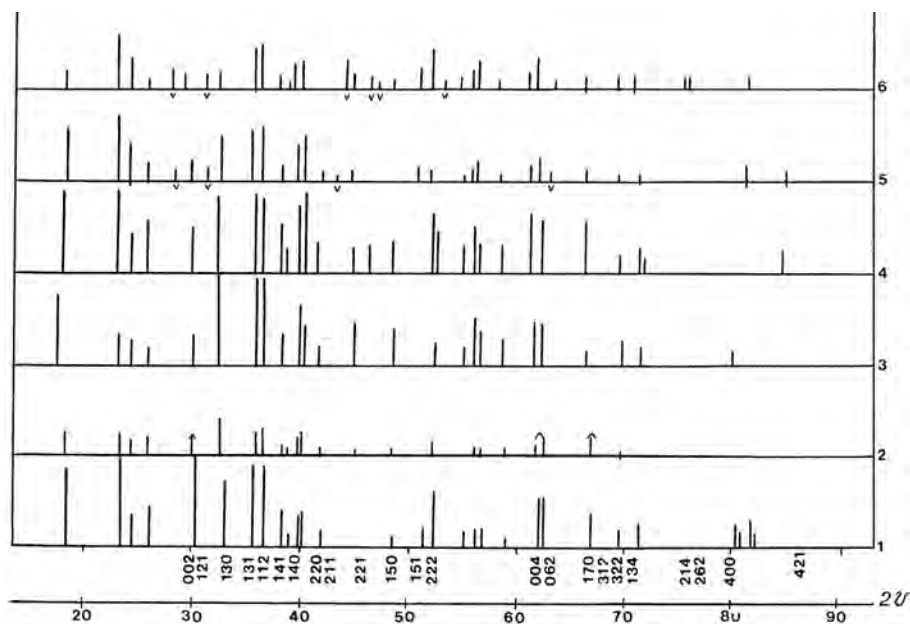


Рис 4.2. Штрих-диаграмма рентгеновских отражений монгольского оливина после термообработки в среде гелия и водорода: hkl – индексы плоскостей отражения,  $2\theta$  – угол отражения, – рефлексы размыты, ассиметричны. 1 – исходный образец; 2, 3, 4 – отжиг в среде гелия при давлении 1 бар ( $10^5$ Па), время соответственно 10, 5 и 2 часа; 5 – термообработка в среде гелия, давление 100 бар, время 1 час; 6- термообработка в среде водорода, давление 40 бар, время 1 час;

Структурные изменения при имплантации в материалы гелия происходили также при его весьма низкой концентрации в камере ( $10^{-7}$  бар) – гелиевый вакуум (до вакуумирования камера была заполнена гелием при нормальной давлении). Имплантация гелия в материалы реализуется и при невысоких температурах. На рис.4.3 приведены изменения параметров "а" и "с" оливина непосредственно в процессе насыщения гелием при ступенчатом повышении температуры. Первичная имплантация произошла при температурах ниже  $200^\circ\text{C}$ , а наиболее активная фаза насыщения – при температурах выше  $800^\circ\text{C}$ .

Интересны результаты петрографических исследований оливина после имплантации водорода и гелия. Отличительной особенностью исследуемых образцов был определенный цветовой оттенок. После дегазации оливина и имплантации водорода в оливин петрографически эти образцы не отличались от исходных (рис. 4.4а). На начальных

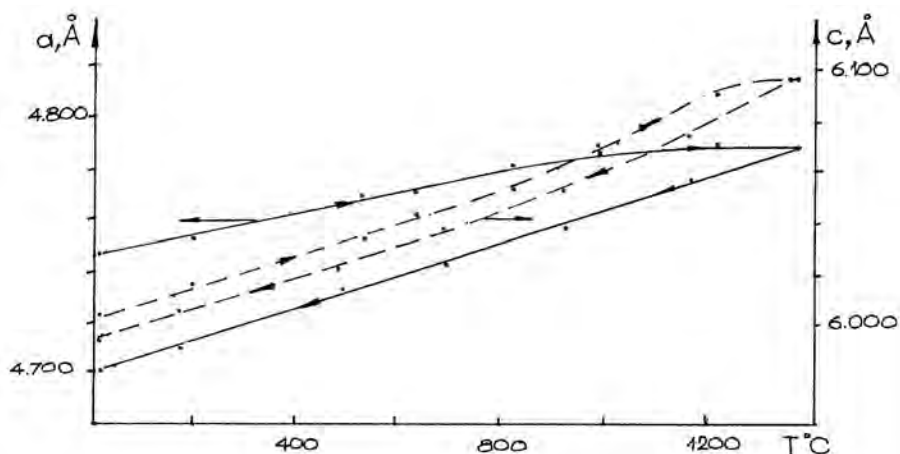


Рис. 4.3. Изменение параметров кристаллической решетки "а" и "с" оливины в процессе насыщения гелием в зависимости от температуры (нагрев и охлаждение).

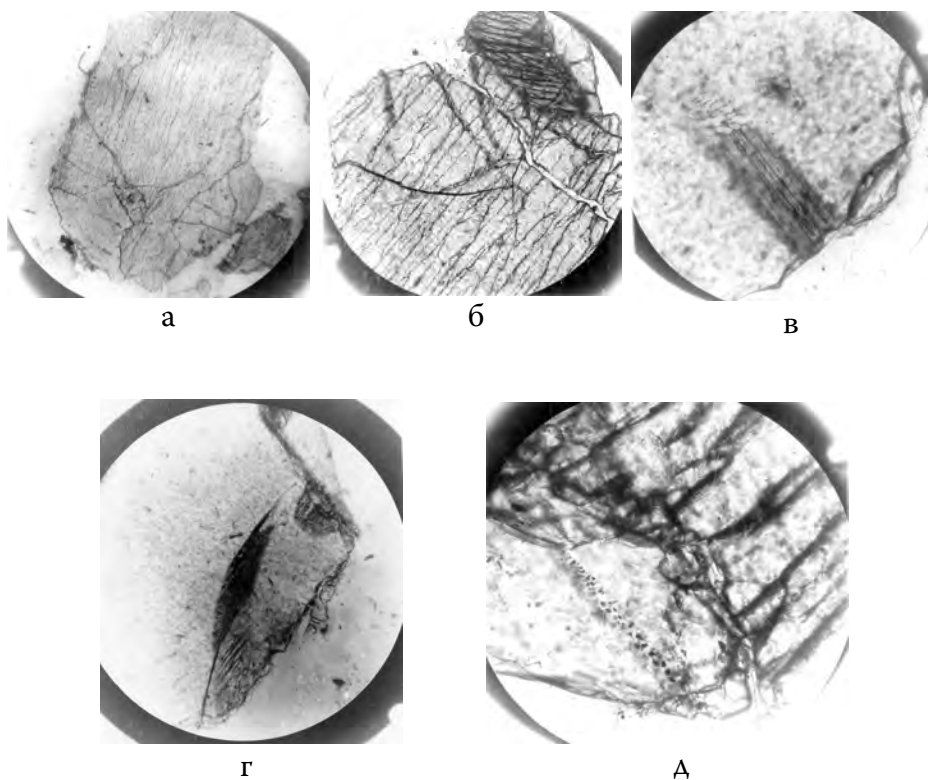


Рис. 4.4 Микроструктуры оливины. а – исходные образцы, х 60; б, в, г, д – после термообработки в среде гелия, увеличение соответственно 120, 600, 400, 600. Пояснение по тексту.

стадиях имплантации гелия на образцах появились полосы "бурого" цвета, идущие в одном кристаллографическом направлении от поверхности образца или зерна в глубину (рис. 4.4б), причем степень потемнения полос падает от поверхности к центру зерна. С увеличением времени имплантации полосчатость зерен усиливается, цвет темнеет. В полосах проявляется тонкая структура, т.е. они представляют пачку параллельных линий – линейчатых структур с определенной ориентацией (рис. 4.4в). Такие структуры отражают "струйное" течение гелия (рис.4.г). В полосах обнаружены поры, вытянутые в цепочки (рис. 4.4д). Наблюдаемые оптические эффекты обусловлены процессами искажения кристаллических структур при имплантации гелия, проникающая и дефектообразующая способность которого максимальна даже по сравнению с водородом. "Струйное" течение легких газов сопровождается деформацией, что хорошо видно по проявлению дислокационной структуры (рис. 4.4в). Мы полагаем, что водороду в горных материалах также характерно "струйное" течение.

#### 4.4 Газонасыщенность и кинетика выделения газов

При масс-спектрометрическом мониторинге газовой выделения идентифицировались следующие соединения:  $H_2$ , He,  $N_2$ ,  $H_2O$ , CO,  $CH_4$ ,  $CO_2$ . Определялась скорость газовой выделения в режиме непрерывного нагрева образцов в вакууме. Характерной особенностью процесса дегазации на исходных образцах, т.е. образцах длительное время находящихся при нормальных РТ условиях или близких к ним, было быстрое нарастание скорости выделения всех газов до 400–500°C, а затем уменьшение скорости (рис. 4.5, 4.6). Этот пик совпадает с проявлением эндотермического эффекта, обусловленного испарением сорбированной влаги и разложением кристаллогидратов. Характер газовой выделения из габбро, кварцита и оливина для различных газов показан на рис 4.7. Заметим, что образование молекул происходит уже не на поверхности материалов, после чего происходит их десорбция.

После насыщения образцов водородом и гелием кинетика выделения газов существенно изменяется. Покажем это на примере оливина. Отметим, что почти монотонная зависимость скорости дегазации сменяется резко немонотонной, точнее прерывистой для большинства контролируемых газов, в том числе для гелия (рис. 4.6, 4.8, 4.9, 4.10). Обнаружены следующие особенности насыщения образцов гелием и водородом и последующей дегазации:

1. Отсутствуют закономерности в кинетике выделения гелия в зависимости от времени насыщения образцов. Увеличение времени насыщения гелием не приводило к росту его концентрации в образ-

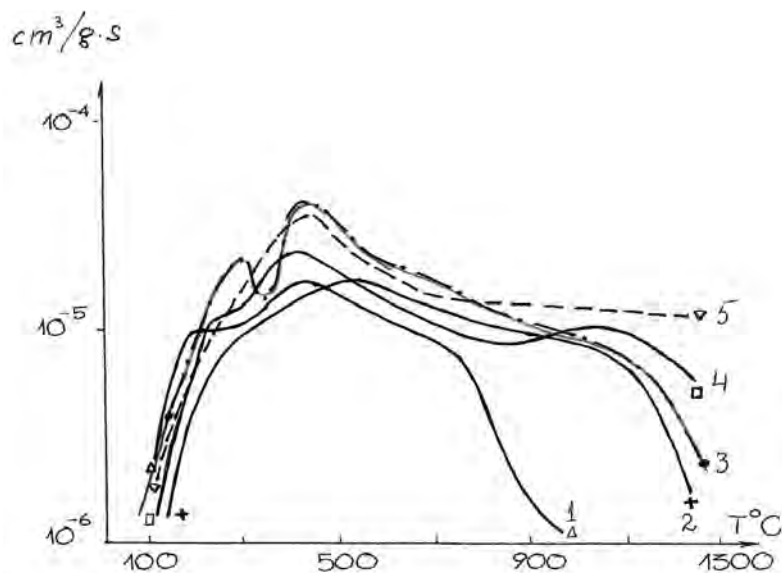


Рис. 4.5. Зависимость скорости выделения водорода и азота из лерцолита, гарцбургита и монгольского оливина от температуры. Водород: 1 – лерцолит, 2 – гарцбургит, 3 – оливин монгольский. Азот: 4 – лерцолит, 5 – монгольский оливин.

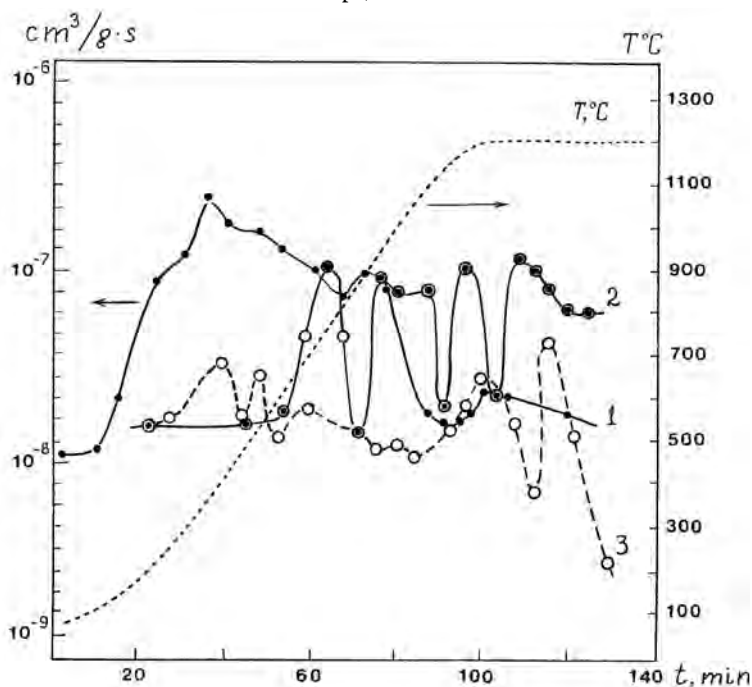
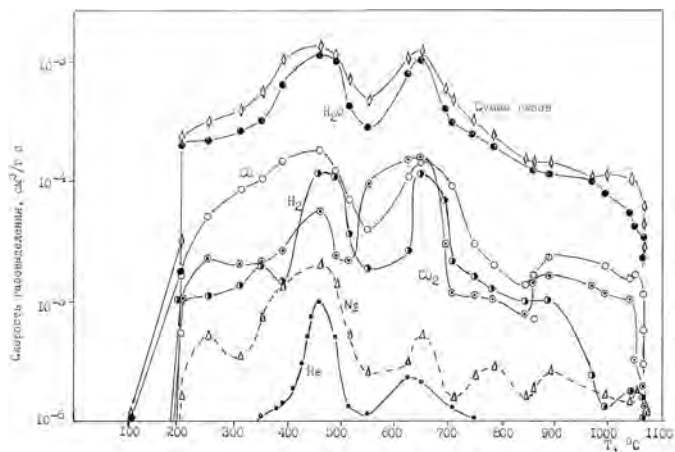
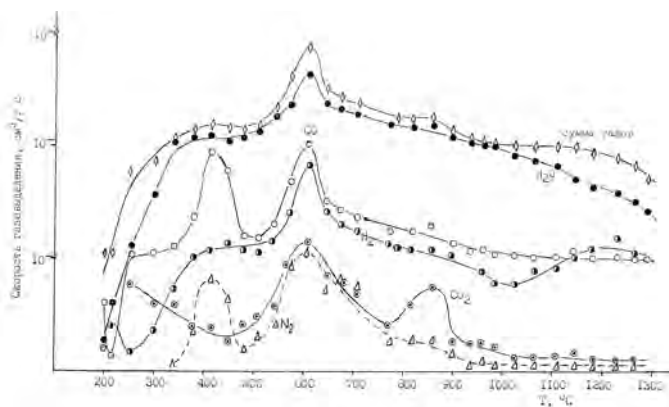


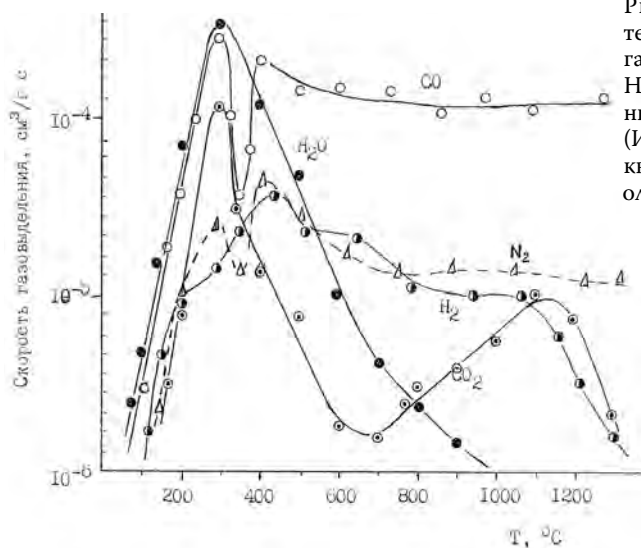
Рис. 4.6 Скорость выделения гелия из лерцолита в режиме непрерывного нагрева ( $10^\circ \text{C}/\text{мин}$ ). 1 – исходный образец, 2 – обезгаживание, термообработка в гелиевом вакууме в течение 1 часа. 3 – обезгаживание, термообработка в гелии при давлении 0.5 бар в течение 1 часа.



а



б



в

Рис. 4.7 Зависимость от температуры скорости дегазации ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{He}$ ) из различных горных материалов: а – габбро (Исландия), б – шоктинский кварцит, в – монгольский оливин.

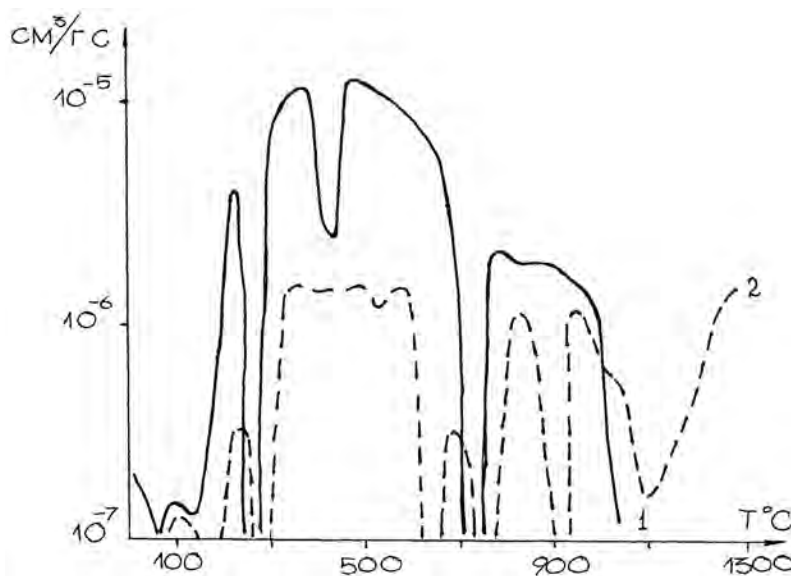


Рис. 4.8 Зависимость скорости выделения водорода (1) и азота (2) из монгольского оливина после термообработки в среде гелия (давление 1 бар, время насыщения 1 час).

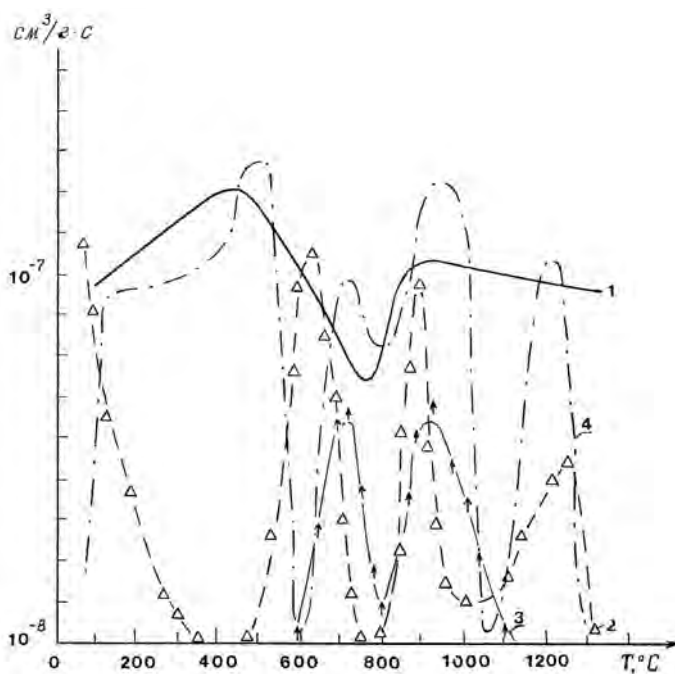


Рис. 4.9 Зависимость скорости выделения гелия из монгольского оливина. 1 – исходный образец, 2, 3, 4 – после термообработки в среде гелия при давлении 1 бар и времени соответственно 2, 5 и 10 часов.

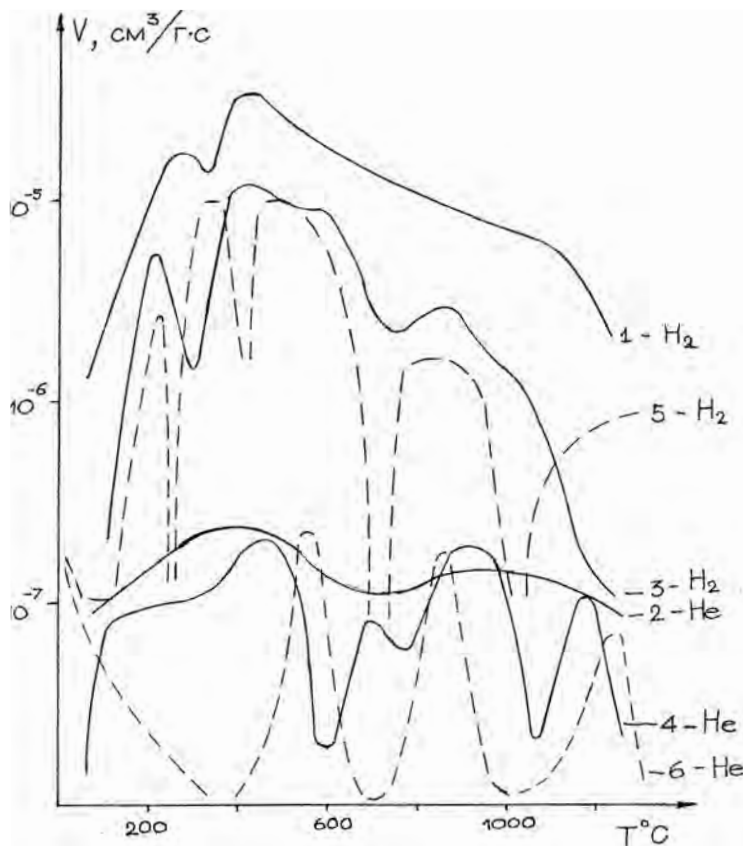


Рис.4.10 Скорости выделения водорода и гелия из монгольского оливина. 1,2 – исходные образцы. 3,4 и 5,6 – соответственно после термообработки в среде водорода и гелия. Справа от цифр указан контролируемый масспектроскопически газ.

цах. Причем, превзойти концентрацию гелия в исходных образцах не удалось.

2. Скорость дегазации гелия не зависит от температуры. Высокая скорость дегазации наблюдалась также при нормальной температуре.

3. Предварительная дегазация образцов в вакууме не приводит к полному выходу различных газов, в том числе водорода и гелия.

4. Наблюдается "импульсный выброс" газов при дегазации (гелий, водород, азот).

5. Дегазация образцов после имплантации гелия и водорода сопровождается восстановлением начальных структурных параметров. Происходит релаксация возникших напряжений с постоянной времени 3-6 месяцев также при хранении насыщенных образцов в нормальных условиях.

Особый интерес вызывает высокая чувствительность горных материалов к изменению внешних условий. Эта чувствительность обус-

ловлена динамикой легких газов в структуре материалов, зависящей от их парциального давления во внешней среде.

В качестве иллюстрации приведем изменение параметров кристаллической решетки кварцита в нормальных условиях и последующего вакуумирования непосредственно в камере рентгеноструктурного аппарата.

Таблица 4.4

| hkl | Условия эксперимента |        |                             |        |
|-----|----------------------|--------|-----------------------------|--------|
|     | 1 бар, 20 °C         |        | 10 <sup>-4</sup> бар, 20 °C |        |
|     | I                    | d, Å   | I                           | d, Å   |
| 100 | 51                   | 4.236  | 28                          | 4.250  |
| 201 | 100                  | 3.339  | 100                         | 3.343  |
| 200 | 27                   | 2.125  | 35                          | 2.215  |
| 211 | 10                   | 1.5388 | 12                          | 1.5396 |
| 104 | 20                   | 1.2843 | 24                          | 1.2847 |

Примечание: hkl – индексы плоскостей, I – интенсивность линий, d – межплоскостное расстояние.  $\Delta d = 0.0004 \text{ Å}$ .

Вакуумирование кварцита привело к деформации его кристаллической структуры примерно на 0.5%. Аналогичные результаты отмечены для оливина и пироксена. Отсюда можно сделать вывод, что уже небольшие вариации концентрации легких газов во флюиде могут способствовать соответствующим вариациям объемов кристаллических структур в литосфере.

#### 4.5 Физические аспекты проницаемости материалов и геологической среды легкими газами

Динамические процессы в кристаллических структурах обусловлены положением атомов гелия и водорода в них и их концентрацией. Растворимость водорода и гелия в равновесных условиях мала. Это касается и горных материалов. В равновесных состояниях легкие газы в матрице находятся в основном в положении замещения (т.е. в вакансиях) и в порах. Коэффициенты диффузии He + вакансии и H + вакансии также весьма малы,  $D \sim 10^{-13} - 10^{-15} \text{ см}^2/\text{с}$ . Качественно процесс насыщения кристаллических структур по мере увеличения концентрации легких газов происходит по следующей схеме: раствор внедрения → раствор замещения (He, H, вакансии) → образование и слияние комплексов (He, H, вакансии), т.е. формирование газовых пузырей с определенным давлением в них газов. Существование растворов внедрения возможно только на ранних стадиях имплантации и из-за высокой подвижности легких газов происходит увеличение периодов решетки (увеличение объема элементарной решетки). Последующий захват междоузельных

атомов (гелия и водорода) и образование растворов замещения будет сопровождаться уменьшением периодов решетки, вплоть до отрицательных изменений. При образовании вакансионных комплексов период решетки опять увеличивается. Такие комплексы являются зародышами газовых пузырьков.

В условиях взаимодействия с непрерывным и переменным потоком восходящих легких газов твердая фаза среды будет испытывать макроскопические деформационные эффекты, аналогичные радиационной ползучести и распуханию.

Можно рассматривать три основных процесса, обуславливающих неустойчивость литосферы при прохождении через нее легких газов: формирование пористости с высоким внутренним давлением газов, междоузельная диффузия, фазовые переходы по высокотемпературному типу в присутствии гелия.

Рассмотрим возможности крупномасштабного деформирования литосферы за счет внутрипорового давления легких газов. Оценки приведем для гелия, концентрация которого существенно меньше концентрации водорода в твердой фазе. Будем использовать минимальные концентрации гелия для океанической ( $<10^{15}$  ат/г) и континентальной ( $10^{17}$  ат/г) коры [Азбель и Толстихин, 1988]. В диапазоне температур  $200-1000^\circ\text{C}$  и микропорах с радиусом  $r=10^{-6}-10^{-1}$  см внутрипоровые давления достигают величин  $10-30$  кбар.

Для реализации крупномасштабного деформирования необходимо соблюдение двух условий. Первое условие определяет требование к концентрации микропор: расстояние между микропорами должно иметь порядок длины дислокационного стока. Второе требование выражает условие нарушения равновесия вокруг поры:

$$P - 2\gamma/r > \sigma b/r + L,$$

где  $P$  – внутрипоровое давление газа,  $\gamma$  – поверхностная энергия,  $\sigma$  – модуль сдвига,  $b$  – вектор Бюргерса,  $L$  – литостатическое давление.

Для приведенных концентраций гелия эти условия выполняются при  $L < 10-15$  кбар (глубины меньше  $30-35$  км) и равномерного распределения микропор с радиусами

$$10^{-6} \text{ см} < r < 10^{-4} \text{ см}$$

Присутствие в среде водорода делает менее критичными условия формирования газовой пористости, однако монотонное увеличение плотности с глубиной увеличивает энергию образования вакансий и, следовательно, возможности формирования газовой пористости. Возможно, граница Мохоровичича является предельной, ниже которой микроскопическая пористость ограничена. В то же время субмикроскопическая пористость, образованная вакансиями, дефектами структуры

(дислокациями) и межатомными полостями (тетра- или октапоры), вполне вероятно. Однако в одиночных вакансиях и субмикроскопических порах с  $r \sim 1$  нм, что соответствует захвату 1 - 5 атомов He, плотность значительно выше плотности жидкого гелия и аппроксимируется как твердое состояние. Естественно, что эти состояния не описываются газовыми законами.

Водород также может быть захвачен различными дефектами структуры (вакансии, дислокации, границы зерен, различные примеси и т.д.). При этом следует отметить захват водорода дефектными структурами, созданными при восходящей диффузии гелия. Последствия совместного нахождения в субмикроскопической поре гелия и водорода с плотностью близкой к твердому состоянию еще предстоит осмыслить [Gilat and Vol, 2004].

Захват гелия и водорода дефектами структуры существенно ограничивает их подвижность. При миграции по вакансионному механизму коэффициенты диффузии составляют  $10^{-13}$ – $10^{-15}$  см<sup>2</sup>/сек и меньше в широком диапазоне температур. Это означает, что часть легких газов в геологической среде может быть практически исключена из влияния на динамические явления в среде. Если учитывать, что существует долговременный и переменный восходящий поток легких газов с различным содержанием компонент по глубине (не исключено, что с резким различием), то влияние на динамические явления в среде может оказывать поток, контролируемый междоузельным механизмом диффузии, т.к. все остальные дефектные места за геологическое время оказались заполненными легкими газами. Коэффициент диффузии здесь может достигать значений  $D \approx 10^{-5}$ – $10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с в диапазоне 200–1000 °С.

При упорядоченном расположении в структурах атомов внедрения (водорода и гелия) и занятых позициях в дефектах структуры будет происходить ориентированное смещение атомов матрицы в соответствии с симметрией решетки, например, [Хачатурян, 1974]. Такой процесс наиболее характерен для структур типа кварцита и полевого шпата. Дополнительная энергия упругой деформации запасается на стадии имплантации легких газов, образующих фазы внедрения. Учитывая восходящую диффузию легких газов, имеются основания говорить об обратимой упругой деформации кристаллических решеток среды. Однако скорость вариации этих деформаций будет зависеть от температуры, типа структуры вещества, его исходной текстурированности.

Рассмотрим особенности вариаций деформаций выше уровня кровли верхней мантии, где термическое расширение еще не компенсируется барическим сжатием. С уменьшением глубины и соответственно температуры уменьшается коэффициент диффузии легких газов. Верхние слои становятся барьером, ограничивающим дегазацию из внешнего

ядра и нижней мантии. Поэтому, выше кровли верхней мантии (например, на сейсмически контролируемых границах [Каракин и др., 2003; Павленкова, 2001]), в отдельных зонах возможно накопление водорода и гелия, существенно влияющее на сейсмические параметры среды, а дальнейший их сток в литосфере и далее в атмосферу будет контролироваться каналом твердая фаза – флюид – твердая фаза. Этому будет способствовать и действие приливных деформаций. При этом отметим, что основное влияние на параметры среды будут оказывать потоки междоузельного водорода, коэффициент диффузии которого при температуре, например, 1000°C будет по оценкам  $10^{-3}$ – $10^{-4}$  см<sup>2</sup>/с.

В связи с этим приведем времена стока потока междоузельного водорода в дефекты структуры и к поверхности до границы Мохоровичича.

Характерное время установления равновесного состояния:

$$\tau = l^2/D,$$

где  $l = 10^{-2}$ – $10^{-3}$  см – характерный размер, связанный с длиной дислокационного стока.

Для междоузельного механизма диффузии, когда дефекты структуры не заняты,  $\tau \sim 0.01$ – $1$  с.

Мы же рассматриваем ситуации, когда дефекты структуры (вакансии, ядра дислокаций, дефекты упаковки) заняты и преобладающий поток обусловлен междоузельной диффузией. Пример для оценки: если длина стока  $L \sim 1000$  км и  $D \approx 10^{-3}$  см<sup>2</sup>/с, тогда  $\tau \approx 3 \cdot 10^{11}$  лет  $\approx 300$  млрд. лет, что несоизмеримо со временем существования Солнечной системы.

Известно, что развитие эндогенных процессов в Земле имеет определенную ритмичность. Если продолжительность цикла порядка 200 млн. лет, то размер области по глубине, которая будет затронута активизацией, составит около 25 км. Учитывая, что при этом в литосфере возможны различные физико-химические реакции экзогенного и эндогенного типа, то их влияние на устойчивость среды может быть катастрофическим.

Можно по-другому поставить вопрос. Какая должна быть величина коэффициента диффузии водорода, чтобы удовлетворить циклу эндогенной активности в 200 млн. лет, активизируемому процессами во внешнем ядре. Принимая  $L \approx 1000 \dots 3000$  км, получим  $D \approx 1$ – $5$  см<sup>2</sup>/с. Может ли быть таким коэффициент междоузельной диффузии водорода? За счет барического сжатия увеличивается плотность среды и уменьшается дефектность структуры, что должно уменьшить энергию активации движения, а при более высоких температурах еще более уменьшается экспоненциальный множитель, что также увеличивает коэффициент диффузии. При этом следует иметь в виду, что растворимость в твердой фазе (нижняя мантия) водорода остается фиксированной, что делает невозможным образование "газовых пузырей", способных "всплывать".

Механизм восходящего струйного течения легких газов по междоузлиям более эффективен. В связи с этим напомним приведенные выше данные по предельной насыщенности образцов водородом и гелием. После имплантации водорода и гелия в образцы при высокой температуре, когда их растворимость существенно выше, чем в нормальных условиях, по мере охлаждения образцов концентрация водорода и гелия быстро уменьшается до той, которая была в исходных образцах, длительное время находящихся в нормальных условиях. Большая часть легких газов, находящихся в междоузельных позициях десорбируется в атмосферу. Это также подчеркивает существование динамической неустойчивости среды (включая мантию) за счет восходящих потоков легких газов, несмотря на стабилизирующую роль барического сжатия.

В заключении рассмотрим процессы взаимодействия легких газов с атомами в структурах, определяющих кристаллографическую симметрию. Наиболее сильные изменения происходят в структурах, где присутствуют элементы с переменной валентностью (например, Fe в структурах оливина и пироксена). При этом анион кислорода вытесняется из узла решетки и транспортируется к границе в виде подвижного радикала  $\text{OH}^\cdot$ . Компенсация уменьшения количества анионов и потери электронейтральности могут осуществляться путем преобразования  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$  (т.е. FeO в  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , например, [Купряжкин и др., 1986]). Соответственно изменится стехиометрическое соотношение Fe и Mg в структурах, например, оливина и пироксена. Такие преобразования приведут к наблюдаемым уменьшениям параметров кристаллических структур и формированию неустойчивого (или неравновесного) состояния. Здесь упругая энергия запасается на стадии имплантации, а ее высвобождение на второй стадии – стадии релаксации. Аналог этого состояния – сжатая пружина. Ситуация при диффузии водорода и гелия через структуры кварцита и полевого шпата, слагающих земную кору, несколько иная. Здесь упругая энергия тоже запасается на стадии имплантации, но аналогом этого состояния является растянутая пружина.

Таким образом, лабораторное моделирование последствий взаимодействия легких газов с горными материалами и анализ развивающихся ситуаций показывают, что динамические явления и вариации различных параметров геологической среды могут рассматриваться на основе этих процессов. Масштабы этих процессов в геологическом аспекте необходимо начать осмысливать.

## **ГЛАВА 5. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС**

Природа неустойчивости литосферы, отражающаяся в непрерывном изменении различных геофизических и гидрогеохимических полей, является предметом широких дискуссий. Длительное время описание процессов основывалось на представлениях о континуальной модели геологической среды и постулировалась реализация причинно-следственных связей между изменением параметров среды и процессами размножения и взаимодействия трещин [Соболев, 1993]. Именно на поиске таких изменений параметров среды строились работы по прогнозу сильных землетрясений. Были установлены эмпирические связи между обнаружением "возмущения" параметра какого-либо поля и сильным сейсмическим событием. Однако отсутствие адекватных физических обобщений о природе процессов в среде не позволяло на этой основе реализовать прогноз сильных землетрясений. Осмысление в начале 90-ых годов прошлого века данных мониторинга сейсмической опасности, представляющие вариации различных полей набором квазипериодических гармоник в диапазонах периодов от суток до многих лет, например, [Лукк и др., 1996], послужило дополнительной основой для пересмотра взглядов на геологическую среду. Непрерывность изменений параметров среды, их колебательный характер отражали не учитываемые фундаментальные процессы и особенности строения геологической среды, отличные от монолитных модельных образцов в лабораториях.

### **5.1 Физико-химические аспекты неустойчивости геологической среды**

Результаты мониторинга сейсмической опасности можно разбить на две группы. Первая группа относится к структуре среды и особенностям проявления крупномасштабных разрывов. Вторая группа результатов включает данные об изменчивости параметров среды.

Необходимо выделить блочное строение литосферы и постоянные движения блоков относительно друг друга при сохранении целостности среды. Крупномасштабные разрывы происходят на границах блоков и повторяются в одних и тех же местах с непредсказуемой регулярностью. Уже это исключает прямолинейное лабораторное моделирование сейсмического процесса. Литосфера выше границы Мохоровичича на

локальном уровне переходит в трещиноватое состояние и поддерживается в этом состоянии за счет литостатического давления и действия флюида [Николаевский, 1982]. Среда уже на локальном уровне не терпит перенапряжений, следовательно, можно говорить о парадоксе появления крупномасштабных разрывов. Кроме того, при землетрясениях снимается малая часть постоянно поддерживаемой в среде упругой энергии. Это означало, что среда находится в состоянии, близком к предельному [Садовский и др., 1987] и необходимо продолжить поиск процессов, ответственных за формирование крупномасштабных структур разрушения.

Обнаружены, как отмечено уже выше, непрерывные изменения различных параметров среды в сейсмоактивных и асейсмичных регионах. В условиях постоянных градиентов литостатического давления и температуры наблюдаются разномасштабные и несинхронные вариации геофизических и гидрогеохимических полей, представляемые набором гармоник с периодами от часов – суток до многих лет. Это отражает соответствующие изменения объемно-напряженного состояния (ОНС) среды. Кроме этого, на основе данных о фокальных механизмах показана значительная неоднородность полей локальных напряжений, описываемая в том числе случайными направлениями [Динамические..., 1994; Лукк и др., 1996].

Не находят в рамках лабораторных представлений сейсмического процесса объяснения ряда других фактов. Краткосрочные признаки землетрясений в среднем “наблюдали” на большем расстоянии от эпицентральной зоны, чем среднесрочные. Возмущения различных полей были нечувствительны к акту землетрясения. Возмущения различных полей, контролируемые в одной локальной зоне, противоречили друг другу, т.е., не соответствовали в данный момент только деформации сжатия или расширения. Вариации объемного деформирования, с которыми связываются подготовка сильных землетрясений, лежат в сейсмоактивных и асейсмичных зонах в пределах одного порядка, а плотность потока энергии слабых землетрясений в этих зонах различается на три порядка [Динамические..., 1994; Соболев, 1993; Невский и др., 1994].

Учет предельной энергонасыщенности среды, а также непрерывной и разномасштабной изменчивости ее параметров на первый план выдвигают вопросы физики вариаций ОНС среды вблизи предельного уровня и процессов формирования в трещиноватых межблоковых зонах крупномасштабных структур разрушения (КСР), которые не могут быть объяснены с учетом метаморфизма и медленных тектонических движений. При этом не существует проблемы накопления предельных напряжений в больших объемах.

---

Непрерывные изменения параметров геологической среды в блоковых и граничных структурах, отражающие изменения ОНС, свидетельствуют о непрерывной дополнительной накачке ее небольшой упругой энергией, изменяющейся во времени. Такие вариации ОНС могут быть связаны с периодическим изменением объемов (объемов кристаллических структур) различных элементов среды. Поэтому действующий фактор должен иметь планетарный характер. Речь идет о планетарной дегазации Земли [Войтов, 2002; Маракушев, 1999; Осика, 1981] и, конкретно, о последствиях взаимодействия восходящих потоков легких газов (водород, гелий) с твердой фазой литосферы и экзогенными реакциями различных газов между собой в порах, трещинах и флюидных потоках. Основанием для этого являются лабораторные данные по эффектам взаимодействия легких газов с горными материалами и известные тепловые эффекты, связанные с экзогенными реакциями водорода с другими газами.

При имплантации в образцы горных материалов водорода и гелия, в концентрациях соответствующих реальной в литосфере, деформация достигает величин 0.01 - 0.06 [Гуфельд и др., 1998]. Эти величины существенно выше предельных разрушающих деформаций литосферы – 0.0001. Поэтому можно ожидать, что при определенных условиях предельные деформации будут достигнуты при весьма небольших изменениях восходящих потоков водорода и гелия (отметим, что для имплантации легких газов в кристаллические структуры или выхода из них не требуется критических величин давления или температуры). Восходящая диффузия водорода идет по каналу твердое тело – флюид – твердое тело... В твердой фазе водород диффундирует в атомарном виде. При его десорбции и последующих экзотермических реакциях с другими атомами водорода, окислами углерода и углеводородами в конечном итоге образуются молекулы воды и метана. Эти реакции наиболее интенсивно идут при температурах 400–600°C, т.е. выше границы Мохоровичича, где формируются очаги наиболее сильных землетрясений. Учитывая реальный коэффициент термического расширения  $10^{-5}$  -  $5 \cdot 10^{-6}$  1/град, предельные деформации литосферы будут достигнуты при повышении температуры всего на 10 – 20°. Для реализации таких тепловых эффектов концентрация водорода в твердой фазе должна быть около 0.1 см<sup>3</sup>/кг, что существенно ниже его реальной концентрации в литосфере. Как известно, горные материалы отличаются большим объемом кристаллических ячеек. Легкие газы влияют на их объем, занимая определенные позиции, а именно, дефекты упаковки и наиболее плотно упакованные структуры. Другие позиции отличаются “рыхлостью” кристаллических структур (межплоскостные расстояния больше 8 ангстрем) и диффузия легких газов через них, хотя и идет с

небольшой энергией активации, также влияет на параметры структуры. Из последних позиций водород и гелий быстро диффундируют за пределы структуры. Этим можно объяснить тот факт, что существует предельная концентрация растворимости легких газов, соответствующая концентрации этих газов в горных материалах, получить значения выше которой нельзя даже при их искусственной имплантации [Гуфельд и др., 1998]. Именно это обуславливает почти непрерывный восходящий поток легких газов. Реакцией среды на эти процессы будут обратимые изменения объема кристаллических структур (расширение – сжатие – расширение..), приводящие к вариациям ОНС во внутриблоковых и граничных структурах.

## 5.2 Динамическая модель неустойчивости литосферы

Как уже отмечалось, обоснованием переноса лабораторных данных на условия литосферы является то, что концентрация водорода и гелия (даже по отдельности), присущие твердой фазе литосферы, достаточны для перевода горных материалов в неустойчивое состояние, проявляющееся в вариациях объема (расширение–сжатие, сжатие–расширение) [Гуфельд и др., 1993, 1998; Gufeld et al., 1997].

В литосфере существуют постоянные и меняющиеся во времени восходящие потоки легких газов. Каждая из локализованных по глубине зон при прохождении через нее легких газов будет испытывать вариации объема. За счет естественной модуляции восходящего потока по глубине установится чередование зон сжатия (+) и расширения (–) (рис. 5.1). При этом в вертикальной плоскости будет происходить не-

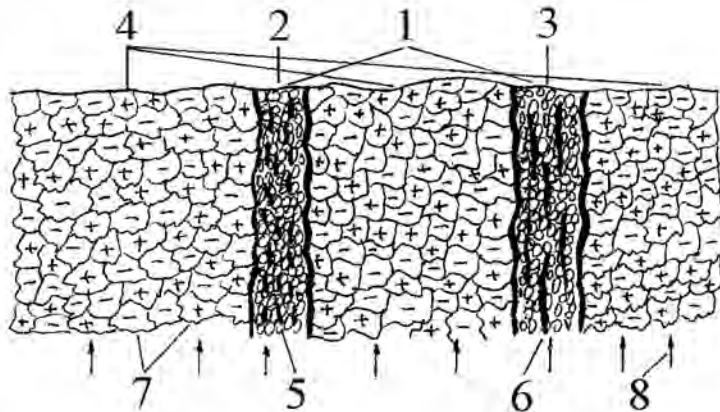


Рис.5.1 Вариации объемно-напряженного состояния геологической среды, отражающие в граничных структурах (1) фоновый сейсмический процесс (2) и процесс подготовки очага сильного землетрясения (3), а в блоковой структуре (4) – непрерывные изменения параметров. 5,6 – локальные и крупномасштабные цепочки механических зацеплений. 7 – зоны растяжения и сжатия. 8 – потоки легких газов.

---

прерывное замещение друг другом зон сжатия и расширения. Очевидно, что вариации ОНС в смежных зонах блочных структур не будут синхронными. С ними необходимо связывать непрерывные изменения различных полей: деформаций, наклонов, проводимости, уровня воды, фоновой сейсмичности и др. Рассмотренная модель вариаций ОНС среды подтверждает данные мониторинга. Литосфера является открытой и неравновесной системой, в которой ее параметры непрерывно меняются. В такой среде непрерывность и разномасштабность вариации различных полей позволяла подобрать сильным землетрясениям подходящее возмущение – "предвестник" [Трапезников, 1993], хотя его причинно-следственная связь с активными процессами в граничных структурах не была доказана.

Сейсмический процесс реализуется преимущественно по границам блоков и разломов, где наблюдается активная циркуляция флюидной фазы и возможна подкачка газовых компонент из мантии. Граничные структуры также находятся в предельном по энергонасыщенности состоянии. Можно говорить о двух режимах функционирования активных границ: фоновом и формирования и распада крупномасштабных нестабильных структур – очагов (см. рис. 5.1). Очевидно, что фоновый режим характеризуется непрерывными процессами взаимного перемещения (движения) блоков, сопровождаемое вариациями различных полей, в том числе и сильными, которые считали предвестниками землетрясений. В фоновом режиме в граничных структурах, также как и внутри блоковых, устанавливается динамический процесс чередования зон сжатия и расширения. В "всплывающих" зонах расширения нарушается аккомодация между элементами в граничных структурах, возникают дополнительные напряжения и локальные механические зацепления. Разрушение этих зацеплений отражает режим фоновой сейсмичности. Априори также понятно, что переход фонового режима в режим формирования очага связан с ограничением взаимного перемещения блоков. Фоновая ситуация изменяется, когда концентрация легких газов в восходящем потоке превышает предельную, соответствующую растворимости в кристаллической решетке. Динамический процесс взаимного замещения зон сжатия и расширения нарушается. Зоны расширения начнут расти за счет зон сжатия из-за избыточного потока легких газов по каналу твердое тело-флюид-твердое тело. При этом локальные механические зацепления начинают образовывать протяженные связанные структуры – цепочки. Результатом этого будет торможение взаимного перемещения блоков и формирование в предельно энергонасыщенной среде очага землетрясения различной силы. Таким образом, под очагом сильного землетрясения следует понимать связанное состояние двух или более блоков, образующееся посредством

множества механических зацеплений между элементами граничной структуры и этих элементов с блоками. Подчеркнем, что только на этой стадии очаг начинает испытывать деформацию и накапливать дополнительную упругую энергию из энергии движения блоков. Причем эта добавка невелика по сравнению с энергетической прочностью среды. Очаг формируется не за счет действия тектонических напряжений, а в результате изменения объемов элементов в граничных структурах, вызванного взаимодействием восходящих потоков легких газов с твердой фазой. В этой модели объясняется природа повторяемости образования очагов различных размеров как связанных состояний граничных структур [Гусев, Гуфельд, 2003, 2006].

Характерной особенностью сейсмического процесса в предельно энергонасыщенной среде является его неустойчивость. Во-первых, постоянно изменяются физико-химические свойства элементов и параметров контактного взаимодействия в граничных структурах и внутри блоков за счет их взаимодействия с восходящими и переменными потоками легких газов. Во-вторых, на среду постоянно действуют флуктуационные и периодические возмущения, создавая в совокупности шумовое силовое поле (приливы, метеофакторы, упругие волны местной и отдаленной сейсмичности, тектоническая деформация, вариации скорости вращения Земли). Поэтому геологическая среда, включая граничные структуры, всегда находится на грани разрушения. Если говорить о единичном очаге сильного землетрясения, то эти условия определяют вероятностный характер типа релаксации (рой слабых сейсмических событий, крип или сильное землетрясение различной силы). При формировании очага сильного землетрясения в его окрестностях и в самих граничных структурах будут изменяться фоновые параметры геофизических и гидрогеохимических полей, но они будут носить неустойчивый характер. Именно это и наблюдалось в реальных условиях.

### **5.3 Моделирование сейсмического процесса**

Характер сейсмического режима определяется масштабом и динамикой системы связанных механических зацеплений – цепочек (их совокупностей). Основным элементом в цепочке является механическое зацепление, представляющее конгломерат мелких блоков и отдельных. В реальных нестационарных условиях отдельные механические зацепления испытывают связанные колебания (коллективные моды), т.е. колебания каждого из них в цепочке зависят от движения соседних. При определенных внутренних условиях и внешних полях эти колебания могут перейти в аperiодический режим с последующим

распадом локальных или крупномасштабных цепочек, приводящий к поддержанию или восстановлению фонового режима.

Колебательный режим совокупности механических зацеплений (далее элементов) в цепочке (системе цепочек) в открытой и нелинейной среде было рассмотрено в рамках модели Ферми-Паста-Улама (ФПУ) [Fermi et al., 1955; Гусев, 2001; Гусев и Гуфельд, 2003, 2006], описывающей динамику нелинейных взаимодействий осцилляторов – элементов. В отличие от Ферми с коллегами рассмотрены неоднородные цепочки с различными массами и меняющимися во времени параметрами упругих линейных и нелинейных взаимодействий между элементами. Такое представление граничных структур позволяет учитывать различные условия их динамики при взаимодействии тектонических и фоновых силовых полей, включая квазистационарное нагружение, шумовые, периодические и импульсные поля различной природы, а также изменения параметров контактного взаимодействия отдельностей в граничной структуре.

В принципе даже одну цепочку можно рассматривать в качестве основной части структуры разрушения от фонового класса до предельного. Масштабы цепочек определяют энергию распада и, следовательно, режимы функционирования границ. Поэтому в моделировании рассматриваются только параметры устойчивости цепочек без учета их масштабов. Критерием устойчивости выбрано время жизни цепочек, ограниченное их распадом. Под распадом цепочек понимается переход движения ее отдельных элементов из квазипериодического в аperiодическое, когда амплитуда смещения элементов неограниченно возрастает.

Динамика цепочек описывается системой связанных нелинейных дифференциальных уравнений:

$$m_{ij} d^2 x_{ij} / dt^2 = -k_{i+1,j} (x_{i+1,j} - x_{ij}) + k_{ij} (x_{ij} - x_{i-1,j}) + \alpha_{i+1,j} (x_{i+1,j} - x_{ij})^2 - \alpha_{ij} (x_{ij} - x_{i-1,j})^2 - v_{ij} dx_{ij} / dt + \dots ,$$

которая решается численно.

Здесь  $N$  – число элементов в цепочке,  $M$  – число цепочек в граничной структуре,  $i = 2, 3, \dots, N-1$ ,  $j = 1, 2, \dots, M$ ,  $m_{ij}$  – массы различных элементов,  $x_{ij}$  – смещения элементов,  $k_{ij}$  – коэффициенты линейной упругости,  $\alpha_{ij}$  – коэффициенты нелинейной упругости,  $v_{ij}$  – коэффициенты диссипации, многоточие означает внешние силы.

При моделировании принимались следующие значения:  $N = 6, \dots, 32$ ,  $M = 1, 10, 15$ . К этой системе уравнений добавляются два уравнения движения блоков, образующих "разлом" и создающих нагружение (деформацию) цепочек и  $2M$  уравнений движения крайних элементов, примыкающих к блокам. Цепочки возбуждались начальным условием в виде смещения одного (аналог толчка) или всех элементов (модовое

возбуждение волной), а также движением одного из блоков (аналог деформации). Флуктуационная или (и) периодическая составляющие внешних силовых возмущений накладывались на движение одного из блоков, а внутренних, обусловленных физико-химическими процессами, вводились в коэффициенты взаимодействия элементов.

При отсутствии диссипации и малых амплитудах воздействия различными полями движение элементов в цепочке носит квазипериодический характер, т.е. как и в [Fermi et al., 1955] наблюдается явление возврата ФПУ. Цепочка стабильна и ее время жизни неограниченно велико. Однако для каждого типа воздействий существует своя пороговая амплитуда  $A_{th}$ , выше которой цепочки имеют конечное время жизни. При дальнейшем увеличении амплитуды время жизни убывает немонотонно или испытывает флуктуации (флуктуации убывают с ростом диссипации) около некоторого среднего значения, а при достижении критических значений  $A_{cr}$  резко уменьшается на два-три порядка скачком или несколькими скачками и далее медленно убывает с ростом амплитуды действующего поля (рис. 5.2а). Можно констатировать, что существуют два типа состояний цепочек: долгоживущие и короткоживущие.

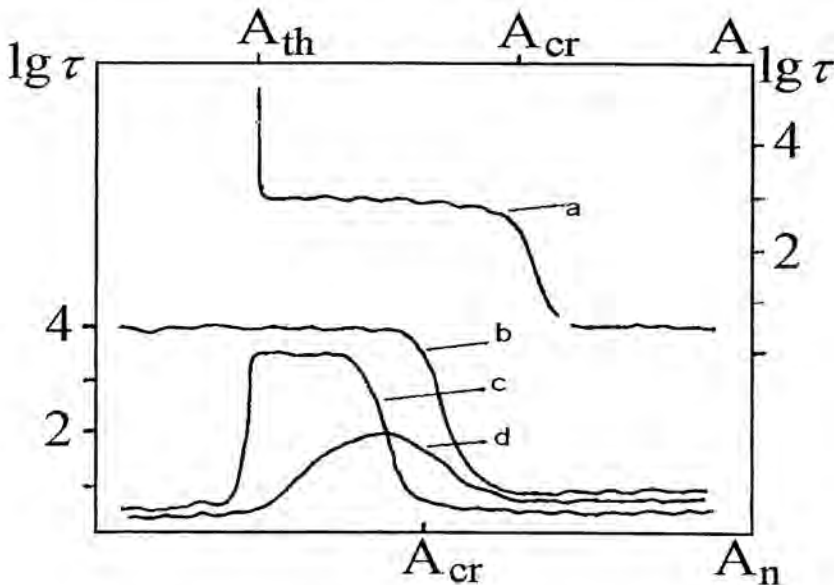


Рис.5.2 Зависимость времени жизни связанных структур (очага) от уровня действия внешних полей. Пояснения в тексте.

---

В качестве основных результатов моделирования приведем изменение времени жизни цепочек при одновременном действии трех различных полей: деформации (медленное смещение одного из блоков), наложение на это смещение шума (аналог совместного действия сейсмического шума, метеофакторов и др.) и начального толчка одного из элементов (аналог близкого слабого сейсмического события). При малых амплитудах начального толчка четко выражены два типа состояний: долгоживущее и короткоживущее (рис.5.2b). Начиная с некоторого порогового уровня начального толчка зависимость  $\tau - A_n$  резко меняется, уже при малых шумах возникает короткоживущее состояние (дестабилизация цепочки). Однако при дальнейшем увеличении амплитуды шума возникает долгоживущее состояние, которое переходит далее в короткоживущее при критических значениях амплитуды шума (рис. 5.2c). Такое поведение системы происходит в определенном интервале значений амплитуды толчков. При еще большей амплитуде начального толчка эффект стабилизации системы резко уменьшается (рис.5.2d). Отметим также следующее. Увеличение числа цепочек в очаге до 10 или 15 не вносит существенных изменений в зависимость  $\tau - A_n$ , наблюдается лишь некоторое смещение амплитуды  $A_{cr}$ .

Представляет интерес еще один результат. Моделирование влияния в условиях слабого затухания показало, что если цепочки, находящиеся в долгоживущем состоянии, приблизились к моменту распада (до распада остается время порядка 1%  $\tau$ ), то при дополнительном возбуждении их толчком определенной силы возможна как дестабилизация (более быстрый распад), так и увеличение стабильности на более длительное время. Причем отличие амплитуд толчков, вызывающих дестабилизацию или увеличение стабильности, мало. Это свидетельствует о крайней неустойчивости систем, находящихся в состоянии близком к критическому.

Реальных комбинаций, действующих на цепочки внешних полей, может быть много. Каждая комбинация вносит свои коррективы в зависимость времени жизни от амплитуд соответствующих полей. Самым существенным является наличие долгоживущих и короткоживущих состояний цепочек и резких переходов между ними в прямом и противоположном направлениях.

В геологических условиях процессы формирования связанных структур (цепочек-очагов) различного масштаба контролируются "газовым дыханием" Земли, уровнем действующих в данный период внешних полей, включая фоновые поля и реидное деформирование блоков, и свойствами граничных структур. Если уровень действующих фоновых полей превышает критические значения, то процессы образования связанных структур носят локализованный характер, а время их жизни

ограничено. Это условия фонового сейсмического режима. Наоборот, процессы формирования протяженных связанных структур-очагов сильных землетрясений наиболее вероятны при уровне фоновых полей, не превышающем критическое значение. Это долгоживущие состояния, в определенной мере отражающие период "сейсмического затишья" и подготовки сильных землетрясений.

Подчеркнем, что совпадение или рассогласование ритмов "газового дыхания" и фоновых полей определяют тип сейсмического режима в региональном масштабе, т.е. сейсмичность любого уровня индуцируется фоновыми полями и обусловлена неравномерностью восходящего потока легких газов. Причем в самой геологической среде существуют условия регулирования сейсмического режима, в том числе предотвращения сильных землетрясений. Например, возможен распад формирующегося очага на ранней стадии его подготовки при быстрых изменениях амплитуды фоновых полей, более быстрой в данный период реидной деформации блоков или действии сейсмических событий определенной силы. Или, если в какой-то зоне подготовлен очаг землетрясения и до его распада осталось небольшое время, то упругие волны близких землетрясений могут ускорить или замедлить распад.

#### **5.4 Сценарии развития сеймотектонического процесса**

Результаты моделирования сейсмического процесса и жизни одного очага сильного землетрясения на основе ФПУ представлений качественно отражают геотектоническую ситуацию, и показывают, что реальная ситуация является весьма неопределенной. Фактически речь идет о конкуренции двух основных процессов. Первый – процессы формирования связанных граничных структур за счет взаимодействия восходящих потоков легких газов с твердой фазой и экзотермических реакций водорода с другими газами. Эти процессы приводят к блокировке (т.е., торможению) движения блоков, формируя крупномасштабные структуры разрушения. Второй - процессы, приводящие к реидной деформации блоков и их относительному движению относительно друг друга. Этот процесс препятствует формированию крупномасштабных структур разрушения.

Как уже отмечалось, движения каждого из блоков (не только в пределах платформ) обусловлены структурно-вещественной (физико-химической) трансформацией горных пород в зонах взаимодействия верхней мантии и нижней коры, нижней и верхней кор, а также в выше лежащих слоях. Эти процессы связаны с гранитизацией и вертикальной аккрецией вещества и сопровождаются увеличением или уменьшением объема в зависимости от исходного состава вещества [Вертикальная..,

---

2002; Летников и др.,1988], т.е. каждый из блоков может совершать колебательный режим движений. Хотя амплитуда деформации может достигать десяти и более процентов, скорость деформации весьма мала и составляет  $5 \cdot 10^{-10}$  1/сутки. Отмечено, что одним из следствий этих процессов является приобретение блочной средой способности к объемной реидной деформации—тектонического течения (обусловленной объемными фазовыми переходами типа базальт – гранит, см., например, [Вертикальная., 2002]), реализуемого блоками вдоль граничных структур. Поэтому эта деформация оказывает влияние только на уже блокированные в предельно энергонасыщенной среде граничные связанные структуры, создавая небольшую добавочную нагрузку. Очевидно, что определяющими в условиях подготовки сильных землетрясений являются не процессы взаимодействия трещин различного масштаба, как это следует из механики разрушения монокристаллических образцов, а процессы взаимодействия блоков. Относительные движения блоков контролируют сдвиговую компоненту напряжений на границах. **Следовательно, мы должны рассматривать реакцию упругой и жесткой верхней части блочной коры с заблокированными или разблокированными границами на движения в нижней оболочке, испытывающей структурно-вещественные преобразования.** При этом за формирование структуры очагов и сейсмического режима ответственны физико-химические процессы, протекающие в верхней мантии и литосфере.

Ранее также связывали сейсмичность с реакцией среды на дегазацию [Осика, 1981; Маракушев, 2002]. Однако в этих работах не рассматривались физические аспекты образования очагов сильных землетрясений, причины слабой сейсмичности и природа основных действующих сил. Естественно, что в этих работах не обсуждались проблемы реального прогноза сильных коровых землетрясений. В значительной мере эти пробелы сейчас восполнены. Проблемы же конкретного прогноза сильнейших землетрясений остаются. Имеются прямые доказательства активизации режима дегазации Земли в региональном масштабе. В качестве иллюстрации можно привести результаты работ [Войтов, 2002; Фирстов и Широков, 2005], где был показан импульсный региональный процесс дегазации и последующая активизация сейсмического процесса (рис.5.3). Импульсный характер дегазации легких и других газов наблюдался неоднократно в лабораторных экспериментах (см. рис. 4.7, 4.8, 4.9, 4.10).

Процессы дегазации на современном этапе геологического развития носят монотонный характер, на фоне которого проявляются импульсы дегазации (эндогенная активизация Земли [Войтов, 2002; Маракушев, 1999]) на различных пространственных масштабах, от

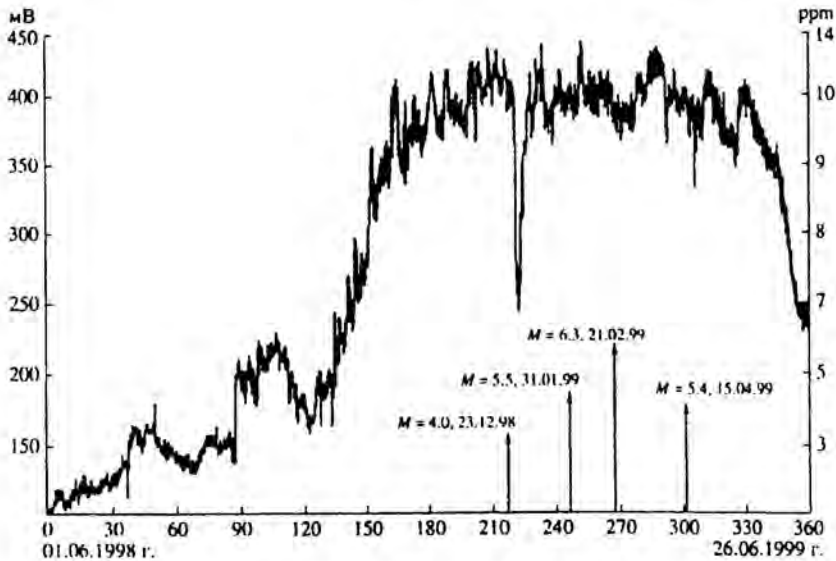


Рис.5.3 Изменение уровня молекулярного водорода в атмосфере почвы и подпочв в пределах Дагестанского клина в период протекания серии региональных землетрясений в 1998 – 1999 гг.

регионального до локального (в пределах нескольких блоков или отдельных граничных структур). Тип разблокировки границ блоков в виде крупномасштабного разрыва или естественных процессов (рой слабых землетрясений или крип, затухание эндогенной активизации) будет зависеть от степени пространственного нарушения фонового движения совокупности блоков. Учитывая это, можно говорить о трех возможных сценариях развития сейсмотектонического процесса (рис.5.4). В первом, реализуется монотонный характер дегазации, все границы блоков разблокированы. Это фоновый режим, в котором движения каждого из блоков напоминает клавишную систему (по аналогии с выражением Л.Лобковского), возбуждаемую особенностями реидной деформации в низах каждого из блоков. Эта ситуация может быть характерной сейсмоактивным и асейсмичным регионам, отражая режим современных движений. Во втором сценарии, эндогенная активизация реализуется в масштабах двух – четырех блоков (локальная активизация) и блокируется движение только этих блоков. Соседние блоки продолжают естественный режим движения. Вероятность разблокировки одной из границ крупномасштабным разрывом мала, т.к. нельзя исключить того, что несколько блоков могут совершать совместный режим движений, вызывая одновременно возмущения различных полей, как внутри, так и вне своей совокупности. Разблокировка границ может происходить по мере затухания эндогенной активизации или за счет средней и слабой сейсмичности. И, наконец, третий сценарий, при котором происходит

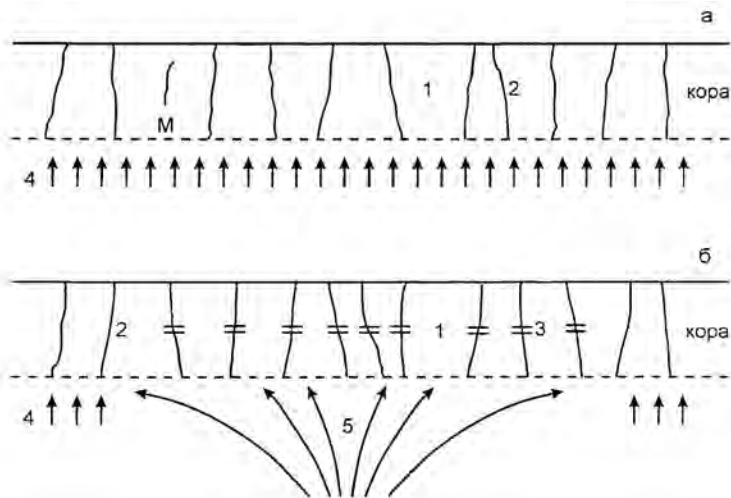


Рис.5.4 Сейсмические режимы в подвижной блоковой среде: а – фоновый, б – подготовки очагов сильных землетрясений. 1 – блоки, 2 – границы, по которым происходят движения блоков, 3 – блокированные границы блоков, 4 – фоновые потоки легких газов, 5 – импульсные потоки легких газов в региональном масштабе, М – граница Моховоричича.

блокировка границ в региональном масштабе, т.е. эндогенная активизация проявляется в региональном масштабе (например, [Войтов,2002; Соболев, Пономарев, 2003; Фирстов и Широков, 2005]). Отражением появления пространственно связанной блочной структуры могут быть кольцевая сейсмичность, относительное сейсмическое затишье, сейсмические бреши, исчезновение суточных ходов геоакустической эмиссии, а также многочисленные возмущения различных параметров среды на расстояниях  $r \sim \exp M$  (км) от будущих эпицентров ( $M$  – магниту́да землетрясения). Поперечные размеры зон, в которых наблюдали возмущения различных параметров среды, достигали двух тысяч километров [Добровольский,1991; Соболев,1993]. Но эти локальные возмущения среды не могут являться предвестниками конкретных землетрясений, т.к. их положение относительно эпицентра сильного землетрясения является случайным в пространстве и времени [Трапезников, 1994]. Естественно, что совокупность локальных пространственно-временных вариаций различных полей и сам сейсмический процесс не могли быть объяснены в рамках лабораторных представлений подготовки крупномасштабных структур разрушения. Наблюдаемая совокупность локальных возмущений параметров среды свидетельствует лишь о возбужденном состоянии литосферы. Судя по анализу этих данных [Соболев,1993], возбужденное состояние среды может появиться в широком интервале времен перед событиями с магнитудой  $M > 5$  (от

недель - месяцев до нескольких лет). Полагаем, что эта ситуация характерна как для платформ, так и зон субдукции (глубокофокусные землетрясения сейчас не рассматриваются).

Третий сценарий отражает реакцию блочной среды с множеством граничных структур на конкретный процесс региональной импульсной дегазации. При региональной импульсной дегазации рассматривается торможение фонового взаимного перемещения многих блоков. Блокировка граничных структур многих блоков изменяет условия фоновых взаимодействий системы верхняя мантия – литосфера. На пространственно связанную блочную структуру, лежащую на неустойчивой и “подвижной” нижней оболочке, также действуют внутренние (слабая сейсмичность, неустойчивая деформация), и внешние (адвекция, упругие волны отдаленной сейсмичности, приливы, метеофакторы, вариации скорости вращения Земли) силы. Очевидно, что пространственно-связанная структура блоков не может быть устойчивой. Можно говорить о том, что не каждый региональный акт импульсной дегазации приведет к образованию относительно устойчивой пространственно-связанной блочной структуры, в которой многие границы блоков будут заблокированы.

Образование пространственно-связанной структуры блоков в значительной степени зависит от интенсивности и скорости процессов дегазации и уровня внешних полей в данный период. Сам факт реализации сильнейших землетрясений показывает, что условия для образования их очагов в одних и тех же локальных местах возникают довольно редко. Так же редко сильнейшие землетрясения происходят на региональном уровне. Блокировка множества границ блочной структуры в региональном масштабе создает условия для крупномасштабного разрушения нескольких очагов, т.е. разрушения не только одной из границ (рис.5.4). Примером этого могут быть сильнейшие афтершоки (или отдельные события), происходящие на различном расстоянии от первого события (например, сильнейший афтершок Кроноцкого землетрясения по данным мониторинга может быть рассмотрен как самостоятельное событие [Славина и др., 2007]) или несколько событий в объеме одного очага, т.е. очага первого события. Последнего, в рамках лабораторного представления процессов разрушения в земной коре, не может быть. В геологической среде происходит окончательное разрушение связанного состояния оков за счет реидной деформации движущихся блоков

В связи с изложенным очевидна неопределенность места или конкретной границы разблокировки, также как и времени этого, в пространственно связанной блочной структуре. Нельзя исключать того, что сделать краткосрочный прогноз разблокировки разрушением конкретной границы будет нельзя. Сейчас более апробированы ме-

---

тоды краткосрочного прогноза времени сильных землетрясений в масштабах региона. Перспективны для целей обнаружения процесса эндогенной активизации в региональном масштабе методы мониторинга времен пробега продольных и поперечных волн, концентраций водорода [Войтов,2002; Славина и др., 2005; Фирстов и Широков,2005] и гелия, динамики суточного хода геоакустических сигналов [Гаврилов и др.2006]. Необходимо выделить также алгоритм RTL [Соболев и Пономарев, 2004]. Представляет большой интерес радиоволновый трассовый мониторинг волновода Земля–ионосфера на сверхдлинных волнах (СДВ) [Гуфельд и Маренко,1992], контролирующий одновременно несколько регионов и показавший неоднозначность развития сейсмотектонического режима.

С использованием радиоволнового СДВ метода как известно, были осуществлены краткосрочные прогнозы времени сильных землетрясений в пределах регионов и показано, что литосферная зона, возмущающая параметры волновода Земля -- ионосфера, изменяет свое положение вдоль радиотрассы не менее чем на 500 – 600 км в течение периода краткосрочной сейсмической опасности (менее 25 – 30 суток). Это подтверждает неопределенность реализации сильного землетрясения в том или ином месте во временной период краткосрочной сейсмической опасности. Еще более наглядна ситуация с неопределенностью места разблокировки одной из граничных структур при контроле нескольких регионов двумя трассами радиоволнового мониторинга, при котором только одна зона контролируется одновременно двумя трассами (в пределах двух зон Френеля) [Gufeld,1992] (Рис 5.5). В период Спитакского землетрясения осуществлялся мониторинг регионов по двум трассам: трасса Реюньон - Ленинград (зоны контроля : Кавказ, включая территорию Северного Кавказа, Восточная Турция, Западный Иран), трасса Либерия - Омск (зоны контроля: Северный Кавказ, Крым, Балкано-Карпатская зона, Италия, западная часть Северной Африки). Только в ночь с 27.11.1988 г. на 28.11.1988г. возмущения сигналов СДВ передатчиков в пунктах приема были почти синхронны. Это означало, что возмущения создавались одной зоной, которой могла быть только зона Северного Кавказа. Во всех остальных случаях, за исключением одного, перекрывающегося частично 3 декабря, не синхронно работали различные зоны обеих трасс, причем 5 и 6 декабря 1988г. еще нельзя было сказать, в зоне которой из трасс произойдет сильное землетрясение (Спитакское землетрясение с  $M=7.1$  произошло 7 декабря 1988г. в зоне контроля радиотрассы Реюньон - Ленинград). Как видно, время для анализа ситуации и принятия решений о краткосрочном прогнозе места весьма ограничено. Но самое неопределенное в этой сейсмо-

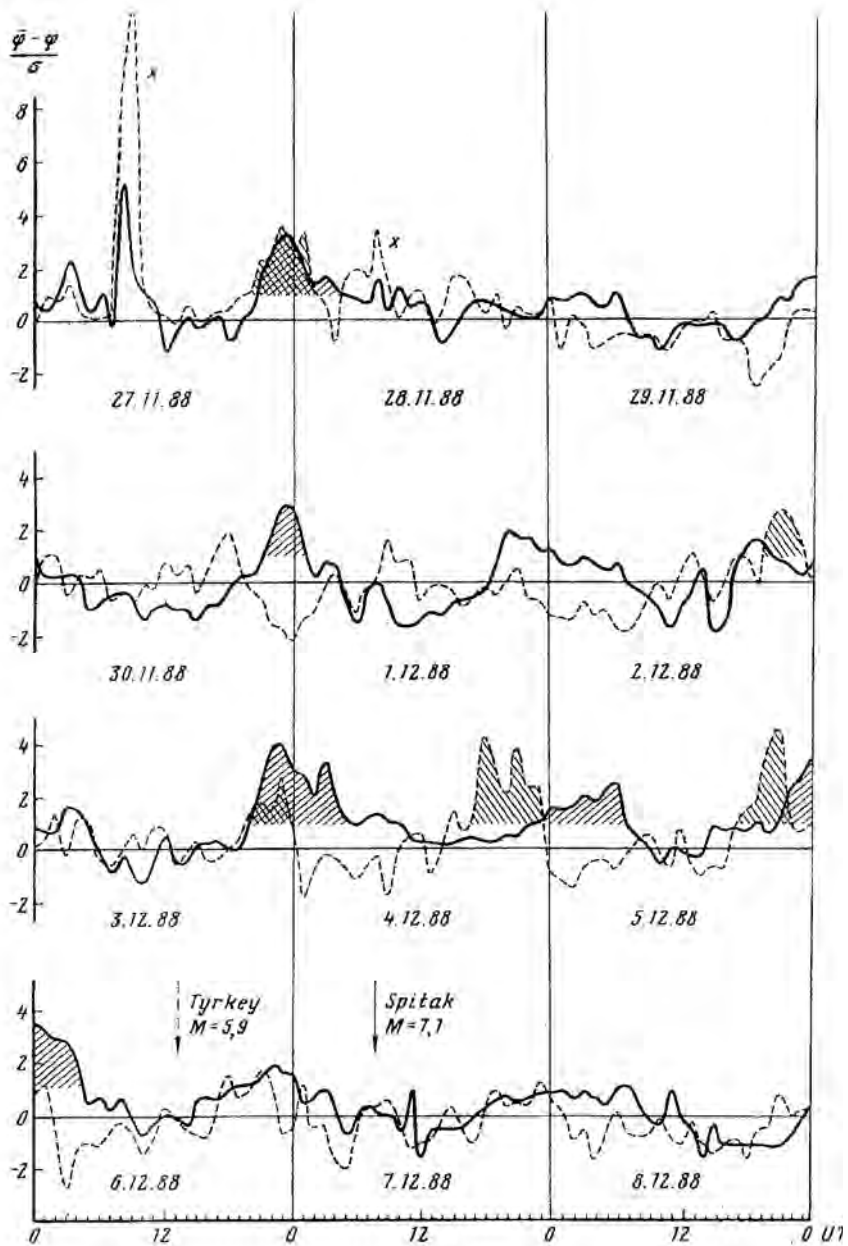


Рис.5.5 Возмущения относительных отклонений фаз сигналов навигационных передатчиков Омега (частота 10.2 кГц) на трассах Либерия – Омск (сплошная линия) и Реюньон – Ленинград (пунктирная линия) в период Спитакского землетрясения (пояснения в тексте). Возмущения даны относительно стандартного отклонения. Штриховкой выделены возмущения, превышающие два стандартных отклонения.

---

тектонической ситуации относится к выбору уже региона, где могло произойти сильное сейсмическое событие.

Таким образом, сейчас вряд ли можно ответить на вопрос, в каком месте, на какой границе произойдет первое разрушение пространственно-связанной блочной структуры. Возможно, что прогноз места сильного землетрясения будет носить вероятностный характер и поэтому может рассматриваться на основе Ферми – Паста – Улама представлений, учитывающих текущую изменчивость сейсмического режима в граничных структурах и особенности колебательного режима движений связанных блоков. Проблема краткосрочного прогноза места и времени сильных землетрясений остается, хотя возможности сейсмологического анализа и методов космической техники с учетом развития теории еще не исчерпаны.

### **5.5 О процессах в зоне “субдукции”**

Понимание природы тонкой структуры зоны субдукции имеет ключевое значение для физики сейсмотектонического процесса. Результатом интенсивных геофизических и геологических исследования зон субдукции в последние несколько десятков лет являются новые данные о структуре этой зоны и особенностях сейсмичности. Они поставили целый ряд вопросов, ответы на которые нельзя получить в рамках модели плитотектоники. Предпочтительнее рассматривать эти вопросы на основе активизации эндогенных процессов, имеющих значительную вертикальную компоненту переноса энергии. Ограничимся изложением результатов ряда работ по Камчатке, Курилам и Японии, которые широко известны и достаточно объективны.

Прежде всего, рассмотрим особенности протекания сейсмотектонических процессов, которые одновременно отражают и условия их проявления. Об этом можно судить по распределению плотности эпицентров Камчатских землетрясений (Рис.5.6, [Болдырев, 2002]). Основная сейсмоактивная зона имеет ширину 200 – 250 км. Распределение плотности эпицентров очагов (далее очагов) в пространстве носит сложный характер, при этом выделяются изометрические и вытянутые участки различной плотности очагов.

Участки повышенной плотности очагов образуют систему линейamentов, из которых наиболее заметные совпадают с простираанием морфоструктур Камчатского региона. Эти участки устойчивы в пространстве за период инструментального контроля, начиная с 1962 и кончая 2000 годом. Устойчиво в пространстве также положение слабосейсмичных участков. Заметим, что частота землетрясений внутри этих

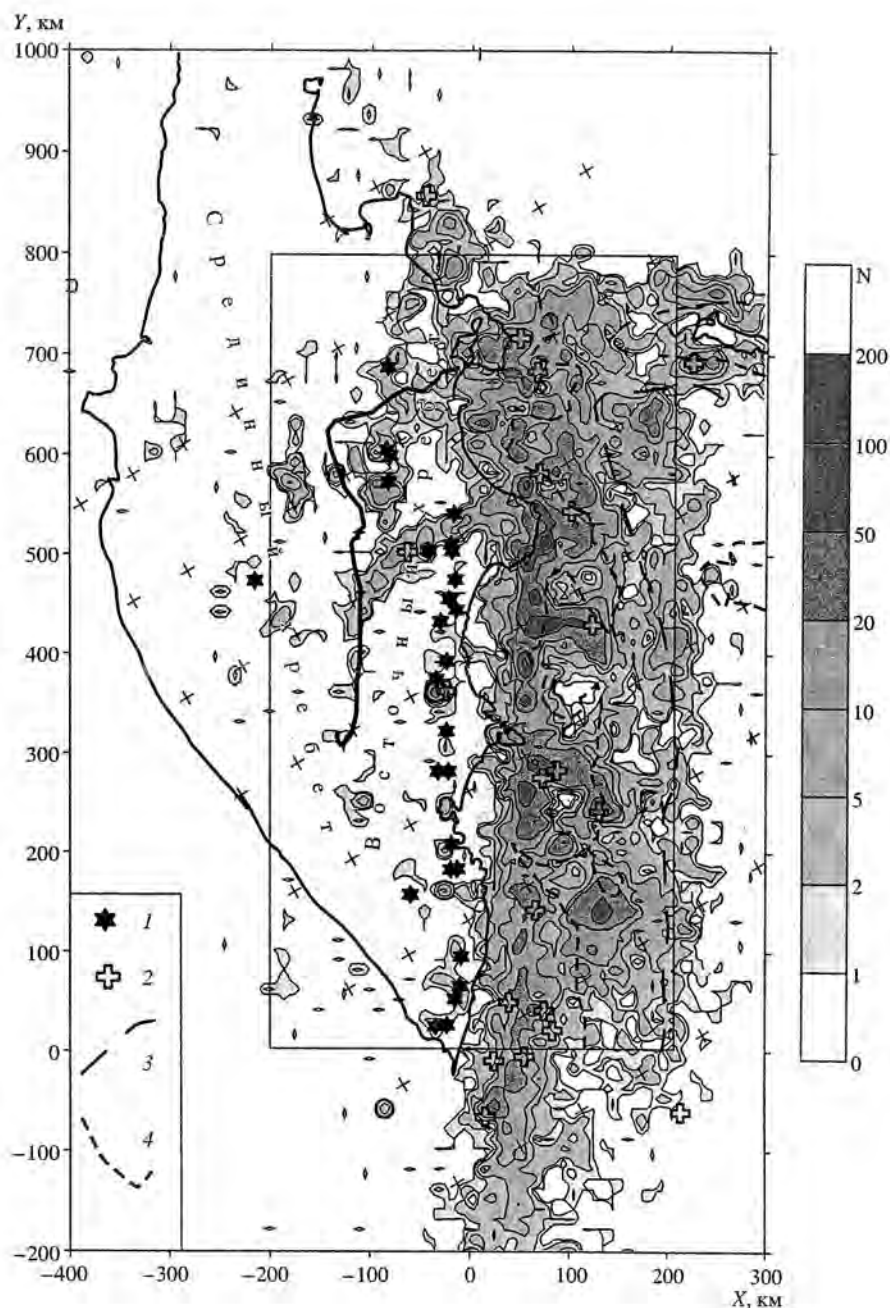


Рис.5.6 Плотность эпицентров (N на 100 кв. км) Камчатских землетрясений 1962-1998 гг. (N=0-70 км, Ks > 8.5). Прямоугольник – область уверенной регистрации событий с Ks > 8.5. 1 – современные вулканы, 2 – очаги с Ks > 14.0, 3 – ось глубоководного желоба, 4 – изобата – 3500 м.

---

участков может существенно меняться. Это показано при реализации, например, алгоритмов RTL [Соболев и Пономарев, 2003].

Пространственно – временные изменения плотности очагов в трех полосах сейсмической зоны Камчатки приведены на рис. 5.7. [Болдырев, 2002 ]. Как видно, положение сейсмоактивных и слабо сейсмичных участков весьма устойчиво во времени в данный период контроля. На этом же рисунке показано положение очагов сильных землетрясений ( $K > 12.5$ ), совпадающие с участками повышенной плотности очагов слабых землетрясений. Можно констатировать, что сильные события происходят в зонах повышенной активности слабых событий, хотя по механистическим представлениям в этих участках должна происходить разрядка накапливаемых напряжений.

Весьма интересны результаты анализа, представленные на рис. 5.8 [Болдырев, 2000]. На верхней части рисунка показан вертикальный разрез распределения плотности гипоцентров в ячейках 10 на 10 км и положение коромантийного раздела. Под Камчаткой практически отсутствуют очаги в мантии, а под экваторией Тихого океана они преобладают. На нижней части рисунка автор показывает предположительные тренды миграции сильных событий от  $159^\circ$  в.д. до  $167^\circ$  в.д. Скорость “миграции” очагов 50 – 60 км/год, периодичность активизации 10 – 11 лет. Таким же образом можно выделить тренды событий более низкого энергетического уровня, “распространяющиеся” с запада на восток. Однако природа таких горизонтальных процессов передачи упругой энергии не обсуждалась. Отметим, что схема горизонтально действующих процессов передачи упругой энергии не согласуется с наблюдаемыми устойчивыми положениями в пространстве участков с постоянным уровнем сейсмичности. Существование устойчивых участков с активными сейсмическими явлениями в большей мере указывают на протекание вертикальных процессов возбуждения среды, имеющих в данный период определенную ритмичность.

Возможно, что с этими процессами связаны различные характеристики среды, отражающиеся в скоростных моделях (Рис.5.9 и 5.10) [Тараканов, 1987; Болдырев и Кац, 1982]. Сразу бросается в глаза неоднородности, образующие сложную мозаику “блоков “ с повышенным или пониженным уровнем скоростей (относительно осредненного скоростного разреза по Джеффрису). Причем “блоки “, в которых почти постоянны скорости, расположены в широком диапазоне глубин, контрастно выделяются наклонные структуры также с большим перепадом глубин. В одних и тех же диапазонах глубин скорости упругих волн могут быть как высокими, так и низкими. Скорости в подконтинентальной мантии ниже скоростей в подокеанической мантии на одних и тех же глубинах. Необходимо также отметить наибольшие значения градиентов

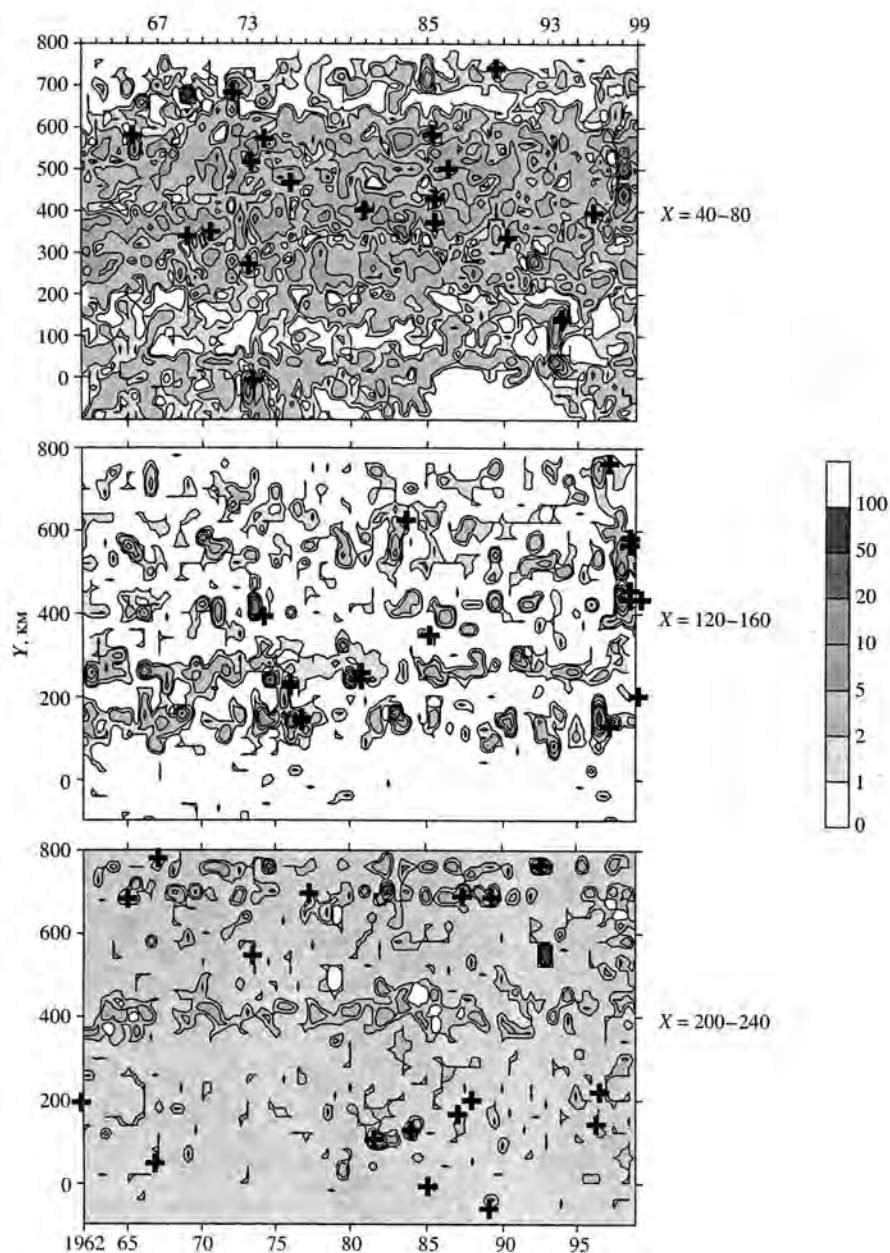


Рис.5.7 Пространственно-временные распределения плотности очагов (число событий за 0.5 года в интервале  $\Delta Y = 20$  км) в трех продольных линейментах Камчатской сейсмоактивной зоны. Крестиками помечено положение 20 сильнейших землетрясений в каждой полосе.

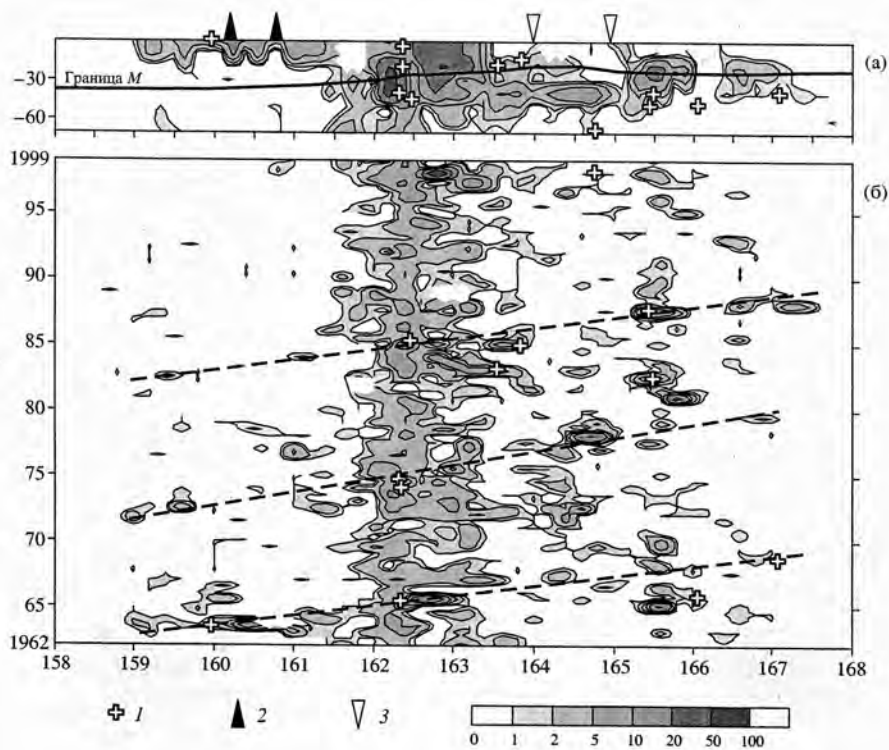


Рис.5.8. Вертикальный разрез (а) и пространственно-временные изменения плотности очагов (б) в полосе 20км вдоль 55°ш.. 1– очаги землетрясений  $K_s > 12.5$ , 2 – проекция современной вулканической зоны, 3 – проекция оси глубоководных желобов.

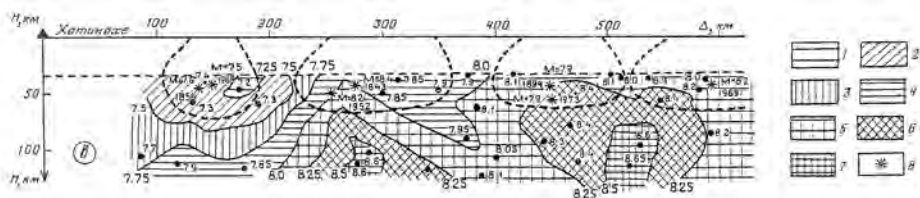


Рис.5.9 Поля скоростей продольных волн (км/с) в фокальной зоне вдоль профиля станции Хатинохе – о-в Шикотан: 1 -  $< 7.25$ , 2 -  $7.25 - 7.5$ , 3 -  $7.51 - 7.75$ , 4 -  $7.76 - 8.0$ , 5 -  $8.01 - 8.25$ , 6 -  $8.26 - 8.5$ , 7 -  $> 8.5$ , 8 - гипоцентры сильнейших землетрясений.

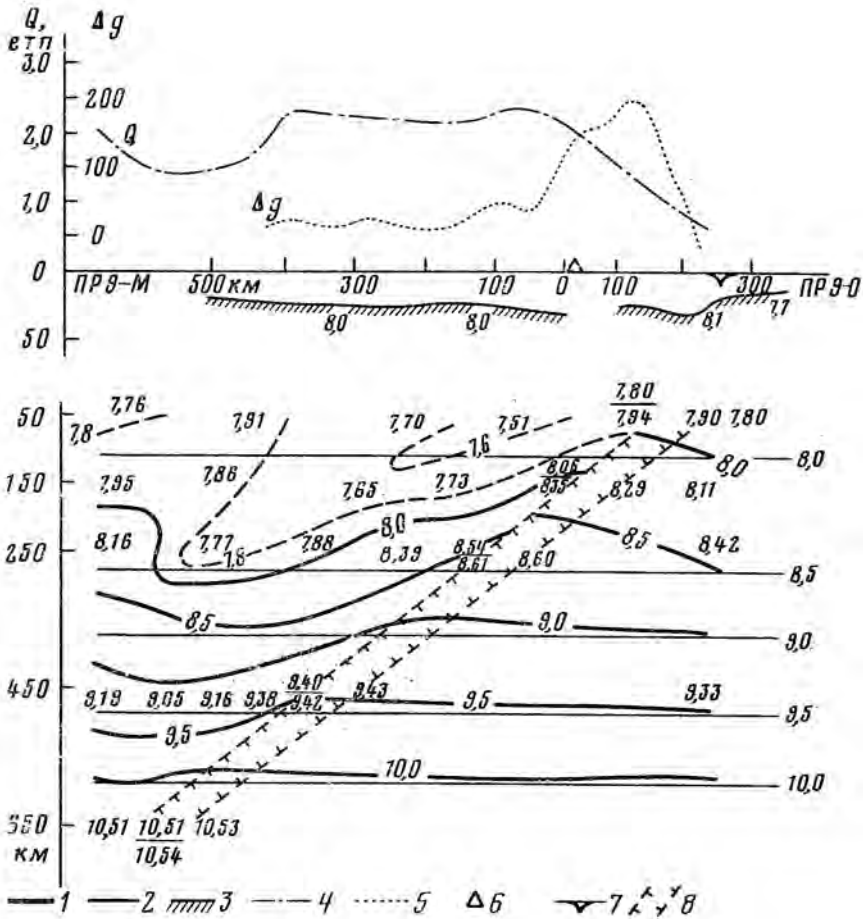


Рис.5.10 Широтный профиль изменения скоростей продольных волн (станция SKR – глубоководный желоб), теплового потока и аномалий поля силы тяжести. 1 – изолинии поля скорости  $V_p$ ; 2 – значения скорости для стандартной модели Земли; 3 – положение поверхности М и значения граничных скоростей в ней; 4 – изменение фонового теплового потока; 5 – аномалии поля силы тяжести; 6 – действующие вулканы; 7 – глубоководный желоб, 8 – границы сейсмофокального слоя.

скоростей вблизи сейсмофокальной зоны. Эти особенности скоростных разрезов связывались с вариациями плотности среды, которые оценивались величиной  $\Delta \rho \sim 0.2 \text{ г/см}^3$  [Болдырев и др., 1986].

Уровень сейсмической активности (т.е. плотности очагов) в зонах имеет обратную корреляцию со скоростью  $V_p$  и прямую с добротностью среды. При этом участки повышенных значений скоростей, как правило, характеризуются более высоким уровнем затухания [Болдырев, 2005], причем гипоцентры наиболее сильных событий располагаются в зонах с повышенной скоростью и приурочены к границам “блоков” с разными скоростями [Тараканов, 1987].

---

Была построена обобщенная скоростная модель блоковой среды для сейсмофокальной зоны и ее окрестностей [Тараканов, 1987]. Фокальная зона по пространственному распределению гипоцентров и скоростному строению также является неоднородной. По толщине она является как бы двухслойной, т.е., сама сейсмофокальная зона и примыкающий к ней высокоскоростной слой (или “блок”) с  $\Delta V \sim (0.2 - 0.3 \text{ км/с})$ . Аномально высокими скоростями отличается наиболее высокосейсмичная часть зоны, а аномально низкими скоростями характеризуются блоки непосредственно под островными дугами и еще глубже в направлении сейсмофокальной зоны. О двухслойной сейсмофокальной зоне на некоторых глубинах сообщалось и в других работах [Строение..., 1987].

Эти данные можно относить к объективным, хотя границы выделенных “блоков” могли быть определены не достаточно точно. Наблюдаемые распределения скоростей сейсмических волн, особенности тектонических напряжений и деформаций, а также пространственное распределение аномалий различных геофизических и гидрогеохимических полей не могут реализоваться, если представить, что сейсмофокальная зона находится в постоянном одностороннем движении, как это следует из модели плитотектоники [Тараканов и Ким, 1979; Болдырев и Кац, 1982; Тараканов, 1987; Болдырев, 1987]. Здесь аномалии скоростей связывают с вариациями плотности, что может объяснить перемещение вязкой среды в поле силы тяжести. При этом отмечается, что характер движений напоминает поля в конвективной ячейке, где восходящие движения могут трансформироваться в горизонтальные движения верхней мантии, которое выделяется вблизи островной гряды. Положение сейсмофокальной зоны, ее очертания и наклон связываются с взаимодействием разуплотненной мантией под окраинным морем с более плотной средой под океаном.

Представляют интерес работы Л.М. Балакиной, посвященные исследованиям механизмов очагов землетрясений в зонах субдукции ([Балакина, 1991, 2002] и литература к ним). Наиболее полно исследовались Курило-Камчатская островная дуга и Японские острова. Для землетрясений ( $M > 5.5$ ) в верхних 100 км литосферы выявлен единый тип механизмов очагов. В нем одна из возможных плоскостей разрыва ориентирована устойчиво вдоль простираия островной дуги и имеет крутой угол наклона ( $60 - 70^\circ$ ) в сторону глубоководного желоба, вторая – пологая плоскость (угол падения менее  $30^\circ$ ) не имеет устойчивой ориентации по азимуту простираия и направлению падения. В первой плоскости преобладающая подвижка всегда взброс, во второй – меняется от надвига до сдвига. Отсюда следует закономерная ориентация действующих напряжений для глубин до 100 км: напряжение сжатия по всей толще литосферы ориентированно вкрест простираия островной

дуги с наклоном в сторону глубоководного желоба под небольшими углами к горизонту (20—25°). Напряжения растяжения на этих глубинах ориентировано круто с наклоном в сторону тылового бассейна и большим разбросом по азимуту простирания. Это означает, что представления о совпадении ориентации осей напряжений сжатия или растяжения с вектором наклона фокальной зоны не является обоснованным. Также Л.М. Балакиной отмечается, что в очагах промежуточных и глубокофокусных землетрясений ни одно из напряжений сжатия или растяжения нельзя считать совпадающим по направлению с вектором падения сейсмофокальной зоны. Анализ механизмов очагов показал, что в литосфере и мантии имеет место субвертикальное перемещение вещества. Однако в мантии, в отличие от литосферы, оно может быть как восходящим, так и нисходящим (рис.5.11). Поэтому сейсмофокальная зона может быть пограничной между зонами поднятия и опускания. Ведущим процессом представляется образование и развитие тыловых структур погружения, обусловленное перемещением масс, охватывающих всю верхнюю мантию под тыловым бассейном (Балакина, 1991). Этот процесс связывается с гравитационной дифференциацией вещества в области фазовых переходов между нижней и верхней мантией, т.е., процесс перемещения начинается снизу, а не сверху, как это следует из модели плитотектоники. Фокальная же зона — это область дифференцированных движений на границе между мантией тылового бассейна и океанической. Происходящее перераспределение масс сопровождается также их горизонтальным перемещением, развитие которого в астеносфере обуславливает поднятие подошвы соответствующего участка литосферы. В результате вдоль фокальной зоны концентрируются напряжения и накапливаются сдвиговые деформации, которые определяют закономерности распределения механизмов очагов на различных глубинах, от поверхностных до мантийных.

Развитие в цитированных работах представления о формировании сейсмофокальных зон (зоны субдукции) во многом схожи, а механизмы вертикальных движений находят свое объяснение также в модели вертикальной аккреции вещества [Вертикальная., 2003].

Однако остаются две группы вопросов. Первая группа: природа слабой коровой сейсмичности, квазистационарность зон сейсмичности с различной активностью, сопряженность зон слабой и более сильной сейсмичности. Вторая группа вопросов связана с природой глубокофокусной сейсмичности и скоростными моделями среды.

Ответы на первую группу вопросов можно получить из представлений о последствиях взаимодействия восходящих потоков легких газов с твердой фазой литосферы. Интенсивность сейсмических событий в различных зонах (пятнистость сейсмичности) обусловлена различием

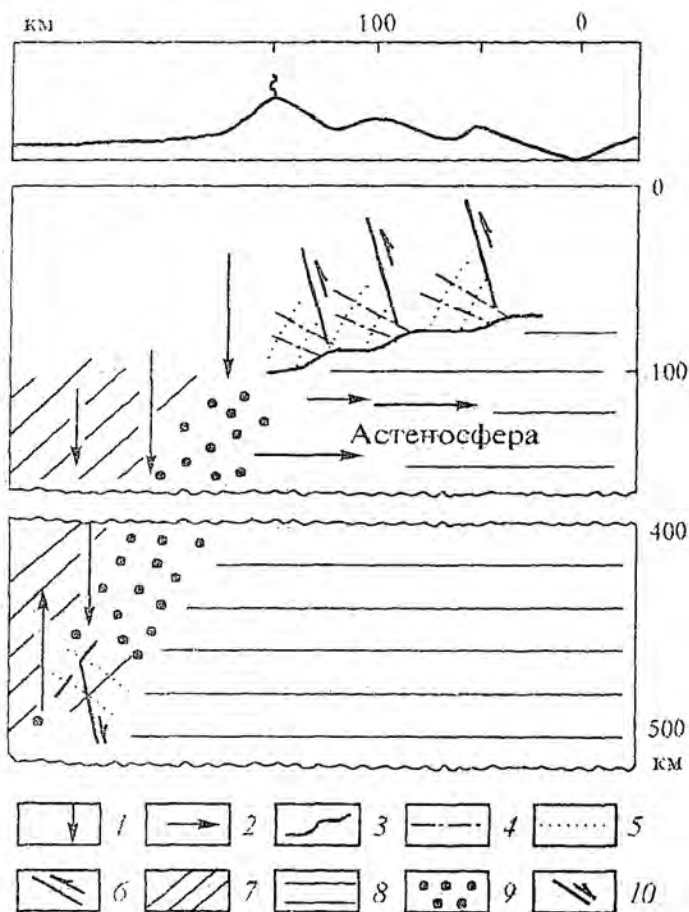


Рис.5.11 Схема дифференциальных перемещений вещества в пограничной зоне между активной мантией тылового бассейна и пассивной океанической мантией, происходящих в процессе погружения тылового бассейна (по Балакиной). Вертикальное сечение, перпендикулярное простирацию дуги. 1 – нисходящие движения на периферии тылового бассейна; 2 – горизонтальные перемещения вещества в астеносфере под островным склоном желоба; 3 – линии поднятия подошвы литосферы, вследствие перемещения вещества в астеносфере; 4,5 – ориентация напряжений: 4 – сжатия, 5 – растяжения, возникающих при дифференциальных перемещениях вещества в литосфере и в нижней части фокальной зоны; 6 – ориентация крутых разрывов и подвижек в литосфере; 7 – верхняя мантия под тыловым бассейном; 8 – океаническая верхняя мантия; 9 – фокальная зона; 10 – крутые разрывы в низах фокальной зоны.

потоков восходящих легких газов, их цикличностью, т.е., пятнистость сейсмичности отражает соответствующую неравномерность восходящих потоков легких газов.

Природа процессов формирования тонкой скоростной структуры среды, как нам представляется, практически не обсуждалась. Скоростная структура среды весьма удивительна своей контрастностью. Внешне

скоростная структура среды напоминает вертикальные зоны (блоки) повышенной или пониженной сейсмичности, однако они расположены в переходной зоне нижней коры и верхней мантии (40-120 км). Изменения скоростного режима в вертикальных блочных структурах может быть объяснено не только на основе чисто плотностных моделей (происхождение которых необходимо обсуждать), но и вариациями температурного режима, связанного с тепловыми эффектами восходящих потоков водорода в различных элементах структуры. Причем в переходной зоне от верхней мантии до нижней коры речь может идти только о восходящей диффузии атомарного водорода в кристаллических структурах. По-видимому возможны струйные течения водорода и гелия в направлении менее плотной упаковки кристаллических структур, аналогичные наблюдаемым в лабораторных экспериментах (рис.4.4 б,в,г). Подтверждением этого могут служить данные по быстрой изменчивости скоростных параметров среды [Славина и др., 2007].

Обсудим возможные механизмы изменения свойств среды в зонах струйных восходящих течений водорода. Один из механизмов связан с процессами растворения водорода в кристаллических структурах. Это процесс эндотермический. Хотя для горных материалов теплоты растворения водорода не известны, однако для оценок можно взять данные для материалов, не образующих гидридных соединений. Эта величина может быть порядка 30 ккал /моль(H). При непрерывных восходящих потоках атомарного водорода (при условии занятых водородом вакансий и дефектных структур) порядка 1 моль H/м<sup>2</sup> понижение температуры может составить 50-100°. Этому процессу может способствовать текстурированность определенных граничных структур, например, в сейсмофокальной зоне и прилегающих областях. Следует отметить, что проявления эндотермических процессов, сопровождающих растворение водорода в кристаллических структурах, интенсивны в зонах структурно-вещественных преобразований, реализующих реидное течение вещества. На возможность таких процессов указывают ряд закономерностей распространения упругих волн. Например, вертикальные зоны повышенных скоростей характеризуются более высоким уровнем их затухания [Болдырев, 2005]. Это может быть связано с взаимодействием упругих волн с водородной подрешеткой, концентрация которой повышена в зонах с более низкой температурой. Такие эффекты известны в лабораторной практике. Наличие водородной подрешетки после насыщения горных материалов фиксировалось в рентгеноструктурных исследованиях по появлению сверхструктурных отражений на малых углах (рис. 4.2). В этих представлениях скоростных структур рассматриваются два типа зон: зона с нормальным фоновым восходящим потоком водорода и зона с небольшой концентрацией

---

водорода (до этого в этой зоне температура была повышена), где возможно дополнительное растворение водорода. Можно отметить, что появление в геологической среде двухфазного состояния вещества при высоком давлении водорода может привести к увеличению плотности за счет более плотной упаковки структур.

Однако можно рассматривать и другую модель формирования различий в скоростных структурах среды. При струйных течениях водорода по различным структурам (например, на рис.4.4б) с ним выносятся определенные количества тепла [Летников и Дорогокупец, 2001]. В рамках этих представлений существуют структуры с повышенной температурой и структуры с нормальной температурой для соответствующих глубин. Но все это означает, что скорости упругих волн в различных структурах будут со временем изменяться, причем время изменений может быть весьма небольшим, что показала Л.Б. Славина с коллегами.

В рамках рассматриваемых процессов некоторые свойства сейсмофокальной зоны (зоны субдукции) можно связывать с процессами взаимодействия восходящего потока глубинного водорода с твердой фазой. Сейсмофокальная зона является стоком легких газов. Повышенная концентрация дефектов структуры, о чем говорилось выше, может привести к накоплению водорода и гелия в дефектах (вакансиях), с плотностью, близкой к плотности их в твердых фазах. За счет этого плотность материала сейсмофокальной зоны может увеличиться на доли единиц ( $\text{г/см}^3$ ). Это также может способствовать увеличению скорости упругих волн. Однако этот процесс происходит на фоне более масштабных явлений планетарного типа, обусловленных, по-видимому, вертикальным переносом вещества (адвекционно-флюидный механизм [Белоусов, 1981; Спорные., 2002; Океанизация., 2004; Павленкова, 2002]), а также процессами в граничных слоях между континентальными и океаническими мантией и литосферой. Естественно, что эта пограничная зона должна обладать рядом уникальных свойств. Формирование этой зоны и поддержание ее длительного достаточно устойчивого состояния сопровождается возникновением в ней, как отмечалось выше, высоких напряжений, создающих определенную текстуру деформации. Текстура деформации также может внести существенный вклад в увеличение скоростей упругих волн вдоль таких граничных структур. Формированию и поддержанию текстуры деформации способствует также восходящая диффузия водорода и гелия. Примеры текстурирования (Рис.4.1б) горных материалов при насыщении их легкими газами были приведены выше. Следует отметить, что в текстурированных структурах повышенная концентрация дефектов. Это способствует накоплению в них легких газов и проявлениям неустойчивости среды за счет постоянной

восходящей диффузии легких газов. Поэтому пограничная зона, она же сейсмофокальная зона, также может представлять двухфазную структуру, что влияет на ее скоростные параметры. Заметим, что неравновесное состояние геологической среды при повышенных значениях Р-Т параметров может быть признаком протекания сверхпластичности. Это следует из лабораторных представлений и наблюдений сверхпластичности. Однако перенос этих представлений на условия среды глубже 150-200 км пока не имеет реальных оснований.

Теперь о природе глубокофокусных землетрясений, точнее, конечно, говорить о природе подготовки и протекания разномасштабных глубокофокусных “движений”. Причем основанием для этих представлений являются особенности сейсмических явлений, характеризующихся сдвиговой компонентой движений в так называемом глубокофокусном “очаге”. Основные положения представлений об этом исходят в настоящее время из модели плитотектоники. Однако эта модель подвергается все большей критике [Спорные., 2002; Океанизация., 2004]. Накопленный объем геологических и геофизических данных ставит под сомнение реальность этой модели. В рамках модели плитотектоники протекание глубокофокусных движений связывали с фазовыми переходами оливин-шпинель при определенных Р-Т условиях в граничных слоях опускающейся холодной океанической плиты [Калинин и др., 1989]. Фазовые границы в погружающейся плите представляются механически ослабленными зонами, вдоль которых осуществляется проскальзывание сегментов погружающихся жестких плит при некотором участии “флюидной фазы” [Родкин, 2006], т.е. очагом является зона проскальзывания. В рамках этой модели пытаются объяснить также резкие изгибы погружающихся плит, выявленные по гипоцентрам глубоких землетрясений и по данным сейсмической томографии. Эти резкие изгибы плит связываются также с фазовыми переходами на определенных глубинах и соответствующей потерей жесткости таких плит. Однако при этом не учитывается природа сил (в рамках модели плитотектоники), вызывающая движение плиты вниз. Можно ли объяснить действием этих сил горизонтальное движение плиты после ее изгиба? Можно ли затем изменить направление движения плиты вниз? На эти вопросы необходимо отмечать. Остается также вопрос к природе резкой контрастности границ опускающейся плиты. Эти вопросы в модели плитотектоники не обсуждаются и не могут в ней найти объяснений.

Учитывая выше изложенное, а также многочисленные данные исследований, необходимо согласиться с теми, кто показывает уязвимость представлений плитотектоники. Зона Заварицкого-Беньофа является границей двух сред, континентальной литосферы-мантии и океанической

---

кой литосферы-мантии. Эти среды оказывают на граничную структуру и ее динамику основное влияние. Однако ряд особенностей граничной структуры указывает на то, что она является мощным стоком легких газов, прежде всего водорода, от ядра к поверхности.

Восходящие потоки водорода имеют струйный характер и могут контролироваться ярко выраженными границами, которыми определяются структурными особенностями среды. Это было показано при лабораторном моделировании (рис. 4.4б,в,г). Как уже отмечалось, в направлении к поверхности концентрация водорода будет увеличиваться. Постепенно дефектные места (дислокации, вакансии, дефекты упаковки др.) будут заняты водородом и его поток будет осуществляться только по междоузлиям. Поэтому основным препятствием для движения потока будут уже занятые водородом дефектные структуры и элементы текстуры деформации. Водород начнет накапливаться в междоузлиях и свободных дефектах структуры, вызывая структурные напряжения.

Известна вертикальная и субгоризонтальная расслоенность верхней мантии. Природа расслоенности верхней мантии рассматривают на основе тепловой конвекции, адвективно-полиморфного и флюидного механизмов. Анализ действия этих процессов рассматривался в работах [Павленкова, 2002]. На основе этого анализа делался вывод, что наиболее полно можно объяснить расслоенность верхней мантии действием флюидного механизма [Летников, 2000]. Суть рассматриваемого здесь механизма заключается в том, что благодаря значительной подвижности флюидов вещество мантии достаточно быстро (по сравнению с конвективным течением) поднимается вверх по ослабленным или разломным зонам. На некоторых глубинах оно задерживается, образуя слои с повышенной концентрацией флюида. Дальнейшее продвижение глубинного вещества вверх зависит от проницаемости верхней мантии. Такими зонами проницаемости являются наклонные мантийные структуры, в том числе так называемые зоны субдукции, по существу зона сочленения двух различных структур. Эти зоны имеют изломы, а в ряде случаев изломы имеют углы, близкие к прямым.

Однако зоны "проницаемости" в верхней мантии не могут иметь трещин, поэтому они могут быть проницаемы только для легких газов (под флюидом следует понимать только легкие газы), которые образуют фазы внедрения. Это водород и гелий. Зоны изгиба представляются зонами накопления водорода в кристаллических структурах. Можно полагать, что поток водорода из внешнего ядра квазипостоянен, поэтому накопление водорода в этих зонах будет заканчиваться его прорывом в вышележащие структуры. Примером такого поведения водорода может быть струйный прорыв (см. рис. 4.4 в,г и 4.7-4.10). Этот прорыв будет сопровождаться перестройкой снизу вверх протяженных кристалли-

ческих структур, проявляющейся в ее быстром деформировании, т.е. тем, что называют глубокофокусным землетрясением. Естественно, что в этом процессе нет разрыва сплошности. В подтверждение этой модели можно привести данные по цикличности или ритмичности глубокофокусных землетрясений с периодичностью 7-8 лет [Поликарпова и др., 1995], отражающих косвенно как величину глубинного потока водорода, так и особенности взаимодействия этого потока с твердой фазой и ее реакцию на этот поток.

## 5.6 Вместо заключения

Эндогенные процессы в так называемых зонах субдукции действуют в масштабах, существенно превышающих региональные. Измерения возмущений различных полей в локальных участках могут дать информацию об активизации пространственных или локальных процессов. Однако они не могут помочь в оценке и прогнозировании локальной реакции среды в тех или иных участках. В тоже время плотная сеть мониторинга, где она возможна, может помочь в оконтуривании региональной зоны эндогенного возбуждения среды, но вряд ли может указать на вероятное место сильного события.

*Чтобы управлять чем бы то ни было,  
надо считаться с массовыми фактами,  
а еще лучше – понимать их.  
К.К. Вальтух*

## ГЛАВА 6. УПРАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОЦЕССОМ РЕАЛЬНОСТЬ И ПРОБЛЕМЫ

### 6.1 Введение в проблему

Сейсмический процесс реализуется в предельно энергонасыщенной среде, испытывающей непрерывные воздействия весьма слабых внешних полей различной природы и обменивающейся энергией и массой с окружающей средой и внутри себя. Многочисленные работы посвящены изучению влияния внешних слабых полей на активизации сейсмичности. Рассматривалось совпадение сильных землетрясений (без конкретизации точного места и энергий событий) с проявлением космических и атмосферных факторов или изменение сейсмического режима при слабых искусственных и естественных воздействиях. Также как и при поиске предвестников получены эмпирические соотношения их связи. При действии слабых естественных и искусственных источников говорится о триггерном воздействии внешних факторов на сейсмический процесс, однако определение триггерного эффекта не дается. В то же время существует определение триггера – триггерного устройства в радиотехнике, которое, по-видимому, и имеют в виду. Это определение звучит так: триггер – электронное устройство с двумя устойчивыми состояниями равновесия, в котором под влиянием внешнего воздействия возникает процесс, переводящий систему из одного устойчивого состояния равновесия в другое [Физический..., 1966]. Такое понимание триггерного действия не может иметь отношения к объекту, который называется геологическая среда. Смысл триггерного воздействия в геофизике заключается в следующем: слабые внешние воздействия на среду должны изменить объемно-напряженное состояние, снять накапливаемые тектонические напряжения. Как было показано выше, это в геологической среде в принципе невозможно. Кроме того, эти воздействия существенно меньше энергии тепловых флуктуаций [Гуфельд и др., 2005]. Следовательно, эти источники не могут оказать прямого действия на крупномасштабные структуры разрушения в литосфере, т.е. вызвать (инициировать) разрядку напряжений в масштабе очага. В тоже время их действие возможно на локальные структуры, находящиеся в неравновесных условиях в данный момент. Эта ситу-

ация аналогична инициированию трещинообразования на микро- и мезоуровнях в нагруженных до предельного уровня образцах при воздействии слабых вибрации или электромагнитных полей. Энергия этих воздействия существенно ниже энергии тепловых флуктуаций, т.е. величины  $kT$ . Здесь также не происходит разрядки напряжений. Если же принять концепцию "триггерной" разрядки напряжений в геологической среде на основе лабораторных данных [Соболев, Пономарев, 2003], то сильных землетрясений в условиях постоянно действующих фоновых полей вообще не должно быть.

Можно ли воздействовать на параметры сейсмического процесса, если уменьшить постоянно поддерживаемую предельную энергонасыщенность среды принципиально невозможно? В реальных геологических условиях конкуренцию термическим флуктуациям могут составить процессы взаимодействия легких газов с твердой фазой литосферы, контролирующие слабые вариации ОНС среды.

В последние несколько лет большой группой авторов проводятся исследования, конечной целью которых является разработка технологии управления сейсмическим процессом, например, [Авагимов и др., 2002]. Если сильные коровые землетрясения сейчас нельзя предсказать, то возможно их возникновением и эволюцией можно в какой-то степени управлять. Так ставится вопрос. При этом полагали, что накопленный опыт лабораторного и натурного моделирования может быть использован при разработке технологии разрядки накопленных в земной коре тектонических напряжений и снижения риска возникновения сильных землетрясений [Авагимов и др., 2002].

В связи с этим возникают следующие вопросы:

1. Можно ли при поставленных целях переносить данные лабораторных экспериментов на условия земной коры?
2. Убедительны ли данные, представляемые как реакция среды, т.е. изменение сейсмического режима на действие весьма слабых искусственных (подземные ядерные взрывы – ПЯВ, МГД генератор – МГД-Г) и естественных (магнитные бури – МБ) источников?
3. Можно ли на основе нынешнего опыта мониторинга сейсмической опасности говорить о регулировании сейсмического процесса?

Причем в отличие от других работ по данной теме мы будем учитывать в качестве одного из критериев силы воздействия соотношение энергии, вводимой в лабораторный образец или геологическую среду, с энергией тепловых флуктуаций  $kT$ , где  $k$  – постоянная Больцмана,  $T$  – температура (при нормальных условиях  $kT \sim 4 \cdot 10^{-21}$  Дж). Это позволит реально оценить возможности регулирования сейсмического режима. Именно малость вводимой энергии в среду заставляет искать иные физические механизмы воздействия на очаг землетрясения,

---

которые могли бы заменить общее (т.е. не доведенное до конкретного физического понимания) представление о “триггерных” эффектах.

## 6.2 Лабораторные эксперименты

Как известно, пластическая деформация различных материалов происходит скачкообразно и эти «скачки» могут быть обусловлены также внешними весьма слабыми вибрациями. Поэтому считали, что воздействуя искусственными вибрациями на область подготовки землетрясений, можно будет в определенной степени вызывать разрядку накопленных упругих напряжений, инициировав большое число слабых землетрясений [Садовский и др., 1981]. Эти идеи в целом не претерпели изменений до настоящего времени. Однако последующие эксперименты показали, что те же эффекты в лабораторных условиях достигаются при электромагнитном (электрическом) воздействии на образцы. Кроме того, было показано, что реакция образцов не всегда укладывалась в рамки моделей, отражающих чисто механический эффект слабых воздействий.

Основные результаты лабораторных исследований изложены в следующих работах [Садовский и др., 1981; Богомолов и др., 2001, 2002; Аладьев и др., 2003; Соболев и Пономарев, 2003; Ильичев и др., 2003; Закупин и др., 2003].

Образцы различных материалов, включая горные, нагружали до уровня  $\sigma \sim 0,9\sigma_c$  ( $\sigma_c$  – предельное напряжение нагрузки). Контролировались деформация и акустическая эмиссия (АЭ) при действии весьма слабых внешних полей (удары падающих тел, воздушные потоки, вибровоздействия, микросейсмы, электромагнитные поля) с плотностью энергии  $10^{-6} - 10^{-9}$  Дж/см<sup>3</sup> (здесь учитывались объемы исследуемых образцов). Эффекты быстрой (скачкообразной) деформации образцов и АЭ были характерны для всех типов воздействий. Экранирование образцов от действия микросейсм существенно уменьшало амплитуду «скачков» деформации. Все «скачки» деформации совпадали по времени с пиковыми микросейсмами, но не все пиковые микросейсмы вызывали «скачки» деформации. Последняя ситуация зависела от времени между интенсивными микросейсмами.

Еще более интересны особенности протекания АЭ. Отмечены эффекты запаздывания реакции образца, т.е. АЭ, относительно начала воздействия. Повышенный уровень активности АЭ сохранялся в течение всего периода воздействий и значительное время после окончания воздействий. Наблюдалось резкое увеличение активности после окончания воздействий. Эти периоды активности могли значительно изменяться на различных образцах одного и того же горного материала.

Теперь приведем энергетические оценки исследованных эффектов воздействий. Полагая, что разрушающие тепловые флуктуации охватывают объемы, включающие несколько атомов, т.е.  $\Delta V \sim 10^{-21} \text{ см}^3$  [Куксенко, 1983], то энергия, распределенная при рассматриваемых воздействиях на один элементарный объем образца будет лежать в интервале  $\Delta E \sim 10^{-27} - 10^{-30} \text{ Дж}$ . Эта величина существенно меньше энергии тепловых флуктуаций. Особенностью лабораторных экспериментов является предварительное нагружение до уровня, близкого к предельному. Т.е. образцы уже находятся в стадии пластического деформирования или вблизи этой стадии. Поэтому эффекты слабых воздействий могут объясняться в рамках термофлуктуационной теории [Журков, 1968]. В образцах, испытывающих пластическую деформацию, всегда найдутся локальные участки, для которых энергия воздействия

$$\Delta E \geq (U - \gamma\sigma),$$

где  $U$  – энергия активации,  $\sigma$  – напряжение,  $\gamma$  – показатель концентрации напряжений.

Это триггерный эффект в геофизическом смысле. При этом  $\Delta E \ll kT$ . Начавшееся локальное разрушение вызывает перераспределение полей внутренних напряжений, стимулирующее дальнейшее трещинообразование на микро- и мезоуровнях. Однако это локальное трещинообразование, сопровождающееся пластической деформацией, не означает снятия упругой энергии во всем монолитном образце. Оно указывает на увеличение концентрации дефектов – трещин, что в конечном итоге приведет только к уменьшению времени ожидания макроразрыва при действующем напряжении. Ни о каком снятии напряжений, приводящим к предотвращению разрушения или разгрузке образца, речь не может идти.

Могут ли эти результаты служить обоснованием представлений о предотвращении сильных землетрясений? Совершенно ясно, что монолитный образец и условия его нагружения не моделируют земную кору, отличительной особенностью которой являются раздробленность, блоковое строение, постоянное движение по границам, колебательный режим движений. Геологическая среда находится в предельном по энергонасыщенности состоянии - критическом состоянии [Садовский и др., 1987] и на нее действуют слабые фоновые силовые поля (микросейсмы, приливы, магнитные бури, вариации скоростей вращения Земли, метеофакторы и др.). В рамках идеологии таких лабораторных представлений сильные землетрясения не должны быть, т.к. накапливаемые упругие напряжения должны постоянно сниматься фоновыми полями в широком масштабе размеров. Это еще раз подчеркивает несовместимость моделей образца и земной коры.

Однако ряд отмеченных особенностей проявления АЭ не укладываются в рамки термофлуктуационной теории и “триггерной” модели. Здесь речь может идти о структурных изменениях в материалах в результате воздействия слабых полей. Эта мысль высказана в [Аладьев и др., 2003] и будет обсуждаться ниже в рамках изложенной модели сейсмического процесса.

### 6.3 О доказательствах реакции геологической среды на действие слабых искусственных и естественных полей

Реакцию геологической среды на действие искусственных и естественных источников связывают с активизацией режима слабой сейсмичности. При этом постулируется, что активизация слабой сейсмичности должна приводить к разрядке накапливаемых упругих напряжений в больших объемах или уменьшению энергии возможного сильного землетрясения [Тарасов и Тарасова, 1995; Тарасов и др., 1999; Соболев и др., 2002; Соболев и Закржевская, 2002; Тарасов, 2003; Сычева и др., 2003]. Для оказания быстрого влияния на среду энергия воздействия должна быть как минимум порядка тепловой энергии, т.е.  $\Delta E \approx kT$ .

В таблице 6.1 приведены оценки  $\Delta E$  для различных способов воздействий на среду (подземные ядерные взрывы, МГД-Генератор, магнитные бури и ЭРГУ – электроразведочное генераторное устройство). Для всех способов воздействий  $\Delta E \ll kT$ . Причем приведенные значения  $\Delta E$  относятся непосредственно к локальной зоне диполя (МГД-Г и ЭРГУ) или имеют место для любой точки региона (МБ). Необходимо отметить также вклад других источников, реальное действие которых не может учитываться в рамках «прямолинейного» статистического анализа: лунные приливы,  $\Delta E \sim 10^{-(26+27)}$  Дж; скачки атмосферного давления  $\Delta E \approx 10^{-29}$  Дж (100 мбар); молниевые разряды с энергией  $10^8 - 10^9$  Дж; вариации скоростей вращения Земли.

Таблица 6.1.

**Характеристики источников воздействий на среду и оценки энергий, вводимых в среду.**

| №№ | Источник | Полигон | Период    | Энергия источника                 | $\Delta E$ Дж         |
|----|----------|---------|-----------|-----------------------------------|-----------------------|
| 1. | ПЯВ      | Гарм    | 1965–1982 | 5.0–6.2 Мв                        | $10^{-38}$            |
| 2. | МГД-Г    | Гарм    | 1976–1978 | $10^7$ Дж                         | $10^{-28}$            |
| 3. | МГД-Г    | Бишкек  | 1983–1989 | $3 \cdot 10^7$ Дж                 | $10^{-27}$            |
| 4. | ЭРГУ     | Бишкек  | 2000–2002 | $10^8 - 10^9$ Дж                  | $10^{-26} - 10^{-25}$ |
| 5. | МБ       | Бишкек  | 1975–1996 | $10^{-3}$ Дж/м <sup>3</sup> сутки | $10^{-30}$            |
| 6. | МБ       | Кавказ  | 1963–1990 | $10^{-3}$ Дж/м <sup>3</sup> сутки | $10^{-30}$            |

Обобщим известные результаты анализов воздействий МГД-Г, ЭРГУ и МБ на среду. При анализе действия на среду МГД-Г и МБ рассматривались пространственно-временные изменения сейсмичности, а при действии ЭРГУ – временные вариации сейсмичности во всем регионе (Бишкекский полигон, 40–44° с.ш., 72–79° в.д.). Влияние воздействий МБ рассматривалось на примере Кавказа, МГД-Г и ПЯВ – Гармского полигона. Несмотря на существенно различные масштабы действия источников, результаты статистического анализа оказались с одной стороны, похожими, а с другой – противоречащими основной идее эксперимента.

Во-первых. При воздействии на среду МГД-Г и МБ обнаруживаются зоны, в которых слабая сейсмичность возросла, уменьшилась или не изменялась (анализировались кумулятивные данные для всех актов воздействий). При рассмотрении каждого акта воздействий (ЭРГУ) рассматривалась реакция всего региона: 61% случаев увеличение сейсмической активности, 39% – уменьшение активности ( $K=6.5-10$ ). При аналогичной методологии анализа в 35 суточном интервале ( $\pm 17$  суток относительно условных суток воздействий) в 1996 и 1999 гг., когда эксперименты с искусственным воздействием не проводились, прирост сейсмичности после «условного» воздействия наблюдался в 45% случаев.

Во-вторых. Области, чувствительные к внешним воздействиям, оказываются неизменными на протяжении нескольких (МГД-Г) или даже десятков (МБ) лет(?). При анализе действия МБ показана смена знака реакции среды в одних и тех же областях, т.е. активизация сменялась затишьем и наоборот. При воздействии МГД-Г наибольшее возрастание сейсмичности наблюдалось на расстоянии 370 км от источника, вблизи же источника было затишье {?}[Тарасов, 2003], хотя энергия воздействия диполя на среду существенно уменьшается с расстоянием.

В третьих. Показана задержка реакции среды на воздействие от 2 до 7 суток, а при воздействии ЭРГУ – до 17 суток.

Безусловно, этот анализ отражает реальную ситуацию, но он не подтверждает влияние внешних полей на слабую сейсмичность, хотя и имеются совпадения в некоторые периоды времени для некоторых локальных мест или в некоторые периоды времени по всей территории полигона [рис.8, Сычева и др., 2003]. Очевидно, учитывая опыт работ с предвестниками землетрясений, что если случайным образом на ось времени выбросить анализируемые периоды ( $\pm 17$  суток, с условными сутками воздействий), то будут получены аналогичные результаты с другими группами сейсмических событий. Это был бы анализ на не случайность (см., например, [Gufeld, 1992]), чего, к сожалению, не было сделано. Кроме того, как известно, наблюдается колебательный режим

---

слабой сейсмичности в отдельных локальных зонах, периоды которого различны. Реально всегда, как и при поисках предвестников землетрясений, можно подобрать подходящий период активизации или затишья сейсмичности в контролируемом регионе большой площади, совпадающий с периодом того или иного воздействия различной природы [Лукк и Юнга, 1994; Лукк и др., 1996]. Именно поэтому доказательства, построенные на анализе данных со случайным каталогом сейсмических событий, удовлетворяющем только закону повторяемости, не могут быть достаточными. Напомним также, что получали высокие коэффициенты корреляции между временем предвестника и магнитудой события [Соболев, 1993] только потому, что за “предвестник” принимали любое возмущение любого параметра, произошедшее в нужное время на расстоянии до 1000 км [Трапезников, 1993].

Вернемся к вопросу, касающемуся энергии действующих источников. Электрическая энергия, вводимая в земную кору, по порядку величины соответствует волновой сейсмической энергии слабых землетрясений. Тогда возникает вопрос, почему каждое слабое сейсмическое событие, происходящих в пределах рассматриваемых территорий не может играть роль “спускового крючка”? Ведь в цикле работ [Тарасов и Тарасова, 1995] оценивается влияние сейсмической энергии ПЯВ в зоне Гармского полигона (расстояние более 1400 км). Суммарная удельная плотность энергии всех ПЯВ оценивается на расстоянии 1000 км величиной порядка  $10^{-5}$  Дж/м<sup>3</sup> [Кедров и Кедров, 2002]. Таким образом, эксперименты и анализ воздействий на среду полей МГД-Г, ЭРГУ и МБ не дают доказательства причинно-следственной связи с изменением режима слабой сейсмичности на больших территориях.

В то же время не обращалось внимания на исследования сильных воздействий на среду. Речь идет о сейсмическом режиме в зонах водохранилищ. [Сейсмологические..., 1987; Возбужденная..., 1987]. В зоне Нурекской ГЭС изучалось влияние двух основных факторов: изменения уровня воды и возбуждения в среде “вибраций”, обусловленных энергией сброшенных вод и контролируемых по уровню микросейсм. Заполнение водохранилища привело к более упорядоченному и равномерному высвобождению сейсмической энергии, к ее общему уменьшению, а число слабых землетрясений увеличилось почти вдвое. Была показана четкая зависимость уменьшения числа и энергии землетрясений с увеличением уровня “вибраций”. При максимальном уровне «вибрации» (максимальный уровень микросейсм) события с  $K > 11$  не наблюдались. Отмечено, что для этой зоны существует пороговый уровень «вибраций», соответствующий вводимой в среду энергии порядка  $10^{14}$  Дж/сутки, превышение которого приводит к изменению сейсмического режима за достаточно короткий промежуток времени. Полагали, что

“вибрация” активизирует пластическую деформацию, которая приводит к снятию накопленных тектонических напряжений.

Энергия сброшенной воды в максимуме оценивается величиной  $10^{15}$  Дж/сутки [Сейсмологические..., 1987]. Отсюда следует, что энергия, приходящаяся на один элементарный объем, составит  $\Delta E \approx (0,01-3 \div 5)$  кТ для объема среды от 25 до 1 кубического километра.

Таким образом, в цитируемых выше работах не учитывался еще один фактор, на фоне которого изучалось влияние рассматриваемых воздействий. Это действующие гидроэлектростанции. Зоны “изменения” сейсмического режима, выделенные при “воздействиях” МГД-Г, ПЯВ и МБ, находятся вблизи ГЭС: Гармский полигон – Нурекская ГЭС (100 км), Бишкекский полигон – Токтогульская ГЭС (300 км), Кавказ – Чиркейская ГЭС (100–200 км). Можно полагать, что воздействие на среду в зоне сброса воды ( $\Delta E \approx$  кТ) будет инициировать изменение сейсмического режима в окружающей ее области.

Рассматривая в настоящее время обоснованность идей о предотвращении сильных землетрясений, выдвинутых в начале 80-х годов прошлого века, можно сказать следующее. Очевидным является невозможность переноса данных лабораторного моделирования на условия земной коры. В лабораторных условиях реализуется воздействие на весь образец с  $\Delta E \ll kT$ . При действии МГД-Г и ЭРГУ осуществляется локальное воздействие, но рассматривается реакция окружающей среды. Окружающее пространство отличается неоднородностью строения, широким спектром размеров блоков и субблоков, множественностью границ, значительной разориентировкой направлений тектонической деформации. Поэтому о существовании большой корреляционной длины действия источника речи не может идти. К этому необходимо добавить, что площадь анализа действия МГД-Г и ЭРГУ существенно больше площади зоны, реакция которой обнаружена при воздействиях “вибраций” от падающей воды ( $4^\circ \times 6^\circ$  против  $0,3^\circ \times 0,4^\circ$ ). Энергия воздействий на среду в зоне водохранилищ также на много порядков выше. При чем в зоне водохранилищ происходит в течение многих суток непрерывная накачка среды дополнительной волновой энергией со скоростью  $10^{11}-10^{12}$  Дж/мин. При МГД-Г и ЭРГУ воздействиях в среду вводится энергия  $10^8-10^9$  Дж в течение 5–10 сек в сутки. Несовместимость энергий возбуждения среды очевидна. На самом деле воспринимаемая средой энергия МГД-Г и ЭРГУ еще меньше. Коэффициент преобразования электромагнитной энергии в волновую сейсмическую существенно меньше единицы (Запуск МГД-Г сопровождается шумовой сейсмической компонентой с энергией порядка  $10^4$  Дж, это оценки А.М. Богомолова). Кроме того, необходимо учитывать сильное затухание полей электромагнитных источников с расстоянием, о чем ничего не говорится.

---

Изменения сейсмического режима при сбросах воды в зоне Нурекской ГЭС дают основание для оценки по порядку величины энергии, которую необходимо вводить в среду:  $\Delta E \approx (10^{-5} - 10^{-2})$  кТ. Отсюда следует, что источник должен обеспечивать ввод энергии в среду достаточно продолжительное время (сутки, несколько суток, первые недели?) со скоростью  $10^{11} \sim 10^{12}$  Дж/мин. Эти скорости накачки среды волновой сейсмической энергией существенно выше возможностей искусственных источников. Отметим также, что необходимо учитывать долговременное действие лунных приливов с  $\Delta E \approx (10^{-5} - 10^{-6})$  кТ которые возможно играют наиболее существенную роль в характере сейсмического процесса, но это постоянно действующий фактор.

#### **6.4 Быстрая изменчивость параметров геологической среды в естественных (природных) условиях**

В связи с возникшими проблемами регулирования сейсмического процесса необходимо более внимательно рассматривать эффекты быстрой изменчивости параметров среды. Сейчас уже накопился значительный материал по изменчивости различных геофизических и гидрогеохимических параметров в верхних слоях коры, а по сейсмическим данным в более глубоких слоях [Лукк и др., 1994; Динамические., 1994].

Нельзя не отметить высокоамплитудные изменения уровня подземных вод, достигающие десятков метров, предшествующих землетрясениям различной энергии. Весьма показательны эффекты, сопровождающие два Газлийских землетрясения (1976г.) с магнитудами 7 и 7.3 с интервалом времени между ними чуть больше месяца и почти на одном эпицентральной расстоянии в 560км. Последний обзор этих и ряда других данных приведен в [Киссин, 2007]. На этой же скважине контролировались сейсмические события в Иране (18.08, 30.08 и 09.09.1990 г.) с магнитудами 5.7 (эпицентральной расстояние 230км), 5.1 и 5.6 на эпицентральной расстоянии 90км. Очевидно, что эти аномальные эффекты не являются предвестниками конкретных землетрясений, а отражают локальные процессы в твердой фазе коры, связанные с изменениями объемов элементов среды при региональном ее возбуждении. Можно говорить также, что аналогичная региональная обстановка сопровождала протекание Таншаньского землетрясения в Китае 28.07.1976 г. с магнитудой 7.8. Аномальные эффекты в скважинах наблюдались на расстояниях 200 и 240км от будущего эпицентра. Высокоамплитудные скачки уровня воды в некоторых скважинах лучше связывать с особенностями геологического строения и пространственными особенностями эндогенного возбуждения среды восходящими потоками легких газов, а также их тонкой структурой. Это хорошо

видно по данным наблюдений изменения уровня воды в одной из так называемых “чувствительных зон” в Прикопетдакской структуре Туркменистана. Скважины, находящиеся на расстояниях в несколько десятков километров одновременно не чувствительны к одним и тем же землетрясениям [Киссин, 2007]. То есть, можно говорить только о локальном действии среды на скважину.

Известны наблюдения изменчивости уровня микросейсмического фона в различных регионах, например, [Лукки и др., 1994; Динамические..., 1994]. Мы же здесь приведем результаты многолетних наблюдений микросейсмического поля и оценок связи уровня поля с объемно-напряженным состоянием среды на Кавминводском полигоне. Эти работы выполнялись Центром ГЕОН им В.В. Федьнского и Институтом геоэкологии РАН [Попова и др., 2006]. Исследования проводились 11 сейсмостанциями типа Альфа-Геон, расположенных на площади 70х70 квадратных километров. Энергия напряженного состояния среды в зависимости от времени в контролируемой зоне оценивалась по энергии обменных волн PS от далеких землетрясений. На рис. 6.1 приведены средние значения амплитуд микросейсмического поля (для ночного времени) и осредненные ряды в зависимости от времени для четырех точек контроля. Две точки контроля расположены в области низкоскоростных осадков (SVR, PRK), а точки BSH и LSI- в области высокоскоростной сейсмогенной структуры. Разница скоростей составляет 0.8-1.0 км/с. Как видно, средние амплитуды фона резко и не синхронно меняются во времени от 0.002 до 0.055 мкм. Осредненные зависимости поля носят примерно идентичный характер. При этом существенно меняется картина распределения микросейсмического фона по площади контроля в зависимости от времени (рис. 6.2). Заметна постоянная миграция области повышенного фона, изменение ее размеров и контрастности, что подтверждает отсутствие влияния техногенных факторов. Отмечено также, что временная зависимость осредненного уровня микросейсмического поля коррелирует с изменением параметра напряженного состояния  $S$  (см. главу 2) и наблюдается резкое уменьшение микросейсмического поля в зоне контроля за 30-40 суток до сильного события ( $M=5.1$ ), происшедшего на расстоянии около 250 км. Эти данные еще раз подчеркивают пространственный масштаб зоны эндогенного возбуждения среды, предшествующий сильным сейсмическим событиям.

На этом же полигоне была показана быстрая изменчивость характеристик среды после сильнейших землетрясений западнее острова Суматра (26.12.2004,  $M=9$  и 28.03.2005,  $M=7.2$ ) [Попова и др., 2007]. Было показано, что после этих событий на полигоне контроля резко изменился характер распределения параметра  $\gamma = E_r / E_v$  (здесь  $E_r$  и  $E_v$

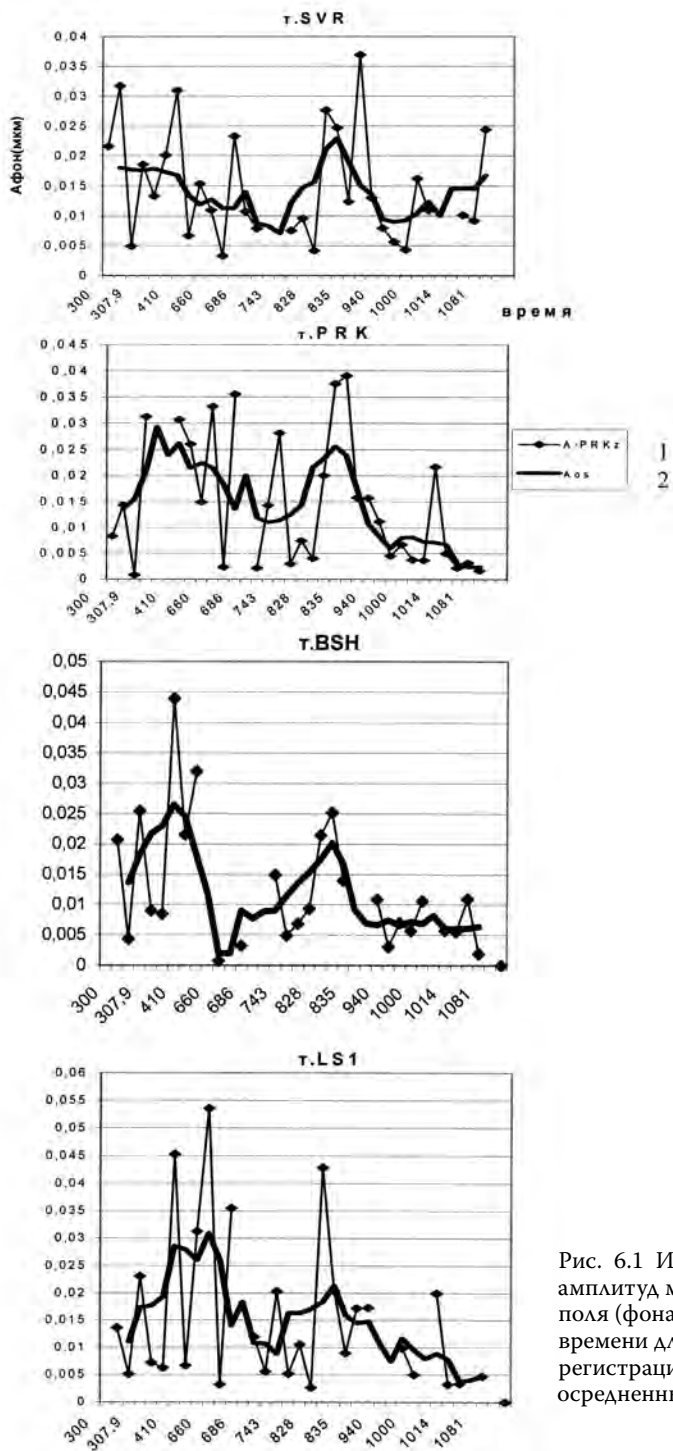


Рис. 6.1 Изменение средних амплитуд микросейсмического поля (фона) в зависимости от времени для различных точек регистрации. Жирная линия - осредненные данные.

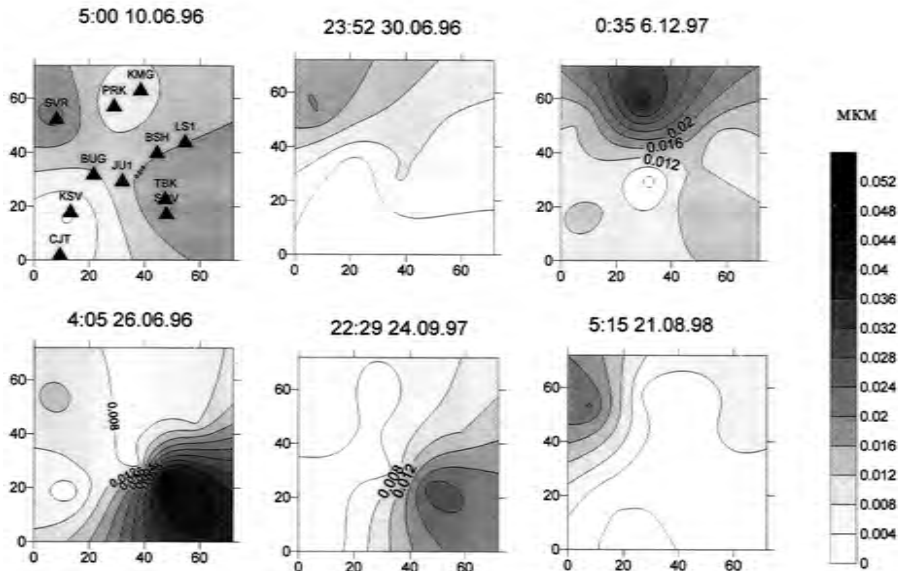


Рис. 6.2 Изменения средних амплитуд микросейсмического фона во времени по площади зоны контроля.

соответственно энергии горизонтальных радиальной и тангенциальной компонент обменных волн) по площади (рис. 6.3). По мнению авторов, этот параметр в большей мере характеризует изменение свойств анизотропных сред. В течение первых трех суток после первого события

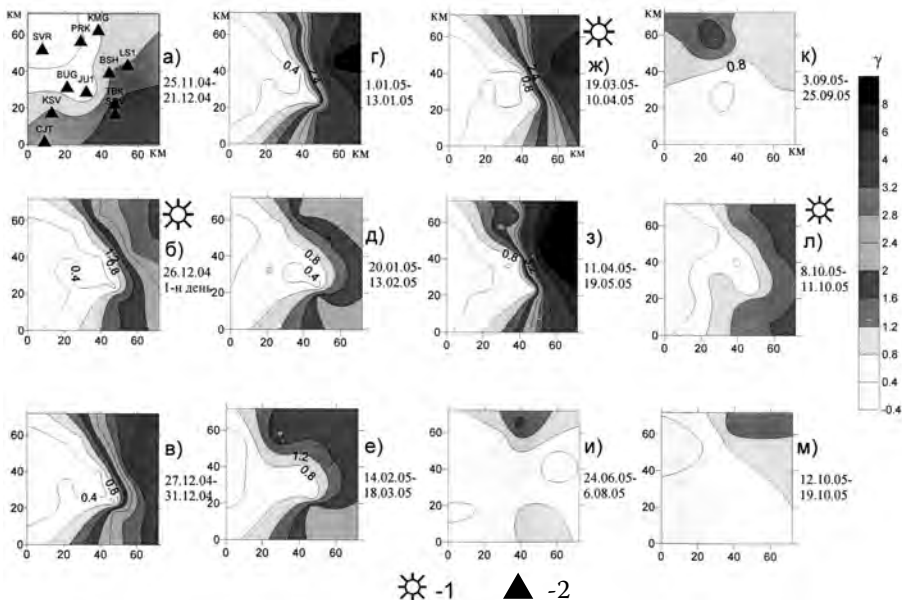


Рис. 6.3 Изменение параметров среды (в зоне мониторинга, Кавминводский полигон) в периоды катастрофических Суматранских землетрясений. 1 – сильнейшие землетрясения, 2 – расположение станций мониторинга.

степень анизотропности среды увеличивается, в последующие две недели усиливается контрастность области повышенных значений  $\gamma$ , что означает также возрастание степени напряженности состояния среды. Такой же характер процессов в среде наблюдался также после второго события. Более слабые изменения свойств среды проявились после события в Пакистане 8 октября 2005г. с  $M=6.0$ . Сразу после этих событий регистрировались интенсивные поверхностные волны с периодами 15 – 20с. На их фоне были записаны весьма сильные сейсмические события с  $M = 7.2$  (26.12.2004г., Никобарские острова). Можно связывать изменение напряженного состояния среды с длительным воздействием на нее поверхностных волн. Очевидно, что их влияние возможно лишь на наиболее подвижную компоненту флюида – водород и гелий. После Суматранских землетрясений в радиусе до 250км от центра полигона наблюдалось усиление сейсмичности с магнитудами более 4. Событие с  $M > 4$  произошло также в зоне полигона (рис. 6.4). Эти эффекты в целом аналогичны действиям на среду упругих волн подземных ядерных взрывов или более слабых землетрясений [Николаев и Верещагина, 1991; Николаев, 1999]. Однако можно ожидать, что реакция геологической среды будет в определенной мере зависеть от уровня эндогенного возбуждения среды и его пространственного масштаба.

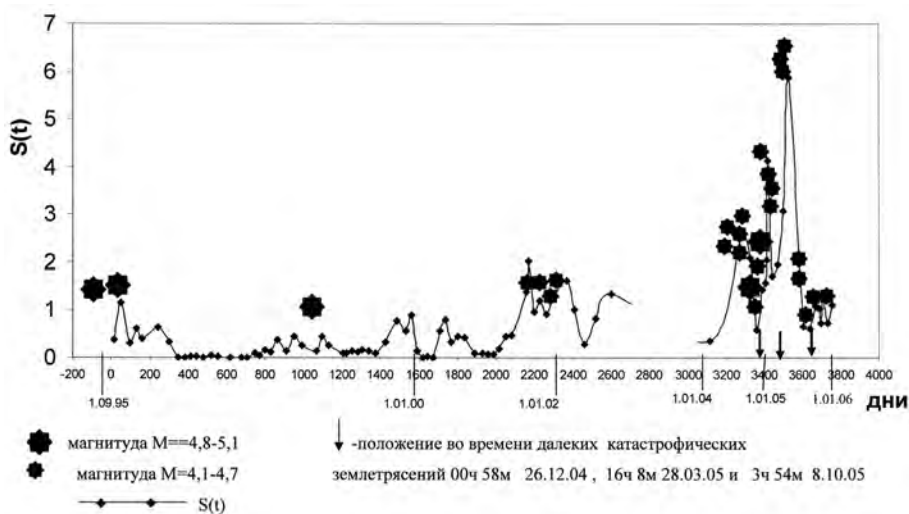


Рис.6.4 Изменение степени напряженного состояния среды во времени в зоне мониторинга и сейсмические события, произошедшие в радиусе 250 км от сети. Большая звездочка – события с  $M = 4.8-5.1$ , маленькая звездочка –  $M = 4.1-4.7$ . Стрелки – Суматранские и Пакистанское катастрофические землетрясения.

В последние несколько лет были получены удивительные (для протекания в Земле быстрых процессов) данные по изменению скоростей упругих волн в отдельные периоды, близкие к моментам сильных землетрясений и активизации вулканической деятельности [Славина и др., 2005]. На рис. 6.5 приведены изменения скоростного строения среды в период активизации Карымского вулканического центра. Здесь 1 января 1996г. произошло сильное землетрясение с  $M = 7.0$ . 2 января произошло извержение в кальдере Академии Наук. С 3 января по 20 февраля наблюдался период извержения и его завершения. Для выяснения длительности существования обнаруженных скоростных зон вычислены скорости в относительно спокойный период с марта 1996 г. по декабрь 1998г.

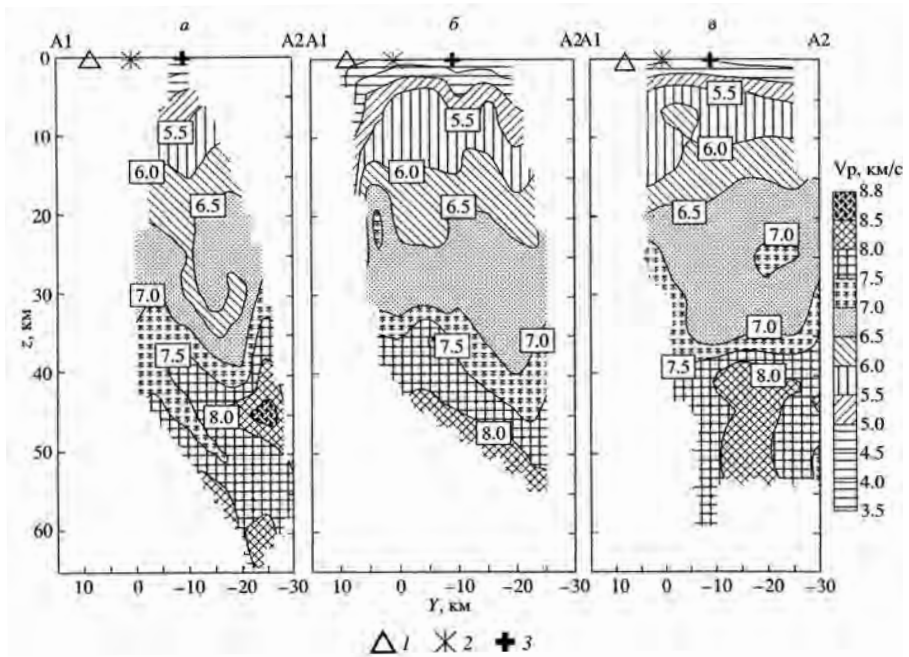


Рис. 6.5 Скоростное поле продольной волны  $V_p$  по глубине Карымского вулканического центра: а – 1 января, б – 2 января, в – 3 января – 20 февраля 1996 г. 1 – сейсмическая станция, 2 – Карымский вулкан, 3 – сильное землетрясение.

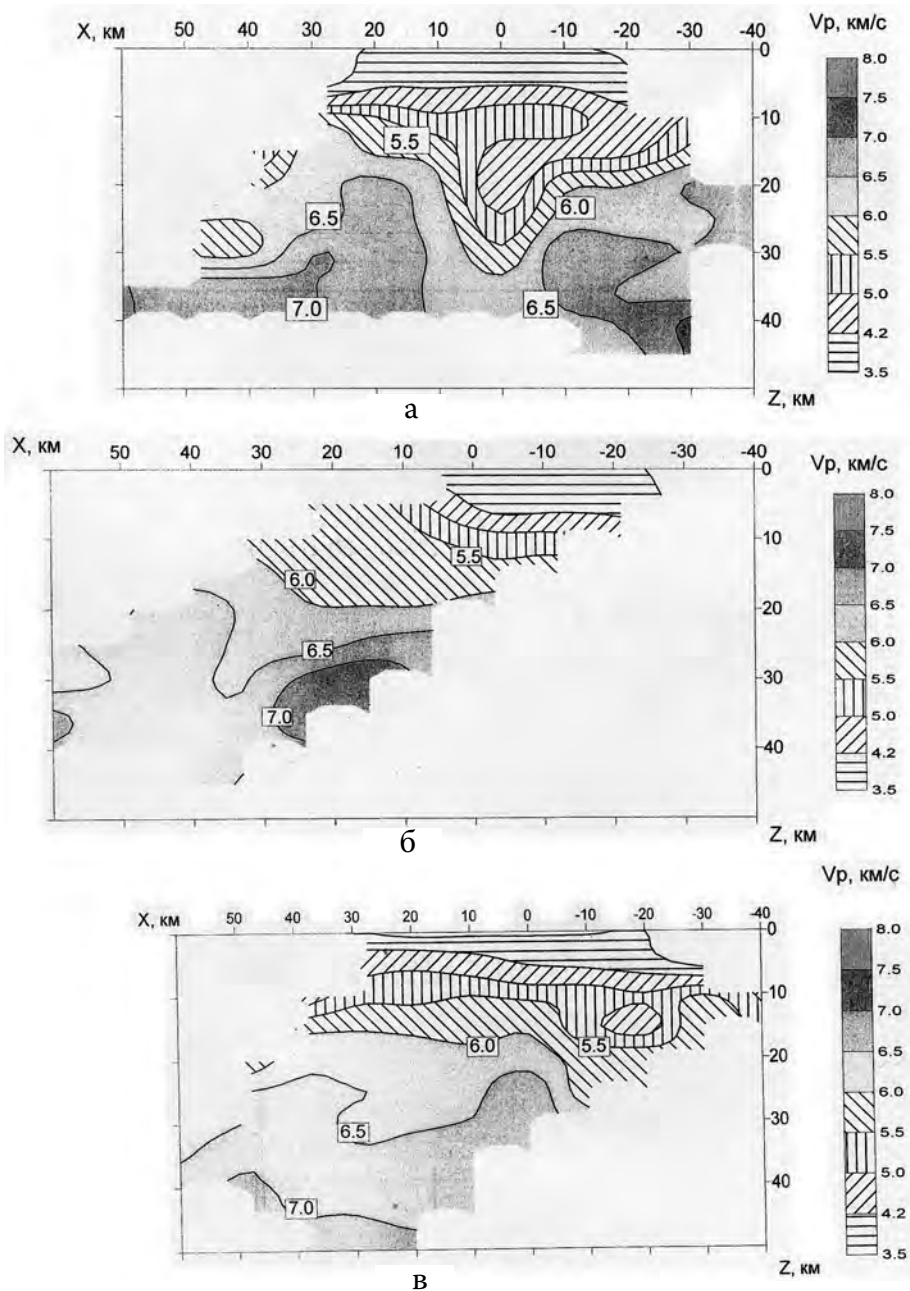


Рис. 6.6 Вертикальный скоростной разрез  $V_p(Z)$  продольных скоростей в период Кроноцкого землетрясения. а – период 3 – 7 декабря 1997 г., б – период 7 – 20 декабря 1997 г., в – период 21 декабря 1997 г. – 31 декабря 1998 г.

Обнаружены также быстрые пространственные изменения скоростного строения очаговой области Кроноцкого землетрясения (5 декабря 1997 г.,  $M = 7.8$ ). Выделены три зоны, отличающиеся не только по сейсмической активности, но и по параметрам поля скоростей: северо-восточная – область главного толчка и форшоков, центральная и юго-западная. В качестве примера приведем поля скоростей  $V_p$  в юго-западной области в периоды 03.12 – 07.12.1997г., 07.12. – 20.12.1997 г. и 21.12.1997 – 31.12.1998г. (рис. 6.6.) [Славина и др., 2007]. Сразу после сильных землетрясений скорость распространения продольных волн оказывается меньшей, чем это предполагается на данной глубине. В период затухания афтершоковой активности скорости возрастают, т.е. происходит восстановление скоростного строения среды. Интересны также результаты, показывающие отсутствие единой очаговой зоны Кроноцкого землетрясения. Это означает, что главное землетрясение и два его сильнейших афтершока вероятно являются самостоятельными событиями. Афтершоки приурочены к поперечной структуре, являющейся самостоятельным разрывом и границей активизировавшегося блока. Фактически можно говорить о том, что распределение в пространстве сильных афтершоков соответствует “клавишной модели” сейсмофокальной зоны.

Таким образом, весьма быстрая изменчивость скоростных параметров среды прямо подтверждает существование процессов, влияющих именно на параметры кристаллических структур. Скорость этих процессов исключает даже возможность рассмотрения влияния медленных тектонических движений и метаморфизма. В тоже время действие упругих волн сильных землетрясений на кристаллические структуры может привести к быстрому перераспределению легких газов из положения фаз внедрения во вновь образующиеся дефектные места, ускорению восходящей диффузии легких газов и их струйного течения, постепенному установлению нового распределения легких газов по глубине (характерное для каждого выделенного объема), которое будет контролировать в последующий период фоновую сейсмическую активность. Иллюстрацией таких эффектов в геологической среде могут быть примеры струйного течения легких газов и их выбросов при превышении концентраций в локальных структурах близких к предельным (см. главу 4) При этом следует особо подчеркнуть, что многочисленные исследования показывают, что отдельно взятые объемы литосферы характеризуются собственными режимами вариаций параметров среды [Атлас., 2002].

---

## 6.5 Проблемы регулирования сейсмического процесса

Выше отмечалось, что наблюдаемые особенности вариаций ОНС, связанные с изменением объема различных элементов среды, исключают действие метаморфизма или крупномасштабных тектонических деформаций. Основным переменным фактором, определяющим и поддерживающим текущую нестабильность среды вблизи предельного уровня, может быть восходящий поток легких газов [Гуфельд и др., 1993, 1998; Gufeld et al, 1997]. Следствием взаимодействия восходящих переменных потоков легких газов с твердой фазой являются вариации объемов элементов среды и нарушение их аккомодации между собой и блоками. Сейсмичность различного ранга связывается с восстановлением аккомодации, т.е. разрушением связанных состояний (механических зацеплений). Имеются основания говорить о неустойчивости сейсмического процесса, т.к. на среду, находящуюся в предельном состоянии, действуют постоянно фоновые геофизические поля (приливы, метеофакторы, отдаленная сейсмичность, тектоническая деформация, изменения скорости вращения Земли и т.д.) и непрерывно меняются параметры контактного взаимодействия элементов за счет имплантации и выхода их структур легких газов.

Можно ли воздействовать на параметры сейсмического процесса таким образом, чтобы сильное землетрясение заменить крипом, роем более слабых землетрясений или не дать возможностей образоваться крупномасштабным структурам разрушения? Очевидно, что уменьшить постоянно поддерживаемую предельную энергонасыщенность среды принципиально невозможно. Воздействие же на связанное состояние блоков естественных и искусственных источников с энергией  $\Delta E \ll kT$ , как уже отмечалось, не может носить механического или триггерного характера, т.е. вызвать рой слабых землетрясений, разрушая тем самым локальные связанные состояния. В реальных геологических условиях конкуренцию термическим флуктуациям могут составить процессы взаимодействия легких газов с твердой фазой литосферы, контролируемые слабые вариации ОНС среды.

Приведем дополнительные аргументы. Кинетика изменений объемов элементов твердого тела и соответствующие вариации ОНС среды будут зависеть от парциального давления легких газов во флюиде и твердой фазе. Во флюиде растворена смесь газов, включающая  $H_2$ , He,  $N_2$ , CO,  $CO_2$ ,  $CH_4$  и многие другие. Наибольшую вероятность перейти в твердый раствор имеют водород и гелий, включая водород из его соединений с углеродом и кислородом. Изменения парциального давления легких газов обусловлены как вариациями их потоков (из мантии), так и вариациями концентрации других растворенных во флюиде газов. Это может сдвигать реакции от большей имплантации легких газов в твердую

фазу к большему выходу их из твердой фазы, что будет отражаться на вариациях ОНС среды. Поэтому на их кинетику могут оказать влияние весьма слабые источники вибрации и электромагнитных полей с  $\Delta E \ll kT$ . Например, хорошо известно влияние естественных электромагнитных полей на кинетику ряда химических реакций.

В качестве иллюстрации можно привести результаты исследований влияния парциальных давлений газов в окружающей среде на структурные параметры ряда горных материалов [Gufeld et al., 1997]. Вакуумирование образцов кварцита привело к деформации структуры примерно на 0,5% (Таблица 4.4). Аналогичные результаты получены для оливина и пироксена. Другой пример. Кристаллическая структура монокристаллов оливина была искажена имплантацией гелия или водорода. Лауэграммы отражали ярко выраженную текстуру деформации. При последующем хранении образцов в нормальных условиях (сухой азот, 20°C) структура монокристалла восстанавливалась, причем скорость этого процесса при хранении в вакууме существенно увеличивалась [Гуфельд и др., 1998]. Представляет интерес еще один эксперимент. Если кристалл оливина, прошедший предварительную дегазацию при температуре 1300°C поместить в среду гелия (1 бар, 20°C), то через 7–10 суток получим лауэграмму текстурированного вещества. Причем концентрация гелия в кристалле не превышает соответствующую концентрацию в горных материалах. Можно также полагать, что тот же эффект на существенно больших времена вызовет водород.

На условия аккомодации элементов в блоках и граничных структурах, связанные с их взаимодействием с восходящими потоками легких газов, оказывают существенное влияние постоянно действующие приливные перепады напряжений [Авсюк, 1996] и комплекс «коррозионных» процессов, т.е. эффекты Иоффе и Ребиндера. Однако действие этих факторов, а также метеоусловий, отдаленной сейсмичности, магнитных бурь, изменений скорости вращения Земли, медленной тектонической деформации, препятствует образованию в определенных пределах крупномасштабных связанных состояний блоков, т.е. очагов сильных землетрясений. Именно поэтому можно говорить о том, что слабые силовые поля индуцируют фоновый сейсмический процесс [Гусев и Гуфельд, 2003, 2006]. Причем действие этих полей, как долговременных, более эффективно, чем кратковременных искусственных.

Таким образом, принципиально возможно влияние на процессы формирования и распада крупномасштабных структур разрушения. Причем, судя по сейсмологическим данным [Ребецкий, 2007], это влияние необходимо оказывать не на всю крупномасштабную структуру, а только на ее отдельные части, которые препятствуют взаимному смещению блоков. В рамках физико-химической модели сейсмотек-

---

тонического процесса этого можно достичь путем воздействий источниками естественной природы и источниками искусственного вибровоздействия на пространственно связанную блочную структуру, влияя тем самым на параметры восходящих потоков легких газов [Гуфельд и др.2005; Гуфельд и Собисевич, 2006; Гуфельд, 2006], ускоряя естественный процесс разблокировки границ (или не допуская появления крупномасштабных связанных структур), уменьшая одновременно пространственный масштаб связанной структуры и переводя тем самым развитие процесса ко второму сценарию (см. главу 5). Основанием для такой постановки вопроса являются также данные по изменению сейсмического режима в локальной зоне при сбросе воды гидроэлектростанциями [Сейсмологические..., 1987]. Распределенная по элементарным связям в локальной зоне энергия была порядка тепловой [Гуфельд и др.,2005], что обеспечивало быструю релаксацию возникающих внутренних напряжений в граничных и блоковых структурах. Для быстрого влияния на сейсмический режим в зонах ответственных объектов необходимо воздействие, как минимум, на локальную блочную структуру, включающую несколько блоков. Здесь энергия, распределенная в зоне на каждую элементарную межатомную связь, может быть порядка  $10^{-5} - 10^{-2}$  кТ, где k - постоянная Больцмана, T- температура. Оценки показывают, что вводимая в среду плотность энергии должна быть порядка  $10^{-3} - 1$  Дж/м<sup>3</sup> и воздействие должно осуществляться в течение недель или месяцев. В тоже время методология воздействий и мониторинга реакции среды должны учитывать ее нелинейные свойства [Гусев и Гуфельд, 2003], ритмичность воздействий геофизических полей и процессов дегазации, а также пространственный масштаб зоны эндогенного возбуждения литосферы.

Иллюстрацией подобных эффектов, обусловленных процессами дегазации образцов или среды, могут быть инкубационные периоды проявления АЭ и слабой сейсмичности после соответствующих силовых воздействий [Богомолов и др., 2001; Ружич и др., 1999; Ильячев и др., 2003]. Известно также влияние сильных землетрясений на активизацию слабой сейсмичности в пределах сотен или тысяч километров от эпицентра [Николаев и Верещагина, 1991]. Отмечено также, что инициирующие сейсмический процесс землетрясения происходят, как правило, на фоне усиления отдаленной сейсмичности, предшествующей ему за 10–15 суток. То есть, можно говорить о группировании зон сейсмичности за счет их взаимодействия друг с другом [Николаев, 1999]. Природа взаимодействия этих зон не может носить динамического характера за такое короткое время и на таких больших расстояниях. Изменение ОНС могло быть обусловлено активизацией динамики потоков легких газов в канале твердое тело-флюид, вызванной прохождением слабых

упругих волн сейсмических источников или электромагнитного импульса от МГД-Г, однако только в ближней зоне источников (Авагимов с колл.). Энергия, необходимая для запуска этих процессов, как было показано выше, может быть весьма небольшой  $\Delta E \sim 10^{-5}$  кТ или еще меньше. Отражением этих процессов, возможно, является снижение максимальной сейсмической активности в течение периода подземных ядерных взрывов на расстоянии до 1500 км. Однако роль периодических и непериодических деформаций полей естественных источников еще должна быть изучена [Авсюк, 1996].

### 6.6 Некоторые выводы

Отсутствие в настоящее время убедительных доказательств воздействия МГД генератора и магнитных бурь на сейсмический процесс не ставит под сомнение сами идеи по предотвращению сильных землетрясений. Неудачи были обусловлены отсутствием адекватных представлений о геологической среде и, следовательно, трудностями понимания ситуации с изменением различных параметров среды. Фактически можно говорить о необоснованной постановке экспериментов на геологической среде, воздействие на которую различными физическими полями совсем не адекватно воздействиям тех же полей на нагруженный лабораторный образец. Однако, прорыв в понимании ведущих свойств геологической среды как открытой диссипативной системы [Садовский и др., 1987; Кейлис-Борок, 1989; Лукк и др., 1996; Гуфельд и др., 1998; Соболев и Пономарев, 2003; Николаев, 2003; Гусев и Гуфельд, 2003, 2006; Гуфельд, 2007] дает основание для оптимизма. В практической постановке проблемы прогноза сильных землетрясений и регулирования сейсмического процесса тесно связаны. На первом этапе работ они имеют одну общую задачу, а именно, мониторинг и оценка реакции геологической среды на действие естественных геофизических полей. Понимание регулируемости сейсмического процесса природными полями может дать ключ к постановке работ по искусственному воздействию на подготавливаемые очаги возможных сильных землетрясений.

В рамках изложенных представлений о подготовке очагов сильных коровых землетрясений в пространственно – связанной блочной структуре, очевидно, что нет необходимости искусственных воздействий, например, МГД генератором или вибрационными источниками, на всю пространственно – связанную блочную структуру. Здесь цель уже другая. Главное, за счет искусственных воздействий уменьшить площадь пространственно-связанной блочной структуры, тем самым восстановить режим фоновое движения блоков. При этом становит-

---

ся реальной задачей защиты наиболее ответственных промышленных объектов и крупных городов.

Наибольший интерес представляют оценки совместного влияния на среду микросейсм и приливных напряжений, из которых влияние последних на модуляцию восходящих газовых потоков и высокочастотных микросейсм известно [Рыкунов и др., 1980]. Воздействие искусственных полей должно координироваться и сопоставляться с проявлением естественных полей. При этом слабая сейсмичность не может быть единственным критерием эффектов воздействия на геологическую среду. Расширение параметров мониторинга среды диктуется здесь необходимостью решения следующих задач: определение реальной длительности инкубационных периодов реакций среды на внешние воздействия, пространственный и локальный мониторинг реакции среды на действие внешних источников, идентификация процессов образования связанного состояния блоков, т.е. прогноз возможных мест сильных землетрясений, мониторинг неустойчивости связанного состояния и его реакции на внешние воздействия.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема прогноза сильных землетрясений остается весьма актуальной. Несмотря на значительный пессимизм в достижении поставленных целей работы продолжают во многих странах мира. К этому обязывают многие факторы, к которым можно отнести рост населения, освоение новых территорий, в том числе и в сейсмоактивных регионах, необходимость сейсмической защиты построенных и строящихся крупнейших промышленных объектов, включая атомные электростанции, химические объекты, гидроэлектростанции, крупнейшие города и др. Их разрушение представляет серьезную опасность для цивилизации. Необходимо учитывать и тот факт, что население мира все больше использует для отдыха сейсмоактивные регионы (Индонезия, Таиланд, Турция, Северный Кавказ). Усиление работ в области сейсмостойкого строительства не снимает проблемы. Медленное накопление субмикротрещиноватости в фундаментах зданий и сооружениях при долговременной слабой и средней сейсмичности ограничивает их устойчивость. Работы по исследованиям долговечности зданий и сооружений требуют особого внимания. Но эти работы нельзя проводить за счет фундаментальных исследований сейсмического процесса.

Сейчас уже многим ясно, что достижение поставленных целей в рамках лабораторных представлений сейсмического процесса не возможно. Современный мониторинг нескольких последних десятков лет, ориентированный на обнаружение возмущений и высокоамплитудных аномалий различных полей (часто локальных), не решает основные проблемы, а именно, прогноз точного места сильного события и его времени в пределах нескольких суток. Однако необходимо искать пути выхода из кризисной ситуации.

Очевидно, что уже сейчас необходимо, в качестве основы, использовать результаты работ по среднесрочной оценке потенциально опасных зон регионального масштаба. Основной вклад в эти исследования вносят разработки RTL алгоритма (Г.А. Соболев с коллегами), методологии анализа кинематических характеристик (Л.Б. Славина с коллегами) и геоакустических полей (В.А. Гаврилов с коллегами). При этом следует особо подчеркнуть, что данные мониторинга других полей (деформация, электрическое сопротивление, флюидный режим, электромагнитные поля и др.) представляются необходимым и обязательным звеном в осмыслении проявлений геологических процессов на различных масштабных уровнях в конкретных зонах. В тоже время мониторинг газовых компонент должен быть существенно модернизирован. Представляет интерес пространственный мониторинг газовых компонент, прежде всего водорода, в приповерхностной атмосфере с использованием

---

спутниковых систем. Дополнением этого мониторинга может служить спутниковый контроль динамики озоновых дыр в сейсмоактивных и смежных регионах [Сывороткин, 1996]. Основной задачей является оконтуривание прежде всего региональной зоны среднесрочной сейсмической опасности.

К наиболее надежным краткосрочным признакам сильных землетрясений можно относить вариации кинематические характеристик литосферы и параметров распространения сверхдлинных волн в волноводе Земля-ионосфера. Надежность этих признаков связана с анализом интегральных параметров зон мониторинга, имеющих региональные масштабы. Но место или возможные места сильных землетрясений эти методы не дают.

Как же быть с прогнозом реального места сильного землетрясения? Возникает здесь также вопрос о так называемом времени подготовки очага сильного землетрясения. В рамках лабораторных представлений полагают, что, если при землетрясениях сбрасывается напряжение около 100 бар, то накопление предельных напряжений составит 100 лет при их скорости около 1бар/год. Такое нарастание напряжений контролируется движением плит (блоков). Введены также термины сейсмический цикл и сейсмическая брешь. Однако в эти термины не заложены те или иные физические представления, объясняющие этот процесс. Не отражают сейсмический процесс алгоритмы КОЗ и М8, в которых анализируются только изменения каких либо параметров среды и сейсмического режима. В этом отношении алгоритм RTL отличается тем, что отражает протекание процессов, связанных с формированием пространственной зоны сейсмического затишья, имеющей к тому же мелкомасштабную тонкую структуру, обусловленную процессами взаимодействия различных восходящих потоков легких газов с твердой фазой. Время подготовки очага (очагов) сильных землетрясений, по-видимому, можно отсчитывать примерно от середины периода сейсмического затишья, т.е. время подготовки события (событий) всего несколько лет. Фактически это время формирования пространственно – связанной блочной структуры. Причем на развитие такой сейсмотектонической ситуации могут указывать данные по изменению проводимости от верхней мантии к нижней коре и параметров  $S$  –волн на тех же глубинах, изменчивость параметров объемных волн, начиная с больших глубин (Ю.Ф. Копничев с коллегами, О.Г. Попова с коллегами.). Однако необходимо иметь также в виду, что весьма быстрая изменчивость параметров среды может коренным образом менять сейсмотектонические ситуации: от фоновых до критических. И нужно учиться понимать эти ситуации, учитывая накопленные факты.

Какие сейчас существуют возможности мониторинга локализованных процессов в пространственных зонах сейсмического затишья, выделяемых, например, по алгоритму RTL? Очевидно, что если зона сейсмического затишья находится под дном океана, то прямой мониторинг зоны исключен. Если же зона сейсмического затишья выделена на платформах, то прямой доступ к ней геофизическими и гидрогеохимическими методами возможен. Однако, как показал предыдущий опыт мониторинга, наша методология не позволяет в краткосрочном периоде определить положение очага сильного землетрясения. Причем эти трудности усугубляются тем, что одновременно может готовиться к разрушению как минимум два очага. В рамках накопленного опыта мониторинга сейсмической опасности и физико-химической модели сейсмического процесса осуществить точный прогноз места и времени события в краткосрочном периоде весьма сложно и сейчас нет методологии таких работ. Однако понимание реального сейсмотектонического процесса дает основания для новой постановки этих работ. Мы полагаем, что необходима модернизация методологии алгоритмов RTL и расчетов кинематических параметров, использование ряда новых средств космического и медико-биологического мониторинга. Также не исчерпаны и до конца не поняты возможности анализа режима слабой сейсмичности, которые могут в будущем стать основными.

Поэтому проблема точного прогноза места и времени сильных землетрясений остается для наиболее опасных при разрушении объектов и крупнейших городов. Сейчас наиболее перспективными могут быть исследования в области медико-биологических сенсоров. Описаны особенности поведенческих реакций живых организмов, включая человека, в эпицентральных зонах сильных землетрясений. Отмечено, что описание поведенческих реакций весьма субъективно и не всегда эти реакции можно идентифицировать. Объективные результаты можно получить, используя инструментальные методы контроля динамики суточных ходов различных физиологических процессов, чувствительных к весьма слабым вариациям амплитуды и частот электромагнитных и инфразвуковых полей [Березин и др., 2003].

И последнее. Уже сейчас в рамках физико-химической модели сейсмического процесса может быть обоснована методология предотвращения сильных землетрясений, главной целью которой будет защита крупных городов и промышленных объектов. Медленность процессов формирования пространственно-связанных блочных структур и высокая чувствительность локальных структур к внешним воздействиям позволяют с оптимизмом смотреть на эти работы.

## ЛИТЕРАТУРА

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Николаев А.В., Соболев Г.А., Пономарев А.В., Тарасов Н.Т., Новиков В.А., Тарасова Н.В. Челидзе Т.Г. Влияние электромагнитных воздействий на сейсмический режим. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Второй международный симпозиум. Тезисы докладов. Бишкек. 2002. С. 178–179.

Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: Научный мир, 1996. 188 с.

Авсюк Ю.Н., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. Модель приливной эволюции системы Земля-Луна и тектоническая активность Земли. Катастрофические процессы. М. 2002. С. 13–118.

Адушкин В.В., Ан В.А., Гамбурцева Н.Г., Дараган С.Н., Люкк Е.И., Овчинников В.Н. Сейсмический мониторинг литосферы при помощи ядерных взрывов. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. М.: Научный мир, 1998. Т. 2. С. 145–150.

Адушкин В.В., Ан В.А., Каазик П.Б., Овчинников В.М. О динамических процессах во внутренних геосферах Земли по временам пробега сейсмических волн. ДАН. 2001. Т. 381, № 6. С. 822–824.

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: Наука, 1988. 140 с.

Аладьев А.В., Богомолов М.М., Боровский Б.В., Закупин А.С., Ильичев П.В., Сычев В.Н. К оптимизации вибровоздействий на структуры земной коры для разрядки избыточных напряжений по данным лабораторного моделирования. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Второй международный симпозиум. Бишкек-Москва. 2003. С. 325–334.

Ан В.А., Люкк Е.И. Циклические изменения параметров сейсмической волны Р на трассе Невада-Боровое. Физика Земли. 1992. № 4. С. 20–31.

Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Том 3. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействий. М.: Янус-К. 2002. 672с.

Балакина А.М. О природе тектонических движений в островных дугах. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. т.66. вып.1. С.3-12.

Балакина А.М. Субдукция и механика очагов землетрясений. В сб. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С.120-141.

Белоусов В.В. Вопросы геологии гелия. М.: ОНТИ-НКТИ, 1934. 72 с.

Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. М.: МГК. 1981. 71с.

Беляев А.А. Динамика сейсмической активности как аналог цепных топомехимических реакций //Геохимия. 1987. №10. С.1443-1449.

Беляков А.С. Магнитоупругие акустические геофоны для геофизических исследований// Сейсмические приборы. ОИФЗ РАН. 2000. Вып. 33. С.27-;%.  
⇒ 142 ⇐

Березин А.А., Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Воздействие геофизических полей на биологические системы и проблемы прогноза сильных землетрясений // Проблемы геофизики XXI века. А.В. Николаев – ред. М.: 2003. кн.2. С.37-69.

Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Сычев В.Н., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С 1678–1689.

Болдырев С.А., Кац С.А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихлого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. №2. С.80-95.

Болдырев С. А., Ефимов А.Б., Наумов Н.М. О напряжениях в верхней мантии активных окраин // Вулканология и сейсмология. 1986. №3. С.90-96.

Болдырев С.А. Сейсмологические неоднородности активных окраин океана и их возможный тектонический эффект. В сб. Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука. 1987. С.189-198.

Болдырев С.А. Отражение структуры и свойств литосферы в сейсмическом поле Камчатского региона // Физика земли. 2002. №6. С.5-28.

Болдырев С.А. Сейсмическая неоднородность и сейсмическая анизотропия литосферы фокальной зоны Камчатских землетрясений. Физика Земли. 2005. №1. С.19-35.

Вартанян Г.С., Гарифулин В.А., Шалина Т.Е. Шарапанов Н.Н. Гидрогеодеформационное поле в период Спитакского землетрясения // Советская геология. 1990. №1. С.92-95.

Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. Под ред. М.Г. Леонова. М.: Наука, 2002. 462 с.

Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.

Возбужденная сейсмичность в районе водохранилища Нурекской ГЭС. Душанбе: Дониш. 1987. 402 с.

Войтов Г.И. К проблемам водородного дыхания Земли // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 24–30.

Ворожцов А.Н., Гамбурцев А.Г., Кузьмин Ю.О., Пантелева Г.А. Мониторинг на месторождении нефти и газа // Физические основы сейсмического метода. М.: Наука, 1991. С. 71–78.

Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации уровня геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью // Вулканология и сейсмология. 2006. №1. С.52-67.

Галаганов О.Н., Журавлев В.И., Лукк А.А. Волновые возмущения геофизических полей, наблюдаемых на Гармском полигоне // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 55-64.

Гамбурцева Н.Г., Люкэ Е.И., Орешин С.И., Пасечник И.П., Рубинштейн Х.Д. Периодические вариации динамических параметров сейсмических волн при просвечивании литосферы мощными взрывами. Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1349–1353.

---

Гараши И.А., Жорин В.А., Лифшиц Л.Д., Николаевский В.Н. Сверхпластичное течение материала внутри разлома // Физика Земли. 1986. № 1. С. 12–24.

Горбунова И.В. Об интерпретации сейсмических волн Р и S от землетрясений. Результаты исследований по международным геофизическим проектам // Интерпретация сейсмических наблюдений. М.: Наука. 1983. С.88–102.

Горькавый Н.Н., Трапезников Ю.А., Фридман А.М. О глобальной составляющей сейсмического процесса и ее связи с наблюдаемыми особенностями вращения Земли. // Докл. РАН. 1994. Т. 338, № 4. С. 525–527.

Григорян А.Г. Изменение локального геомагнитного поля при изучении геодинамического процесса на территории Армении. Кандидатская диссертация. М.: ОИФЗ РАН, 2000. 20 с.

Гусев Г.А. Неоднородная цепочка Ферми-Паста-Улама для описания динамики очага землетрясения. // ДАН. 2001. Т. 376, № 5. С. 675–678.

Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Прогноз землетрясений и построение нелинейной теории сейсмического процесса // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Москва-Бишкек. 2003. С. 222–232.

Гусев Г.А., Гуфельд И.Л. Сейсмический процесс в предельно энергонасыщенной геологической среде и прогноз землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 2006. №6. С.71–78.

Гуфельд И.Л. Радиоволновые предвестники коровых землетрясений. Автореферат диссерт. на соиск. ст. доктор. физ-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 33 с.

Гуфельд И.Л. Физико-химическая механика сильных коровых землетрясений и их прогноз. ГЕОФИЗИКА XX! СТОЛЕТИЯ. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. . Тверь: Изд. ГЕРС, 2007. С. 205–211.

Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Лютиков Р.А., Матвеева М.И. Радиационная модель сейсмического процесса // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. 1996. Вып. 2. С. 39–64.

Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Матвеева М.И. Метастабильность литосферы как проявление восходящей диффузии легких газов. ДАН. 1998. Т. 362, № 5. С. 677–680.

Гуфельд И.Л., Гусев Г.А., Собисевич А.Л. Правомерна ли постановка работ по предотвращению сильных коровых землетрясений? // Уральский геофизический вестник. 2005. № 7. С. 5–15.

Гуфельд И.Л., Матвеева М.И., Лютиков Р.А., Савин В.И. Газы радиогенной природы в динамике литосферы. // ДАН. 1993. Т. 328, № 1. С. 39–42.

Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. Конф. Памяти ак. П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2002. 470 с.

Динамические процессы в геофизической среде. Под ред. А.В. Николаева. М.: Наука, 1994. 255 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Наука, 1994.

- Добровольский И.П.* Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1984. 190 с.
- Добровольский И.П.* Теория подготовки сильного тектонического землетрясения // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 6. С. 31–47.
- Добровольский И.П., Зубков С.И., Мячкин В.И.* Об оценках размеров зон проявления предвестников землетрясений // М.: ИФЗ АН СССР, 1980. С. 7–44.
- Ениколопан Н.С.* Детонация- твердотельная химическая реакция// Доклады АН СССР. 1988. т.302. №3. С.630-633.
- Журков С.Н.* Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. № 3. С. 46–54.
- Завьялов А.Д.* Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестник сильных землетрясений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1986. № 3. С. 58-71.
- Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов А.М., Боровский Б.В., Ильичев П.В., Сычев В.Н.* Влияние внешнего электромагнитного поля на активность акустической эмиссии нагруженных образцов. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Второй международный симпозиум. Москва-Бишкек. 2003. С. 304–318.
- Запольский К.К., Нерсесов И.А., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И.* Физические основы магнитудной классификации землетрясений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 79–133.
- Захарова А.И., Рогожин Е.А.* Глубокофокусные предвестники сильных сейсмических событий на Камчатке // Геофизика на рубеже веков. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 265–275.
- Зубков С.И.* Времена возникновения предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 5. С. 87–91.
- Ильичев П.В., Аладьев А.В., Богомолов А.М., Боровский В.В., Закупин А.С., Сычев В.Н.* Параметры акусто-эмиссионных сигналов, инициированных электровоздействием на нагруженные образцы. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Второй международный симпозиум. Москва-Бишкек. 2003. С. 286–303.
- Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С.* Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: наука. 1989. 158с.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И.* Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: ВНИИГеосистем. 2003. 230с.
- Кедров О.К., Кедров Э.О.* О влиянии подземных ядерных взрывов на региональную сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 3. С. 21–34.
- Кейлис-Борок В.И.* Динамика литосферы и прогноз землетрясений // Природа. 1989. № 12. С. 10–18.
- Киссин И.Г.* Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы. В кн.: Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума (2003). М.:Наука. 2006. С.85-104.

---

*Киссин И.Г.* Чувствительные зоны земной коры как проявление динамики межблоковых взаимодействий и некоторые вопросы формирования предвестников землетрясений. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Тверь: Изд. ГЕРС, 2007. С.212-222.

*Комаров Ф.Ф.* Ионная имплантация в металлы. М.: Металлургия, 1990. 216 с.

*Коновалов Ю.Ф., Попова О.Г., Кухмазов С.У.* Глубинное строение сейсмической зоны КМВ.// Разведка и охрана недр. 2001. № 2. С. 26–29.

*Копничев Ю.Ф.* Вариации структуры поля поглощения поперечных волн перед сильными землетрясениями в районе Центральной Азии. Алматы. 1997. С. 138-142.

*Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Мантийные флюиды и сильные коровые землетрясения. Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды совещания. Иркутск. 2003; Новосибирск: ГЕО, 2003 б. С. 63–67.

*Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* О геодинамических процессах, связанных с парами сильных землетрясений в Центральной и Южной Азии. Прогноз землетрясений и глубинная геодинамика. Алматы. 1997. С. 83–91.

*Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений. Физика Земли. 2003а.

*Копылова Г.Н., Любушин(мл) А.А., Малугин В.А., Смирнов А.А., Таранова Л.Н.* Гидродинамические наблюдения на Петропавловском полигоне, Камчатка. // Вулканология и сейсмология. 2000. №4. С.69-79.

*Копылова Г.Н.* Изменение уровня воды в скважине Елизовская-1, Камчатка, вызванные сильными землетрясениями(по данным наблюдений в 1987–1998 гг)// Вулканология и сейсмология. 2001. 32. С.39-52.

*Кравченко Н.М.* Оценка эффективности прогностического параметра RTL // Вестник КРАУНЦ. Серия наук о Земле. 2005. №2. Вып. №6. С. 99-107.

*Куксенко В.С.* Кинетические аспекты процесса разрушения и физические основы его прогнозирования. Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш. 1983. № 4. С. 8–20.

*Кузряжкин А.Я., Плетнев Р.Н., Ивановский А.А. и др.* Инициирование структурных фазовых переходов в гидриде циркония гелием.// ДАН. 1986. Т. 290, № 5. С. 1146-1149.

*Левин Б.В., Чирков Е.Б.* Особенности широтного распределения сейсмичности и вращение Земли.// Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 65–69.

*Леонов М.Г.* Вертикальная аккреция как фактор формирования консолидированной земной коры. Современные проблемы геологии. Труды ГИН. М.: Наука, 2004. Вып. 565. С. 69–88.

*Леонов М.Г.* Тектоническая подвижность фундамента и внутриплатформенный тектогенез в свете представлений о нелинейности геологических процессов // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 79–103.

Леонов М.Г., Леонов Ю.Г. О понятии "консолидированная кора" и ее границах. // Литосфера. 2002. № 4. С. 3–21.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях. Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.

Летников Ф.А. Дегазация земли как глобальный процесс самоорганизации. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 6–7.

Летников Ф.А. К проблеме источника внутреннего тепла Земли. // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 3. С. 387–389.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении. Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.

Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах. // Докл. РАН. 2001. Т. 378, № 4. С. 535–537.

Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 187 с.

Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.А. Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М: ОИФЗ РАН, 1996. 210 с.

Лукк А.А., Юнга С.Л. Волновые возмущения сейсмотектонических деформаций, реконструируемых по механизмам очагов землетрясений // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 21–39.

Маракушев А.А. Геологические следствия дегазации земного ядра // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ. М.: ГЕОС, 2002. С. 8–10.

Маракушев А.А. Природа эндогенной активности Земли и других планет Солнечной системы. Сов. Геология. 1990. № 8. С. 3–15.

Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1992. 208 с.

Могги К. Предсказание землетрясений М.: Мир. 1988. 382 с.

Моисеев В.П. Новые идеи для решения старой задачи: Прогнозирование сильных землетрясений (проект программы) // Вестн. АН СССР. 1991. № 5. С. 41–56.

Монахов Ф.И., Киссин И.Г. Новые данные по гидрогеодинамическим эффектам, предшествующим землетрясениям // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. №1. С.105-107.

Морозова И.М., Ашкенази Г.Ш. Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971. 121 с.

Мячкин В.И., Зубков С.И. Сводный график предвестников землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 6. С. 28–32.

---

Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6–29.

Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границах литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. С. 40–54.

Невский М.В., Чулков А.В., Волосов С.С., Морозова Л.А. Сейсмогеодезический мониторинг напряженно-деформированного состояния земной коры // Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука. 1994. С. 75–93.

Николаев А.В., Верещагина Г.М. Об инициировании землетрясений землетрясениями // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С. 320–324.

Николаев А.В. Как управлять землетрясением // Земля и Вселенная. 1999. № 3. С. 18–25.

Николаев А.В. Черты геофизики 21 века // Проблемы геофизики 21 века. М.: Наука. 2003. Т. 1. С. 7–16.

Николаевский В.Н. Дилатансия и теория очага землетрясений // успехи механики. 1980. Т. 3, № 1. С. 70–101.

Николаевский В.Н. Земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.

Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение тектонических волн вдоль глубинных разломов // Физика Земли. 1986. № 1. С. 3–13.

Николаевский В.Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Физика Земли. 1996. № 4. С. 41–50.

Никонов А.А. Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 2. С. 306–309.

Океанизация Земли – альтернатива неомобилизму. Ред. В.В. Орленок. Калининград: КГУ. 2004. 267с.

Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М.: Наука, 1981. 201 с.

Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества. Вестник ОГГГН РАН. 2001. № 4 (19). 18 с.

Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная тектоника. В сб. Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С.64–83.

Певнев А.К. О причинах неуспеха в решении проблемы прогноза землетрясений. ГЕОФИЗИКА XX! СТОЛЕТИЯ6 2006 год. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ГЕРС. 2007. С.244–249.

Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–25.

Песков Е.Г. Пояса взрывных структур ("астроблем"). Геотектоника. 1992. № 5. С. 20–26.

Поликарпова Л.А., Белавина Ю.Ф., Малиновский А.А., Поликарпов А.М. Временные закономерности распределения глубинных землетрясений земного шара за период 1963-1979 гг.// Физика Земли. 1995. № 2. С. 28–39.

Пономарев А.С. Теплогазодинамическая модель коровых землетрясений. Физика Земли // 1990. №10. С.100-112.

Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Кухмазов С.У., Минина Н.А. Геодинамический мониторинг и возможности среднесрочного прогноза на территории КМВ// Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 8–11.

Попова О.Г., Коновалов Ю.Ф., Кухмазов С.У., Минина Н.А., Аверьянова А.С. Особенности геодинамики среды в сейсмоопасном районе Минераловодского выступа// Разведка и охрана недр. 2003. № 2. С. 16–20.

Попова О.Г., Жигалин А.Д., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф. Связь уровня микросейсмического фона с напряженным состоянием среды. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Москва: научный мир. 2006. С.С.263-267.

Попова О.Г., Серый А.В., Коновалов Ю.Ф., Недядько В.В. Влияние катастрофических землетрясений на напряженное состояние среды удаленных территорий. Сборник трудов Восьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Тверь: Изд. ГЕРС, 2007. С.200-204.

Проблемы глобальной геодинамики. Под ред. ак. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. 246 с.

Ребецкий Ю.А. Дилатансия, поровое давление флюида и новые данные о прочности горных массивов в естественном залегании. В кн.: Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума (2003). М.:Наука. 2006. С.120-146.

Ребецкий Ю.А. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ Академкнига. 2007. 406с.

Рикитаке Т. Предсказание землетрясений М.: Мир. 1979. 388 с.

Родкин М.В. Флюидометаморфогенная модель сейсмотектогенеза. В кн. Флюиды и геодинамика. Материалы Всероссийского симпозиума (2003). М.: Наука. 2006а. С.181-200.

Родкин М.В. О различиях сейсмотектонического процесса при разных термодинамических условиях// Физика Земли. 2006б. №9. С.29-39

Ружич В.В., Смекалкин О.А., Трусков В.А., Черных Е.Н. Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 360–372.

Рыкунов А.А., Смирнов В.Б. Вариации сейсмичности под действием лунно-солнечных и приливных деформаций. Изв. АН СССР. 1985а. № 1. С. 97–103.

Рыкунов А.А., Смирнов В.Б. Общие особенности сейсмической эмиссии на различных временных масштабах. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985б. № 6. С. 83–87.

---

*Рыкунов А.Н., Старовойт Ю.О., Хаврошкин О.Б., Цылаков В.В.* Связь штормовых микросейсм с высокочастотными сейсмическими шумами // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 2. С. 88–91.

*Рыкунов А.Н., Хаврошкин О.Б., Цылаков В.В.* Анализ спектров огибающей высокочастотных микросейсм после Аляскинского и Мексиканского землетрясений в марте 1979 г. Докл. АН СССР. 1980б. Т. 252, № 4. С. 836–838.

*Рыкунов А.Н., Хаврошкин О.Б., Цылаков В.В.* Лунно-солнечные приливные периодичности в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм. // Докл. АН СССР. 1980а. Т. 252, № 3. С. 577–579.

*Садовский М.А.* Сейсмика взрывов и сейсмология // Физика Земли. 1987. № 11. С. 34–42.

*Садовский М.А., Авсюк Ю.Н.* Глобальные изменения природной среды и варианты объяснения наблюдаемых аномалий в рамках современных геодинамических моделей // Глобальные изменения природной среды и климата. Под ред. ак. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 1997. С. 52–79.

*Садовский М.А., Болховитинов А.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.

*Садовский М.А., Негматуллаев С.Х., Мирзоев К.М.* и др. Влияние механических вибраций на характер пластических деформаций материалов. // Физика Земли. 1981. № 6. С. 32–42.

*Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.

*Сейсмологические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана.* Душанбе: Дониш, 1987. 19 с.

*Сидорин А.Я.* Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // Докл. АН СССР. 1979. Т. 25, № 4. С. 825–828.

*Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Пространственно-временные характеристики современной динамики геофизической среды сейсмоактивных и асейсмичных областей // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 33–46.

*Системный проект по развитию системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений* // Инф.-анал. бюл. ФССН. М., 1995. № 1. 132 с.

*Славина Л.Б., Соловьев Н.В., Левина В.И.* Краткосрочный кинематический предвестник в период Кроноцкого землетрясения. В кн. Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 г. Предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский: Изд. КГАРФ.. 1998. С.121-133.

*Славина Л.Б., Мячкин В.В., Левина В.И.* Опыт применения кинематических предвестников сейсмического поля для прогноза землетрясений на Камчатке. В кн.: Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. 2005. С.216-227.

Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Использование сейсмологических данных для изучения скоростного строения активной вулканической зоны. // Вулканология и сейсмология. 2005. №2. С. 45-56.

Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Исследование скоростного строения очаговой области Кроноцкого землетрясения 1997г. (M=7.8, Камчатка). Девятые геофизические чтения имени В.В.Федынского. 1 – 3 марта 2007г. Тезисы докладов. Москва. 2007. С.86.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

Соболев Г.А. Предвестники сейсмических явлений // Прогноз землетрясений. 1983-1984. № 4. С. 128–137.

Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 1996. №4. С. 64-74.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2001. № 11. С. 62–72.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А. О возможности влияния магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН, 2002. 236 с.

Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.

Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука. 1987. 214с.

Сывороткин В.А. Рифтогенез и озоновый слой. М.: Геоинформмарк, 1996. 68 с.

Сычева Н.А., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Брагин В.Д., Зейгарник В.А., Закупин А.С., Кузиков С.И., Кузьмиченко А.В., Миколайчук А.В., Сычев В.Н., Щелочков Г.Г., Шавлычин В.М. Корреляционный анализ данных KNET в связи с электромагнитным воздействием. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Второй международный симпозиум Москва-Бишкек. 2003. С. 254–274.

Тараканов Р.З., Ким Ч.У. Мозаика скоростей Р-волн в верхней мантии Курило-Японского региона // Вулканология и сейсмология. 1979. №1. С.82-96.

Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги. В сб.: Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука. 1987. С.11-28.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние ядерных взрывов на сейсмический режим // Доклады РАН. 1995. Т. 343. №1. С. 543–546.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Влияние мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С. 152–160.

---

*Тарасов Н.Т.* Изменение пространственно-временной структуры сейсмичности под воздействием мощных электромагнитных импульсов. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Второй международный симпозиум. Москва-Бишкек. 2003. С. 275–285.

*Томсон М.* Дефекты и повреждения в металлах. М.: Мир, 1971. 367 с.

*Трапезников Ю.А.* Вопросы пространственно-временного распределения землетрясений и их предвестников // Проявление геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука, 1993. С. 139–150.

*Трубицын В.П.* Глобальные тектонические процессы, формирующие лик Земли. Геофизика на рубеже веков. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 80–92.

*Уеда С.* Новый взгляд на Землю. М.: Мир, 1980. 214 с.

*Уломов В.И., Мавашев Б.З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения // Докл. АН СССР. 1967. Т. 376, № 2. С. 319–323.

*Федотов С.А.* Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для Тихоокеанской фокальной зоны // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 101–109.

*Физический энциклопедический словарь.* М.: СЭ, 1966. Т. 5. 57 с.

*Филатов С.К.* Эквиваленты по температуре для деформаций кристаллов, горных пород и земных оболочек. // ДАН. 1987. Т. 296, № 4. С. 955–959.

*Флюидные потоки в земной коре и мантии.* М.: ИНГЕМ РАН. 2002. 217 с.

*Фундаментальные проблемы общей тектоники.* Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Научный мир. 2001. 520 с.

*Хачатурян А.Г.* Теория фазовых превращений и структура твердых растворов. М.: Наука, 1974. 384 с.

*Хитаров Н.И., Войтов Г.И.* Твердые приливы и дегазация Земли // Природа, 1982. № 3. С. 6–12.

*Чарльз Р.* Прочность силикатных стекол и некоторых кристаллических окислов // Атомный механизм разрушения. М.: Мир. 1963. С. 254–280.

*Шаров В.И.* Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород. К проблеме смены парадигмы сейсмологии // Физика Земли. 1992. №2. С.122-127.

*Ярославский М.А.* Реологический взрыв. М.: Наука. 1982. 192с.

*Brace W.F., Byerlee J.D.* Stick-slip as a mechanism for earthquake // Science, 1966. Vol.153. P. 990–992.

*Brace W.F., Paulding B.W., Scholz C.H.* Dilatancy in the fracture of crystalline rocks // Geophys. Res. 1966. Vol.71. 3939 p.

*Brady B.T.* Theory of Earthquake // Pageophys. 1974. Vol. 112, N 4. 701 p.

*Chen Young, Wang Wei, Ji Ying.* Multidisciplinary approach used in expert systems for earthquake prediction in China // 20 General assembly IUGG: Program and abstr. Vienna: IASPET. 1991. P. 296.

*Earthquake cases in China (1966-1975, 1976-1980, 1981-1985).* Beijing: Seismol. press. 1988, 1990.

*Fermi E., Pasta J., Ulam S.* Studies of non-linear problems. Los Alamos Report LA. 1940 (1955).

*Gilat A. and Vol A.* Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes. HAIT Journal of Science and Engineering B, 2005. Vol.2, Issue 1-2< P.125-167.

*Gufeld I.L.* Radio-Wave Precursors of Earthquakes // J. of Earthq. Predic. 1992. Vol. 1. №1. P. 59–70.

*Gufeld I.L., Gusev G.A., Matveeva M.I., Lyutikov R.A.* A Radiation model of seismic process. J. Earth. Pred. Res. 1997. Vol. 6, N 5. P. 333–355.

*Ma Li, Chen Jianmin, Chen Qifu, Liu Guiping.* Features of precursor fields before and after the Datong-Yarg-gao Earthquake swarm. J. Earth. Predict. Res. 1995. Vol. 4. N 1. P. 1–30.

*Mogi K.* Two kinds of seismic gaps // Pure and Appl. Geophys. 1979. Vol. 117. P. 1172–1186.

*Niazi M.* Regression analysis of reported earthquake precursors // Pageophys. 1984-1985. Vol. 122. P. 966–981.

*Reid H.F.* The California earthquake of April, 18, 1906. The Mechanics of the earthquake. Washington: The Carnegie Inst. 1910. Vol. 2.

*Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P.* Earthquake prediction: A physical basis // Science. 1973. Vol. 181. P. 803–809.

*Shirong Mei.* Short-term and immediate precursors to continental earthquake in China // A. cjll. of pap. of intem. simp. on continental seismicity and earthquake prediction. Beijing: Seismol. press. 1984. P. 440–461.

*Stuart W.D.* Diffusionless dilatancy model for earthquake precursors // Geophys. Res. Lett. 1974. Vol. 1. N 6. 261 p.

*Tsubokawa I.* On relation between duration of crystal movement and magnitude of earthquake expected // J. Geod. Soc. Jap. 1969. Vol. 15. P. 75–88.

*Whitcomb J.H., Garmany J.D., Anderson D.L.* Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before San Fernando earthquake // Science. 1976. Vol. 180. P. 632–635.

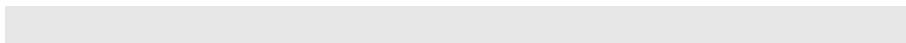
*Zhang Guomin, Zhang Zhaocheng.* The study of multidisciplinary earthquake prediction in China. J. Earth. Predict. Res. 1992. Vol. 1, N 1. P. 71–85.



[illegible][illegible][illegible]

[illegible][illegible]

|                                                                                     |  |                                                                                     |  |
|-------------------------------------------------------------------------------------|--|-------------------------------------------------------------------------------------|--|
|  |  |  |  |
|                                                                                     |  |                                                                                     |  |
|                                                                                     |  |                                                                                     |  |
|                                                                                     |  |                                                                                     |  |
|  |  |  |  |
|                                                                                     |  |                                                                                     |  |
|                                                                                     |  |                                                                                     |  |
|                                                                                     |  |                                                                                     |  |



■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

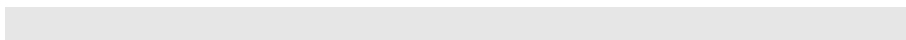


■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....



■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

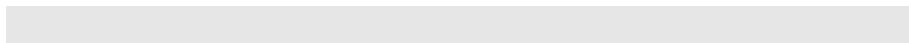
○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....



|         |         |
|---------|---------|
| ■ ..... | ○ ..... |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| ■ ..... | ○ ..... |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |

|         |         |
|---------|---------|
| ■ ..... | ○ ..... |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| ■ ..... | ○ ..... |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |

|         |         |
|---------|---------|
| ■ ..... | ○ ..... |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| ■ ..... | ○ ..... |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |
| .....   | .....   |



■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

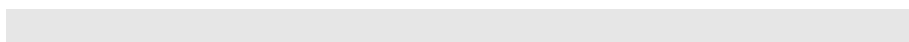


■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....



■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

■ .....  
.....  
.....  
.....  
.....

○ .....  
.....  
.....  
.....  
.....



## **СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

Текст изложен в авторской редакции  
Компьютерная верстка *В.И. Иришников*

Подписано в печать 05.07.2007. Бумага офсетная. Формат 70x100 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Гарнитура Warnock.  
Печать офсетная. Усл.-печ. л. 13,0. Тираж 200 экз. Заказ № 2494

ЦНИИМаш  
141070, г. Королёв Московской обл. Пионерская ул. д. 4