



**НАУЧНЫЙ СОВЕТ
ПРОГРАММЫ ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

ОНЗ-8 «Взаимодействие геосфер:
физические поля и массоперенос»

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Earth Sciences Department

V.V. Adushkin, A.A. Spivak

**PHYSICAL FIELDS
IN THE NEAR-SURFACE
GEOPHYSICS**

GEOS
Moscow
2014

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт динамики геосфер РАН

В.В. Адушкин, А.А. Спивак

**ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ
В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ
ГЕОФИЗИКЕ**

ГЕОС
Москва
2014

УДК 550.3; 550.4

ББК

В

Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. – 000 с.: ил.

ISBN

В монографии обобщен опыт инструментальных наблюдений за геофизическими полями в приповерхностной зоне Земли в рамках нового научного направления «Приповерхностная геофизика». Электрическое и магнитное поля Земли, поле микросейсмических колебаний и эманационное поле природного радона, а также их вариации рассматриваются не только как характеристика важной для человека среды – среды обитания, но также как основа для разработки новых перспективных подходов и методов диагностики геодинамического состояния приповерхностных участков земной коры, где развивается вся деятельность человека. Особое внимание уделено лунно-солнечному приливу как важному фактору, определяющему режимы геофизических полей, а также основным закономерностям механических и геофизических процессов. Обсуждаются свойства тектонических нарушений земной коры в виде разломных зон, которые не только играют важную роль в геодинамических процессах, но и являются одновременно своеобразными «катализаторами», повышающими интенсивность преобразования и взаимодействия геофизических полей разной природы на поверхности Земли. Для научных работников и инженеров, специализирующихся в области геомеханики и геофизики среды обитания.

Рецензенты:

член-корреспондент РАН Ю.Н. Авсюк
и член-корреспондент РАН А.А. Соловьев

ISBN

© Российская академия наук, 2014

© Адушкин В.В., Спивак А.А., 2014

© Издательство ГЕОС, 2014

Оглавление

Предисловие	7
Введение	8
Глава 1. Поле приливных сил и гравитационное поле Земли	20
1.1. Воздействие приливных сил на материальные геосферы Земли.....	28
1.2. Вклад лунного прилива в напряженно-деформированное состояние земной коры.....	46
1.3. Роль приливных сил в формировании режимов геофизических полей.....	55
1.4. Вариации радоновых эманацій в результате лунно-солнечного прилива	72
1.5. Влияние прилива на уровень подземных вод.....	81
Глава 2. Поле микросейсмических колебаний	84
2.1. Метод исследования и структура микросейсмического поля	85
2.2. Корреляция между длиннопериодными и высокочастотными составляющими микросейсмического фона	89
2.3. Временные вариации фоновых микроколебаний	99
2.4. Импульсные события релаксационного типа.....	103
2.5. Характеристики микросейсмического фона на примере севера Европейской части России.....	107
2.6. Сейсморезонансный метод обнаружения контрастных зон земной коры	117
2.7. Микросейсмический шум как индикатор геодинамических процессов в земной коре.....	127
Глава 3. Эманационное поле радона	139
3.1. Пространственные вариации объемной активности подпочвенного радона.....	142
3.2. Особенности эманації радона с глубиной	147
3.3. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона.....	153

Глава 4. Электрическое поле	157
4.1. Электрическое поле в приземном слое атмосферы	157
4.2. Зависимость невозмущенного электрического поля в атмосфере от интенсивности радоновых эманаций	164
4.3. Электрическое поле и геодинамические процессы	170
4.4. Статистические и корреляционные свойства микросейсмических и геоэлектрических импульсов в земной коре	175
4.5. Модели генерации электрических и магнитных сигналов при деформировании блоков земной коры	176
4.6. Механизм генерации электрических импульсов при деформационных процессах релаксационного типа	191
4.7. Оценка размеров активных структур по дискретной составляющей электрического поля в земной коре	194
Глава 5. Геомагнитное поле на поверхности земной коры	200
5.1. Геомагнитные вариации на геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН	201
5.2. Взаимодействие магнитного поля и поля микросейсмических колебаний	209
5.3. Синхронные вариации геомагнитного поля и уровня подземных вод	219
5.4. Сейсмомагнитный эффект в зонах влияния разломов земной коры	223
Глава 6. Взаимодействие геофизических полей	232
6.1. Влияние барических вариаций в атмосфере на микросейсмические процессы в земной коре	240
6.2. Корреляция между вариациями атмосферного давления и интенсивностью радоновых эманаций	254
6.3. Влияние вибровоздействий на эманацию радона	261
6.4. Возмущение геофизических полей мегаполисом	267
Глава 7. Тектонические разломы как зоны геодинамической активности	279
7.1. Иерархия структурных характеристик земной коры	280
7.2. Внутренняя структура разломных зон	288
7.3. Модель динамического развития разломных зон	300
7.4. Разломы как границы между зонами земной коры с разной геодинамикой	304
7.5. Прецессионные движения блоков земной коры в приразломных зонах	306
7.6. Жесткость разломных зон земной коры и ее вариации	313
Литература	332

Предисловие

Земля как космический объект характеризуется наличием детерминированного ряда внутренних и внешних геосфер, различающихся физико-механическими свойствами составляющих их веществ, структурой и внутренними связями. Представляя единую динамическую систему, геосферы взаимодействуют между собой, обмениваясь массой и энергией, и эти взаимодействия играют весьма важную, если не первостепенную роль в формировании динамического равновесия и эволюции Земли в целом.

Весьма важную роль в межгеосферных взаимодействиях играют геофизические поля. Роль геофизических полей как фактора, объединяющего между собой внутренние и внешние геосферы в единую саморегулирующуюся систему, представляется весьма значительной.

Наибольший интерес вызывает изучение геофизических полей на границе земная кора–атмосфера, которая характеризуется высококонтрастными изменениями свойств контактирующих сред и где исследуются геодинамические явления и процессы в интенсивно развивающемся в последнее время разделе науки «Приповерхностная геофизика», важны с точки зрения определения условий обитания человека и их изменений, а также для предупреждения катастрофических последствий опасных для человека и результатов его деятельности.

Представленные в настоящей книге данные опираются на наш многолетний опыт инструментальных исследований геофизических полей в приповерхностной области Земли. Мы надеемся, что результаты исследований послужат основой для разработки не только моделей геофизических процессов, но и новых подходов к организации инструментальных наблюдений и даже разработке новых более совершенных средств регистрации геофизических полей с учетом их взаимодействия и взаимовлияния.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам Института динамики геосфер Г.Н. Иванченко, П.Б. Каазику, Д.Н. Локтеву, Т.В. Лосевой, Б.Г. Лукишову, А.Н. Ляхову, С.П. Соловьеву, В.М. Хазинсу и В.А. Харламову, В.В. Шувалову, оказавшим неоценимую помощь в проведении инструментальных наблюдений, обработке цифровых данных, численном решении задач, а также сборе и анализе геологической информации.

Введение

Приповерхностная геофизика (Near-Surface Geophysics) – новое направление в геофизике, недавно сформулированное мировым научным сообществом [Slater, 2006]. В рамках этого быстро растущего научного направления выполняются комплексные исследования взаимодействий геофизических, гидро-геологических, тектонофизических, геохимических, биологических и других процессов, а также изучение последствий активных воздействий природных и техногенных источников энергии и вещества на состояние и глобальные изменения природной среды, окружающей человека и в условиях которой развивается его антропогенная деятельность (рис. 1).

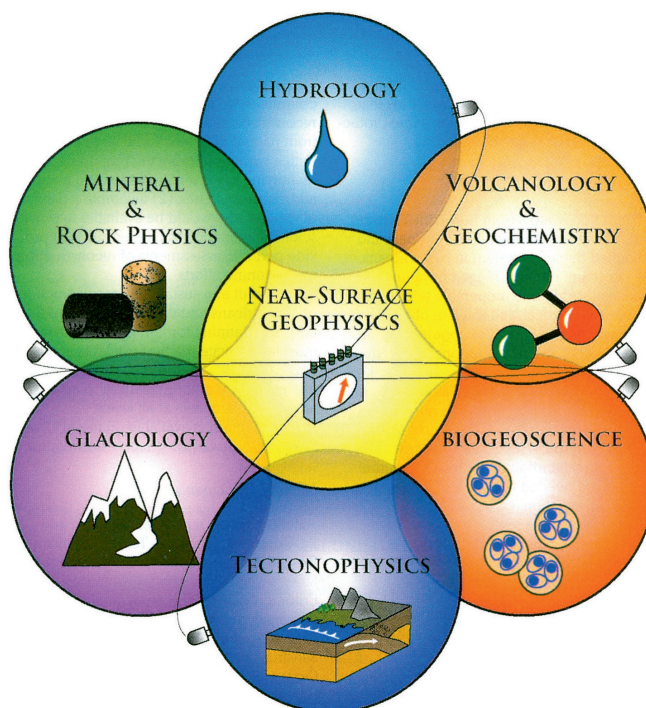


Рис. 1. Составные части научного направления «Приповерхностная геофизика [Slater, 2006]»

Формирование и развитие приповерхностной геофизики как перспективного научного направления отражает наблюдаемое в настоящее время широкое привлечение геофизических методов и технологий к исследованиям проблем многих природоведческих наук, в том числе указанных на рис. 1. В таких случаях, когда к исследованиям проблем в ближайших областях наук о Земле привлекается геофизическая аппаратура и методы физического моделирования, происходит расширение круга задач и области интересов приповерхностной геофизики, нацеленной на изучение процессов и явлений в приповерхностном пространстве Земли. В этом пространстве складываются и взаимодействуют природные и техногенные потоки энергии и вещества. Мощные потоки солнечной энергии, потоки космического вещества и потоки эндогенной энергии из недр Земли, включая потоки газов и пыли, встречаются с многочисленными техногенными источниками энергии и вещества, сформированными в результате постоянно растущей индустриальной деятельности человека [Wilson, 1995; Новик, 2001; Резанов, 2002].

При активном участии указанных потоков энергии и вещества материальные геосферы взаимодействуют друг с другом, обмениваются энергией и веществом. Их структуры диссипируют и одновременно регулируют потоки энергии, поступающей из экзогенных и эндогенных источников, используя эту энергию для поддержания собственного квазиравновесного состояния, развития и энергонасыщения [Геофизика..., 2008; Динамика..., 2011]. В результате коллективного воздействия природных и техногенных источников в окружающей природной среде развиваются синергетические процессы структурной самоорганизации, которые описываются нелинейными моделями и для которых нарушается принцип суперпозиции [Летников, 2002].

Окружающая природная среда – это относительно узкое физическое пространство в окрестности поверхности Земли (так называемая «критическая зона»), область соприкосновения и взаимодействия основных материальных геосфер: верхнего слоя литосферы, Мирового океана (гидросферы) и воздушной оболочки (атмосферы), которые вместе с живыми организмами образуют биосферу. В.И. Вернадский, разработавший учение о биосфере, назвал эту тонкую динамичную оболочку на поверхности Земли «пленкой жизни». Характерные размеры такой оболочки, включающей биосферную систему из почвы, растительного покрова и приземного слоя атмосферы и обозначаемую в научной литературе аббревиатурой SVAS (soil-vegetation-atmosphere system), достигают порядка десятков метров [Гусев, Насонова, 2010]. В результате биосферная система подобных размеров оказывается погруженной в приземную систему материальных геосфер, размеры которой с учетом пространственных масштабов современной активной деятельности человека следует оценить для каждой из геосфер величиной порядка 10 км. Так, в настоящее время активное влияние человека на окружающую среду распространяется на весь слой тропосферы (10–15 км), на всю глубину океана и на верхние слои земной коры до глубин порядка 10 км (самые глубокие подземные рудники 3–4 км, карьеры открытой добычи 500–700 м, глубокие нефтяные и газовые скважины 4–6 км и разведочные сверхглубокие 7–8 км, в том числе Кольская

сверхглубокая 12,26 км, бурение дна океана на глубину 1,5–3 км при толще воды 4–5 км).

Выделяемая таким образом приповерхностная область Земли характеризуется интенсивным взаимным влиянием человека и природы. Протекающие в этой области физические процессы оказывают существенное влияние на организм человека, его функциональное состояние. Не последнюю роль здесь играют физические поля, постоянное воздействие которых формирует основные механические и информационные связи в организме человека, а вариации полей определяют его эволюционные изменения. С другой стороны сам человек оказывает влияние на окружающую среду, изменяя ее в ряде случаев кардинально. Не зря среди геосфер выделена ноосфера (Э. Леруа, В.И. Вернадский) – сфера, в которой осуществляется взаимодействие человеческого общества и природы. Действительно, в ходе своего развития человечество в результате своей трудовой деятельности существенно меняет облик планеты. При этом человек изменяет не только структуру физических полей, используя в своей деятельности электрическую энергию, коммуникационные сети и т.д., но также вносит значительные изменения в геологию верхних участков земной коры, осуществляя крупномасштабное строительство и осваивая недра.

Геофизическая среда приповерхностной области Земли, где наиболее активно соприкасаются и взаимодействуют земная кора, атмосфера, гидросфера и биосфера включает три основных состояния вещества: твердое в земной коре, жидкое в гидросфере и газообразное в атмосфере. Главной отличительной чертой геофизической среды во всех перечисленных геосферах является ее энергонасыщенность. Все составляющие ее геосистемы обладают собственными запасами энергии. В земной коре, отличающейся своей неоднородностью, энергонасыщенность представлена напряженным состоянием, гравитацией, флюидонасыщенностью и магматизмом. В гидросфере энергонасыщенность определяется кругооборотом воды, океаническими течениями, волновыми движениями. В атмосфере – разномасштабными циркуляциями воздуха, включающими циклоны, ураганы и тайфуны. Энергонасыщенность геофизической среды постоянно растет в результате действия внешних и внутренних источников энергии.

Каждая из геосфер в отдельности является предметом изучения соответствующих наук о Земле – геологии и ее составляющих: тектоники, тектонофизики, физики горных пород и гидрогеологии, физики и химии атмосферы и океана и др. Приповерхностная геофизика определенным образом объединяет основные науки о Земле, поскольку изучает в совокупности все явления и процессы, протекающие в зоне взаимодействия основных геосфер в приповерхностной области Земли.

Следует отметить, что проблема взаимодействия геосфер в общем случае представляется весьма сложной и многоплановой, поскольку охватывает широкий круг взаимодействий внутренних геосфер (астеносфера–земная кора на континентах и в океане, нижняя мантия–жидкое и твердое ядро Земли и др.), внешних геосфер (земная кора–ионосфера, ионосфера–радиацион-

ные пояса–магнитосфера Земли и др.), взаимодействий между внутренними и внешними геосферами (магнитное поле в недрах Земли и атмосфере, литосфера–магнитосфера и др.), которые выходят за рамки приповерхностной геофизики. За рамки данной работы выходят также проблемы, связанные со взаимодействием в системе литосфера–атмосфера–гидросфера–биосфера, которые являются важной составной частью приповерхностной геофизики как науки (обсуждение указанной проблемы можно найти, например, в работе [Хаин, 2007]). В работе не затрагивается ряд других не менее важных научных проблем приповерхностной геофизики. Так, например, чрезвычайно важные приграничные взаимодействия в системе мировой океан–атмосфера, которые в результате сложных теплообменных процессов между океаническими течениями в океане и циклоническими движениями в атмосфере определяют развитие погодных условий и локальные изменения климата [Взаимодействие, 1996]. Океан также активно взаимодействует с литосферой, особенно в приграничных зонах, являясь основным резервуаром для накопления осадочного вещества, которое переносится реками и воздушными течениями с территорий аридных зон [Лисицын, 2011].

Основное внимание в предлагаемой монографии уделяется экспериментальным исследованиям геофизических полей, эманации газов, геодинамических и флюидодинамических процессов, которые развиваются в области соприкосновения твердой континентальной земной коры и атмосферы. Взаимодействия этих полей и процессов тесно связаны между собой многочисленными прямыми и обратными связями, склонными к синергетическим эффектам и аномальным проявлениям. Граница между литосферой и атмосферой характеризуется наиболее сильными контрастными изменениями свойств контактирующих сред, интенсивными потоками массы и энергии, широким перечнем одновременно существующих физических полей, а также наличием специфических эффектов, связанных с их взаимодействием [Адушкин и др., 2006; Адушкин, Спивак, 2012; Спивак, 2009].

Интерес к изучению геофизических процессов, протекающих вблизи земной поверхности, связан также с тем, что именно эта область является средой обитания человека, здесь осуществляется его основная деятельность, сконцентрированы источники наиболее опасных для человека природных явлений. Дополнительный интерес к изучению физических полей в приповерхностной зоне Земли связан с их воздействием на организм человека и другие биообъекты.

При описании результатов инструментальных наблюдений, выполненных в приповерхностной зоне Земли, основное внимание уделяется физическим полям как важнейшему средству взаимодействия геосфер, их параметрам, а также корреляционным связям между физическими полями разной природы.

Физические поля, источниками которых являются планета Земля и протекающие в ее недрах физико-химические процессы, обычно называют геофизическими полями. При этом необходимо отметить, что под геофизическими полями следует понимать не только физические поля Земли (гравитационное, тепловое, электромагнитное, магнитное и электрическое), но также поля,

сформированные приливными силами Луны, Солнца и планет Солнечной системы, геодинимическими процессами (например, поле микросейсмических колебаний, поле напряженно-деформированного состояния, акустическое поле в атмосфере и т.д.), эмиссионное поле первичных газов (гелия, водорода), радиационное поле, образованное эмиссией радиоактивных радона и торона.

Геофизические поля являются важной неотъемлемой составляющей нашей планеты. Роль геофизических полей как фактора, объединяющего внутренние и внешние геосферы в единую саморегулирующуюся систему, представляется весьма значительной. С помощью геофизических полей осуществляется взаимодействие между Землей и окружающим ее макрокосмосом, между разными геосферами и отдельными областями внутри каждой из них.

Не менее значительна информационная роль геофизических полей, которые отражают свойства и структуру геосфер, а также пространственные и временные вариации режимов геофизических процессов, что с успехом используется при решении фундаментальных и прикладных задач геофизики, например: при определении закономерностей поведения внутренних и внешних оболочек Земли, выявлении очаговых зон и предвестников землетрясений, поиске и разведке полезных ископаемых, описании геодинимической активности локальных участков земной коры и т.д.

Помимо исследования особенностей взаимодействия геофизических полей, их корреляционных соотношений и установления причинно-следственных связей между геофизическими полями разной природы, в цели исследований входило также определение механизмов взаимодействия земной коры и атмосферы, измерение количественных характеристик этих взаимодействий, включая трансформацию энергии одних геофизических полей в другие (например, сейсмических в электрические и т.д.). Схематично составляющие элементы проводимых исследований представлены на рис. 2.

Изучение геофизических полей, их взаимодействий, а также регистрация различных геодинимических и флюидодинамических явлений и процессов как естественного, так и техногенного происхождения в приповерхностной области Земли существенно облегчено непосредственной доступностью объектов исследований, а также возможностью проверки результатов регистрации. Также немаловажно, что для изучения объектов непосредственной доступности в настоящее время разработан широкий перечень современных методов исследований, включающий набор соответствующих сенсоров и регистрирующих комплексов.

В этих условиях становится возможным не только изучение процессов энергообмена и взаимодействия геофизических полей, но и изучение изменчивости и степени уязвимости окружающей среды, что в определенной степени характеризует ее устойчивость и условия динамического равновесия. Соответствующие изменения природной среды могут происходить либо катастрофическим образом за счет избыточной энергонасыщенности и триггерных эффектов, либо путем постепенного накопления медленных и слабых, но постоянно действующих возмущений, в результате которых в среде может об-



Рис. 2

разоваться критическое состояние. Такие процессы происходят в литосфере при образовании оползневых явлений, при накоплении напряжений под действием приливных сил, при проявлении сил инерции из-за неравномерного вращения Земли. Подобные процессы развиваются при проведении подземных горных работ, добыче нефти и газа, сопровождаются проседанием поверхности, провалами и наведенной сейсмичностью.

Угроза экологической катастрофы также связана с постоянным развитием цивилизации и интенсификацией производственной деятельности. По этой причине важное место в приповерхностной геофизике занимают вопросы, связанные с предупреждением негативных и катастрофических последствий природных явлений, опасных как для самого человека, так и для результатов его деятельности [Экология..., 2006].

Повышенный интерес к исследованию геофизических процессов на границе земная кора–атмосфера обусловлен определяющим влиянием среды обитания на формирование условий эволюции живой природы и прежде всего человека. В последнее время в связи с ростом техногенной нагрузки на среду обитания, а также нарастающим распространением тонких производственных и исследовательских технологий особое внимание уделяется изучению геофизических полей различной природы, их преобразованиям и взаимодействию с точки зрения формирования и функционирования антропогенных систем [Адушкин и др., 2006; Спивак, 2009; Спивак, 2010; Уткин и др., 2010].

При формулировке направлений, целей и задач рассматриваемых исследований необходимо учитывать не только основные, установленные к настоящему моменту связи между геодинамическими процессами в земной коре и различными геофизическими полями в приземном слое атмосферы, но также роль внешних возмущающих факторов, среди которых особо следует выделить гравитационное взаимодействие в системе Земля–Луна–Солнце и барические вариации в атмосфере [Адушкин, Локтев, Спивак, 2008; Адушкин, Спивак, 2008]. В общем виде схема таких связей и взаимодействий на границе земная кора–атмосфера в условиях эндогенной активности недр и воздействия внешних факторов, включая техногенные, представлена на рис. 3.

Из рис. 3 следует, что основным объектом исследований в рамках приповерхностной геофизики являются геофизические поля и разнообразные процессы энергообмена (потoki флюидов, дегазация недр, геодинамические процессы, тепловые потоки и т.д.), а также информационный обмен между литосферой и атмосферой. Эта приграничная область природной среды включает в себя верхнюю часть земной коры и нижнюю часть тропосферы, где сконцентрирована в основном вся человеческая деятельность. Граница между литосферой и атмосферой разделяет геосферы на внутренние и внешние. Интенсивность и характер процессов взаимодействия в приграничной области зависит от мощности и вида источников энергии, расположенных во внешних и внутренних геосферах. Источники энергии со стороны внешних геосфер называются экзогенными. В их состав входят главным образом потоки солнечной энергии, силы приливных воздействий Луны и Солнца, огромный запас энергии вращения Земли, который обеспечивает поле инерционных сил, возникающих из-за неравномерности ее вращения. Отмечено влияние планетарных факторов (эллиптичность орбиты Земли, цикличность в размещении планет Солнечной системы и т.д.). Важным источником энергии со стороны внешних геосфер являются динамические процессы в атмосфере: циклоны и антициклоны, тайфуны, штормы и т.д.

Источники энергии со стороны внутренних геосфер называются эндогенными. Эндогенная активность недр Земли обеспечивается термохимической конвекцией, источниками тепловых потоков в ядре и мантии, процессами дегазации. Под действием эндогенных источников на всех масштабных уровнях развиваются интенсивные геодинамические процессы. На глобальном уровне происходит постоянное движение литосферных плит, в регионах их взаимодействия возникают катастрофические землетрясения и мощные вулканические извержения. В земной коре развиваются процессы внутриплитной тектоники, образуются зоны тектонических напряжений, релаксация которых порождает соответствующий сейсмический режим. Геодинамические процессы также интенсивно проявляются на приповерхностных участках земной коры, особенно в зонах тектонических разломов, вызывая не только изменение механического состояния среды и режимов блоковых движений [Спивак и др., 2009], но одновременно приводя к нарушению устоявшихся токовых систем в твердой среде, вследствие чего изменяются электрические и магнитные поля как на приповерхностных участках земной коры, так и в при-

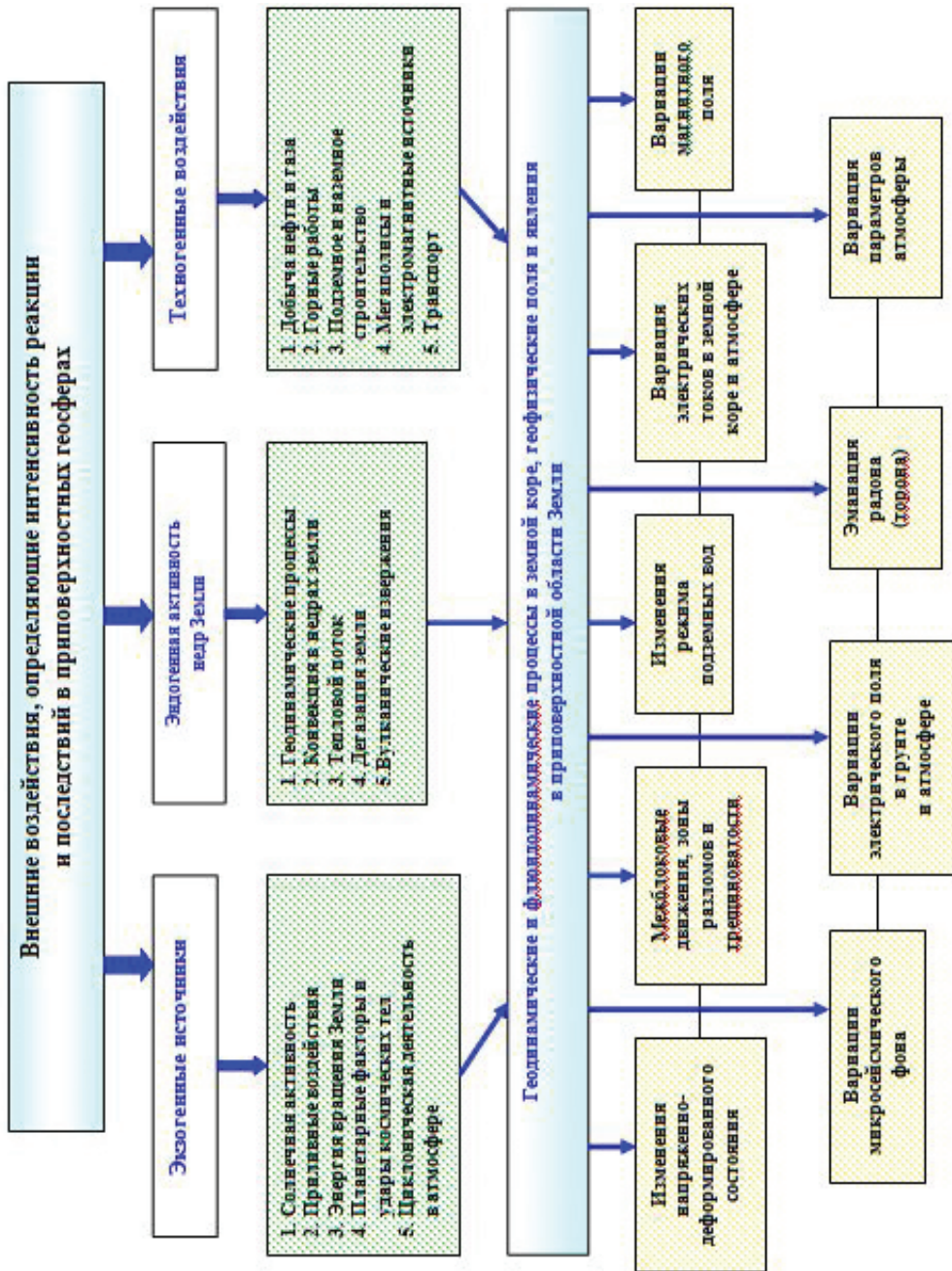


Рис. 3

земном слое атмосферы [Адушкин и др., 2006; Собисевич и др., 2009; Лосева и др., 2010].

При исследовании процессов межгеосферных взаимодействий наряду с природными источниками необходимо учитывать техногенные воздействия человека на окружающую среду, уровень которых в ряде случаев приближается к природным (например, ядерные и промышленные взрывы, обрушение подземных выработок и горных склонов, нефтяные пожары, взрывы газа и т.д.). Техногенные воздействия многообразны: горнодобывающие и нефтегазовые комплексы, тепловые, атомные и гидроэлектростанции, ракетно-космическая техника, подземное и наземное строительство, транспорт и мегаполисы. Необходимость учета воздействия какого-либо техногенного источника зависит от его энергетического уровня, а также от возможности возникновения триггерных эффектов.

В нижней части схемы на рис. 3 представлены конкретные геофизические поля и процессы, которые участвуют в энергомассообменных взаимодействиях земной коры и атмосферы в области их соприкосновения, в том числе при активном воздействии отмеченных выше внешних источников энергии. Эта приграничная область контакта земной коры и атмосферы как геофизическая среда характеризуется следующим комплексом регистрируемых геофизических полей и процессов по обе стороны границы:

- геодинамические особенности земной коры блочно-иерархического строения и соответственно неоднородного поля напряженно-деформированного состояния, связанного с наличием ослабленных зон трещиноватости, разрывов и разломов, по которым происходят дифференциальные подвижки блоков;
- сейсмические колебания, включая микросейсмический фон;
- многоярусный гидрогеологический режим;
- электромагнитное взаимодействие земной коры, атмосферы и ионосферы;
- электрические поля в приземном слое атмосферы и в приповерхностном слое грунта;
- магнитное поле на границе земная кора–атмосфера;
- эманационное поле радона-торона (объемная активность в подпочвенной атмосфере);
- термодинамические параметры окружающей среды (метеопараметры, давление в подпочвенной атмосфере, температура почвы).

В целом нижняя часть схемы на рис. 3 отражает всестороннюю взаимозависимость геофизических полей и процессов энергомассообмена, которые являются составными частями общего процесса межгеосферных взаимодействий. Эта интегральная система свидетельствует о том, что окружающая природная среда представляет собой комплексную систему, сложным образом соединенную многочисленными процессами и обратными связями. Особое значение необходимо придавать обратным связям и взаимодействиям между различными компонентами геосферных систем. Эта интегральная система требует комплексного подхода к ее изучению на всех масштабных уровнях – от локального и далее через региональные вплоть до глобального масштаба.

Отметим некоторые примеры наиболее ярких связей между геофизическими полями и процессами и трансформацией энергии между различными геофизическими явлениями. Начнем с земной коры, определяющей особенностью которой является блочно-иерархическое строение с множеством межблоковых промежутков в виде тектонических разломов разного ранга. Такая блоковая мозаичность земной коры определяет неоднородную структуру напряженно-деформированного состояния среды и как следствие интенсивные взаимодействия блоков на отдельных участках коры. В результате возникают аномально высокие локальные напряжения, вызывающие разрушение среды, которые порождают сейсмоакустические сигналы, а также нарушают естественную конфигурацию электрических зарядов и токов, что приводит к соответствующим электромагнитным эффектам. Одновременно происходят дестабилизация гидрогеологического режима и изменение миграционных потоков природных флюидов в приповерхностных участках земной коры. Все это объясняет аномальные вариации геофизических полей в приземном слое атмосферы в результате геодинамических процессов в земной коре.

Хорошо известна трансформация энергии сейсмических колебаний в энергию электрического поля (сейсмоэлектрический эффект) и, наоборот, трансформация энергии электрических явлений в энергию сейсмических колебаний (электросейсмический эффект). Описаны многочисленные наблюдения оптических и электрических эффектов, возникающих в зоне глубинных разломов при сильных землетрясениях, а также электромагнитных эффектов при релаксационных процессах в земной коре неоднородного строения [Соловьев, Спивак, 2007]. Корреляционные связи установлены между вариациями напряженности приземного электрического поля и объемной активностью природного радона в подпочвенной атмосфере [Спивак и др., 2009а].

Тем не менее, несмотря на значительное количество работ, посвященных конкретным механизмам возникновения геофизических эффектов в окружающей среде, природа их аномальных вариаций в условиях взаимодействия геосфер нуждается в дальнейшем изучении с использованием систематических инструментальных наблюдений [Собисевич, 2012].

При этом важно, чтобы исследования носили комплексный характер, т.е. одновременно с регистрацией геодинамических процессов в земной коре, режима подземных вод и вариаций их химического состава, эманацией природных газов необходимо проводить регистрацию параметров электрических и магнитных полей в атмосфере и в приповерхностном слое земной коры.

Комплексный подход к изучению процессов взаимодействия, развивающихся в условиях сильной пространственно-временной изменчивости окружающей среды, предоставляет широкие возможности для определения корреляционных связей между геодинамическими процессами, протекающими в сложно структурированной земной коре блочного строения и геофизическими полями при разных амплитудах и периодах временных вариаций и их спектрального состава.

Обобщая вышесказанное, выделим ряд наиболее важных направлений исследований:

1. Исследование причинно-следственных связей и пространственно-временных закономерностей взаимодействия геофизических полей и процессов в системе земная кора–атмосфера на основе регистрации геодинамических и флюидодинамических процессов в земной коре, а также электрических, магнитных и акустических процессов в атмосфере.

2. Массообменные процессы в системе взаимодействующих приповерхностных геосфер, включая круговороты воды и газов, эмиссию радиоактивных газов, потоки пыли и аэрозолей техногенного и природного происхождения, вулканические выбросы и т.д.

3. Энергообменные процессы в зоне контакта земной поверхности и атмосферы и вариации энергообмена в условиях воздействия экзогенных, эндогенных и техногенных источников.

4. Установление механизмов взаимодействия земной коры и атмосферы, выявление прямых и обратных связей в процессах их взаимодействия, определение временных вариаций, периодичности и цикличности в межгеосферных взаимодействиях.

5. Определение условий и механизмов преобразования и трансформации энергии геофизических полей разной природы (эмиссия радона–электрическое поле; сейсмические колебания–электромагнитные эффекты и т.д.).

6. Изучение аномальных явлений в окружающей среде и вариаций геофизических полей в зонах глубинных разломов и структурных неоднородностей земной коры.

7. Определение роли постоянно действующих слабых возмущений природного или техногенного характера, которые в определенных условиях могут накапливаться, сопровождаясь резкими изменениями состояния среды, или выступая в роли триггера катастрофических событий в окружающей среде.

8. На основе сейсмотомографических наблюдений, а также анализа микросейсмических колебаний и метода релаксационного контроля определение геомеханических характеристик земной коры (локация источников, строение и энергонасыщенность среды, уровень напряженно-деформированного состояния) и оценка ее геодинамической устойчивости.

Перечисленные направления исследований в приповерхностной геофизике нацелены на развитие представлений об окружающей среде, которая оказывает значительное влияние на психологические, физические и химико-биологические факторы, определяющие самочувствие и функционирование организма человека, а также, что немаловажно, на социальные процессы в обществе [Атлас..., 1994; Экология..., 2006; Довгуша и др., 1995]. В этом смысле исследование геофизических полей и суммирование их возможных негативных влияний на среду обитания и человека представляют собой одну из наиболее важных задач современной геофизики.

В данной работе приводятся результаты комплексных инструментальных исследований характерных временных вариаций геофизических полей и геодинамических процессов, которые свидетельствуют об изменчивости свойств и состояния окружающей среды. Установлены периодичности в вариациях ге-

офизических полей представляет особый интерес в сопоставлении с циклами природных процессов, протекающих в среде обитания и в организме человека.

Периодичность природных процессов, их изменения, а также наличие в окружающей среде техногенных воздействий с ритмичной цикличностью, совпадающей, либо не совпадающей с привычными биологическими и физико-химическими ритмами, следует рассматривать как важную информацию при прогнозировании изменений в условиях существования биологической жизни на Земле.

Перспективы развития научного направления «Приповерхностная геофизика» связаны с совершенствованием методов и способов синхронных инструментальных наблюдений за геофизическими полями и их взаимодействием в окрестности границы земная кора–атмосфера, установлением геодинамических и флюидодинамических режимов на ответственных участках земной коры, разработкой новых перспективных подходов к определению мест концентрации напряжений, выделению тектонически активных и контрастных зон, включая разломы и резонансные структуры, отклик которых на техногенные или природные воздействия определяет амплитуду и периодичность дифференциальных движений на приповерхностных участках земной коры.

В последнее время в связи с развитием и внедрением нанотехнологий большой интерес вызывает выявление вариаций естественного микросейсмического и электромагнитного фона при высокоточных измерениях и прецизионном производстве современной электронной, оптической и вычислительной техники на микро- и наномасштабном уровне, например в биотехнологии, медицине, космической и оборонной технике. Практически важными становятся расширение возможностей, повышения достоверности и чувствительности методов и средств диагностики локальных участков земной коры при выборе и обосновании площадок под строительство особо ответственных объектов и сооружений, их геодинамическом сопровождении в процессе эксплуатации с целью предотвращения аварийных ситуаций, техногенных и природно-техногенных катастроф. По существу сейсмотектонический мониторинг и контроль за параметрами геофизических полей становятся неотъемлемой частью обеспечения геодинамической безопасности при индустриальном строительстве.

Глава 1

ПОЛЕ ПРИЛИВНЫХ СИЛ И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Приливные силы – это силы гравитационного взаимодействия небесных тел, а действующие на Землю приливные силы – это силы гравитационного притяжения Земли планетами Солнечной системы, главным образом Луной и Солнцем.

В свою очередь, Земля обладает собственными силами притяжения, действующими на все материальные объекты, расположенные на ее поверхности, в ее недрах и околоземном пространстве. Эти силы притяжения создают поле силы тяжести – гравитационное поле Земли. В результате Земля оказывается под действием приливных сил, обладая одновременно собственным гравитационным полем. Приливные силы действуют на Землю совместно с силами тяготения самой Земли. В зависимости от постановки задачи действие приливных сил рассматривается либо самостоятельно, либо учитывается в качестве составной части гравитационного поля Земли.

Основным источником гравитационного поля Земли является ее масса. В связи с огромной массой Земли во многих практических задачах гравитационное поле принято считать однородным. В этом случае предполагается, что Земля является покоящимся идеальным шаром со сферически-симметричным распределением масс, и сила притяжения Землей любого тела массой m на поверхности Земли в соответствии с законом всемирного тяготения

$$F = \frac{GmM}{R^2},$$

где $G = 0,6672 \cdot 10^{-10} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$, M и R – соответственно масса и радиус Земли, равна силе тяжести этого тела $F = mg$. Отсюда ускорение силы тяжести, характеризующее такое однородное гравитационное поле $g = \frac{GM}{R^2}$ и его величина одинакова для всей поверхности Земли $g = 9,8 \text{ м/с}^2$.

В действительности гравитационное поле неоднородно и на ускорение силы тяжести g влияет достаточно большое число факторов, в том числе приливные силы (табл. 1.1). Основной вклад в изменение гравитационного поля

и величины g вносят центробежные силы, создаваемые осевым вращением Земли и направленные от центра Земли к периферии

$$f = m\omega^2 R \cos(\varphi),$$

где ω – угловая скорость, φ – широта.

По этой причине силы тяжести становятся равными разности между силами притяжения и радиальной составляющей центробежных сил. Под действием центробежных сил значение g может уменьшаться на величину до 3400 мГал (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Диапазон вариаций g^1 на уровне моря
(по данным [Грушинский, 1983])

Характеристика поля силы тяжести	Значение g , мГал	% от 9,8 м/с ²
Изменение за счет центробежной силы	3400	0,34
Изменение за счет сплюснутости Земли	1800	0,18
Аномалии силы тяжести	1000	0,1
Эффект Этвеша для атмосферных движений	50	0,005
Влияние атмосферы Земли	0,9	0,0009
Приливные лунно-солнечные возмущения	0,28	0,00029
Океанический прилив (в среднем)	0,2	0,0002
Вариации угловой скорости вращения Земли	0,06	0,00006
Упругие деформации Земли	0,04	0,00004
Перемещение полюсов Земли	0,011	0,00001
Глобальные перемещения атмосферных масс	0,0013	0,0000013
Сезонные изменения уровня Мирового океана	0,0006	0,0000006

В некоторых случаях учитывается изменение величины g от широты и высоты. Для вычисления ускорения силы тяжести в зависимости от географической широты φ на высоте уровня моря принята зависимость

$$g = 9,78(1 + 0,0053 \sin^2 \varphi - 0,000006 \sin^2 \varphi),$$

в соответствии с которой величина ускорения силы тяжести изменяются от 9,78 м/с² на экваторе до 9,83 м/с² на полюсе.

Осевое вращение Земли сопровождается образованием экваториального вздутия и сжатия Земли с полюсов. Вместо сферической формы Земля приобретает эллипсоидную форму, называемую геоидом, и в результате сплюснутости Земли вариации величины g достигают 1800 мГал (табл. 1.1).

¹ $g \approx 10^3$ Гал; 1 Гал = 1 см/с²; 1 мГал = 10⁻³ см/с².

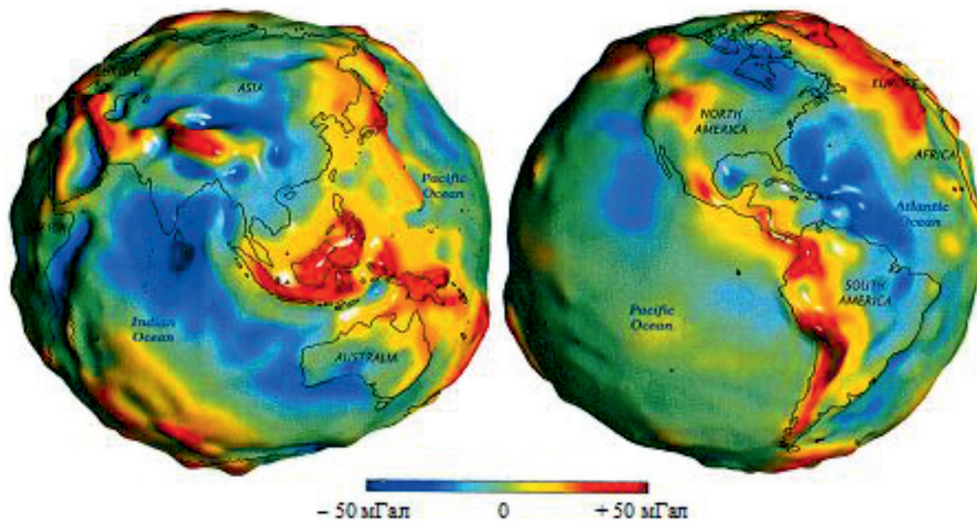


Рис. 1.1. Карта аномалий силы тяжести на Земле [<http://earthobservatory.nasa.gov>]

Существенный вклад в неоднородность гравитационного поля и вариации величины g вносят аномалии силы тяжести, связанные с неравномерным распределением земных масс между континентами и океанами, а также в недрах Земли. Характерная иллюстрация такого неравномерного распределения породных масс по земному шару представлена на рис. 1.1, на котором показана картина крупномасштабных отклонений фигуры Земли от равновесной. Фигура Земли построена по спутниковым данным измерений ускорения силы тяжести [<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/GRACE/>]. Положительные аномалии силы тяжести в сторону повышенных значений g выделяются на континентах за счет присутствия внушительных горных массивов, отрицательные аномалии присутствуют главным образом в океанах. Многие аномалии силы тяжести на континентах, в свою очередь, обусловлены неоднородным строением литосферы и различным вещественным составом пород земной коры, а также соответствующим рельефом кристаллического фундамента, расположенного практически на поверхности в области орогенов и на глубине 5–20 км на платформенных территориях. Так, горизонтальные вариации силы тяжести на расстояниях порядка 10^2 – 10^3 км могут превышать значения 100 мГал [Цубои, 1982].

В настоящее время составлены соответствующие карты аномалий ускорения силы тяжести как в мировом масштабе, так и для различных континентов, которые дают представление о неоднородности гравитационного поля Земли.

Помимо существенного вклада центробежных сил, приплюснутой формы Земли в виде геоида и неравномерного распределения земных масс заметное влияние на вариации гравитационного поля Земли оказывает атмосфера. Вес столба атмосферы эквивалентен весу столба воды высотой около 10 м. Перепады атмосферного давления, возникающие при циклонической и антици-

клонической циркуляции воздушных масс, достигают примерно 5–10% от его среднего значения, что эквивалентно прохождению водяной волны примерно метровой высоты. Возникающие при этом вариации силы тяжести и величины ускорения свободного падения в определенных условиях достигают 0,9 мГал (табл. 1.1). Более того прослежена связь возникновения вихревых возмущений в атмосфере с неоднородностями поля силы тяжести, под действием которых в движущихся массах воздуха возникают градиенты давления и соответствующие циклонические процессы [Ингель, Макоско, 2014].

Из табл. 1.1 следует и то, что определенное влияние на неоднородность гравитационного поля Земли оказывают приливные лунно-солнечные возмущения, вызывающие изменение величины g на уровне 0,28 мГал (по другим данным [Макоско и др., 2007], на уровне 0,35 мГал), что составляет $\sim 3 \cdot 10^{-3} \%$ от величины $g = 9,8 \text{ м/с}^2$. Указанные возмущения гравитационного поля связаны с тем, что Земля не является абсолютно жестким телом и к тому же вращается вокруг своей оси. По этой причине под действием сил притяжения Луны и Солнца фигура Земли деформируется и на ее поверхности образуется система приливных волн. Смещения поверхности Земли в приливных волнах сопровождаются представленными в табл. 1.1 приливными лунно-солнечными возмущениями гравитационного поля.

В океане приливная волна изменяет поверхность дна и гонит воду вслед за возмущением гравитационного поля. Амплитуда поверхности океана не превышает нескольких десятков сантиметров, тогда как горизонтальные смещения водных масс измеряются сотнями метров, что приводит к известным эффектам у берегов, а также вариациям ускорения силы тяжести на уровне 0,2 мГал (табл. 1.1). В атмосфере приливы вызывают горизонтальные перемещения воздушных масс в тропосфере, что также отражается в вариациях ускорения силы тяжести (до 0,0013 мГал).

Наряду с гравитационными возмущениями приливные волны порождают периодические изменения инерциальных сил, обусловленные неравномерным вращением Земли и ее орбитальными движениями вокруг Солнца и центра масс в системе Земля–Луна, который перемещается вслед за Луной вдоль поверхности Земли на глубине 0,2 ее радиуса, что связано с тем, что масса Земли в 81 раз больше массы Луны.

В конечном счете под действием сил притяжения планетами Солнечной системы и вследствие вращения Земли во всех приповерхностных геосферах образуется система крупномасштабных лунно-солнечных приливных волн. Перемещение вещества в приливных волнах зависит от структуры и состояния геосфер, а также от возможных форм движения. Важным обстоятельством является тот факт, что энергия вращения Земли реализуется в приливных волнах и создает поле приливных сил, которые потребляют энергию вращения Земли и стимулируют развитие в приповерхностных геосферах геодинамических и геофизических процессов и явлений различного масштаба.

Чтобы определить величину полной приливной силы, действующей на Землю со стороны небесных тел, следует просуммировать приливные силы для каждой пары Земля–небесное тело. В результате Лапласом было предло-

жено выражение для потенциала полной приливной силы в предположении, что Земля неподвижна:

$$W = \sum_{i=1}^n G \frac{M_i \delta m}{r_i^3} R^2 (3 \cos^2 z_i - 1), \quad (1.1)$$

где M_i – масса i -го небесного тела, R – средний радиус Земли, r_i – расстояние до небесного тела, δm – масса исследуемого тела на поверхности Земли, z_i – зенитный угол небесного тела из места расположения массы δm .

В действительности поле приливных сил на Земле определяется не только гравитационным взаимодействием Земли с другими небесными телами, но и тем, что это взаимодействие происходит в гравитационных полях всех небесных тел, возмущающих взаимосвязанные орбитальное и вращательное движения Земли и других небесных тел. Эта ситуация с приливной силой подробно рассматривается в работах Ю.Н. Авсюка [Авсюк, 1996, 2001], в которых представлены выражения для приливной силы в случае невозмущенного движения (Земля неподвижна), а также для приливной силы в случае возмущенного движения Земли с учетом гравитационного взаимодействия небесных тел. В последнем случае выражение для приливной силы имеет вид

$$F_i = \sum_{i=1}^n G \frac{M_i \delta m}{r_i^3} r_i - \delta m a_0, \quad (1.2)$$

где F_i – вектор силы, r_i – соответствующий радиус-вектор, a_0 – вектор ускорения центра масс исследуемого тела.

Таким образом, приливная сила F_p , действующая на исследуемый элемент Земли δm , равна векторной разности между силами гравитационного притяжения исследуемого элемента небесными телами и силой инерции этого элемента $a_0 \delta m$, которая представляет часть приливной силы, соответствующей возмущенному орбитальному движению.

Расчеты показывают, что наибольшую приливную силу оказывает Луна по причине малого расстояния от Земли, затем Солнце по причине большой массы. При этом приливная сила Луны в 2,2 раза превышает приливную силу Солнца. Влияние Юпитера, Венеры, Сатурна и других планет на несколько порядков меньше влияния Луны. В связи с тем что сила лунного прилива существенно превышает силу солнечного прилива, это позволяет при грубых оценках ограничиваться силой лунного прилива. Это обстоятельство находит подтверждение в расчетах средней мощности воздействия на Землю со стороны небесных тел, которое характеризуется следующими величинами: действие Луны $\approx 1,2 \cdot 10^{13}$ Вт, действие Солнца $\approx 10^{12}$ Вт [Смарт, 1965]. Сопоставление этих величин показывает, что по энергетическим показателям силовое воздействие приливных сил Луны на Землю на порядок превышает силовое воздействие на Землю приливных сил Солнца. Тем не менее при более аккуратных расчетах приливной силы, действующей на Землю в системе Земля–Луна–Солнце, необходимо учитывать, что ее суммарная величина складывается из приливной силы Луны и приливной силы Солнца в соответствии с первым членом формулы (1.2), а также возмущенной части, представленной вторым членом (1.2).

Оценки показывают, что модуль невозмущенной части приливной силы Луны составляет $56 \cdot 10^{-6}$ см/с², Солнца – $25 \cdot 10^{-6}$ см/с², возмущенная часть приливной силы составляет $19 \cdot 10^{-6}$ см/с² [Авсюк, 1996]. Отсюда следует, что все три составляющие приливной силы имеют величину одного порядка. Отметим, что основной вклад в возмущенную часть приливной силы вносит гравитационное поле Солнца в связи с его большой массой.

Следует отметить еще одну существенную особенность поля приливных сил, которая заключается в том, что в отличие от гравитационного поля Земли, создаваемого в основном силой тяжести, приливные силы в центре Земли неуравновешенны и не равны нулю [Авсюк, 2011]. Этот факт связан с тем, что орбитальное движение Земли вокруг Солнца осложнено взаимным вращением Земли и ее тяжелого спутника Луны вокруг их общего центра тяжести, так называемого барицентра, расположенного не в центре Земли, а на ее периферии. Поскольку в соответствии с законом всемирного тяготения именно барицентр движется вокруг Солнца по эллиптической орбите в плоскости эклиптики, получается, что центр Земли движется по более сложной траектории, систематически пересекающей плоскость эклиптики, и земные массы в центре Земли оказываются в неуравновешенном состоянии.

Вследствие того, что периоды обращения Земли вокруг Солнца, обращения Луны вокруг Земли и период вращения Земли не совпадают, величина приливной силы сложно изменяется со временем. При этом направления действия приливных сил Луны и Солнца могут также сильно различаться. Выделяются моменты, когда эти силы при векторном сложении максимальны либо минимальны. Наибольшая величина приливной силы и соответственно самый наибольший прилив наблюдаются в новолуние и полнолуние, когда Солнце, Земля и Луна располагаются примерно на одной оси и приливообразующие силы действуют вдоль одного направления (сизигийный прилив). В моменты действия максимальной приливной силы вертикальное смещение дневной поверхности в плоскости лунной орбиты достигает примерно 0,4–0,5 м¹. Наименьшая величина приливной силы и соответственно наименьший прилив наблюдаются, когда приливообразующие силы Луны и Солнца действуют почти под прямым углом друг к другу и их суммарное притяжение минимально. Такие самые низкие приливы происходят в первую и последнюю четверти Луны. Такой прилив называется квадратурным, и положение Луны и Солнца в эти периоды времени также квадратурное.

Сложная комбинация приливных сил Луны и Солнца в результате изменения взаимного расположения тел в системе Земля–Луна–Солнце совместно с эффектами вращения Земли приводит к тому, что спектр образующихся при их взаимодействии приливных волн характеризуется достаточно большим набором периодичностей. Так, регистрируемые гравиметрами и наклономерами приливные волны имеют периодичности, изменяющиеся в широком диапазоне: есть волны полусуточные, суточные, двухнедельные, месячные и годовые (табл. 1.2 [Сидоренков, 2002]). В большинстве случаев регистрируе-

¹ Оценки выполнены в приближении классической упругости.

мые приливные волны являются суперпозицией нескольких гармоник. Среди многочисленных вариаций периодичностей выделяются главные волны, характеризующиеся наибольшей амплитудой с периодичностью в половину суток: M_2 – для лунного и S_2 – солнечного воздействия, а также главные волны суточной периодичности: O_1 – для лунного и K_1 – солнечного воздействия.

Таблица 1.2

Основные приливные волны

Символ	Аргументное число Дудсона*	Частота, град/ч	Период в солнечных сутках	Амплитуда, m^2/c^2
Долгопериодические приливные волны				
M_0	055,555	0,0000	–	–1,326
S_0	055,555	0,0000	–	–0,615
S_a	056,554	0,0410	365,25	–0,031
S_{sa}	057,555	0,0822	182,62	–0,191
M_m	065,455	0,5443	27,55	–0,217
M_f	075,555	1,0980	13,66	–0,411
Суточные приливные волны				
Q_1	135,655	13,3986	1,1195	–0,126
O_1	145,555	13,9430	1,0758	–0,66
M_1	155,655	14,4966	1,0342	0,052
π_1	162,556	14,9178	1,0055	–0,018
P_1	163,555	14,9589	1,0027	–0,308
S_1	164,556	15,0000	1,0	0,007
mK_1	165,555	15,0410	0,9972	0,635
sK_1	165,555	15,0410	0,9972	0,295
ψ_1	166,554	15,0821	0,9945	0,007
ϕ_1	167,555	15,1232	0,99185	0,013
J_1	175,455	15,5854	0,9624	0,052
OO_1	185,555	16,1391	0,9294	0,028
Полусуточные приливные волны				
$2N_2$	235,755	27,8953	0,5377	0,020
μ_2	237,555	27,96825	0,5363	0,024
N_2	245,655	28,4397	0,5274	0,152
ν_2	247,455	28,5125	0,5261	0,029
M_2	255,555	28,9841	0,5175	0,795
λ_2	263,655	29,4556	0,5092	–0,006
L_2	265,455	29,5284	0,5079	–0,002
T_2	272,556	29,9589	0,5007	0,022
S_2	273,555	30,000	0,5	0,370
R_2	274,554	30,0410	0,4993	–0,003
mK_2	275,555	30,0821	0,4986	0,069
sK_2	275,555	30,0821	0,4986	0,032

* Регистрационный номер приливной волны, цифры которого поставлены в соответствие с типом волны.

Около 80% амплитуды приливов, наблюдаемых на поверхности Земли, обусловлены этими четырьмя главными волнами. В табл. 1.3 представлены вертикальные и горизонтальные компоненты приливных волн наибольшей амплитуды полусуточного, суточного, двухнедельного и месячного периодов.

Приливные волны, обусловленные силовым взаимодействием в системе Земля–Луна–Солнце, особенно хорошо проявляют себя на побережьях акваторий в виде приливов и отливов. Приливные волны образуются также в атмосфере Земли. Под действием приливных волн происходит перемещение воздушных масс в сторону движения небесных тел.

Таблица 1.3

Характеристики приливных волн (37° N; 77° E)

Волна	Характеристики приливных волн			Периоды вариаций углов наклонов
	Период	Вертикальная амплитуда, мм	Горизонтальная амплитуда, мм	
M_2	12,421 час	384,8	53,8	~12 час
S_2	12,00 час	179,0	25,0	
N_2	12,658 час	73,7	10,3	
K_2	11,967 час	48,7	6,8	
K_1	23,934 час	191,8	32,0	~24 час
O_1	25,819 час	158,1	22,1	
P_1	24,066 час	70,9	10,4	
M_f	13,661 сут	40,4	5,6	13,8 сут
M_m	27,555 сут	21,3	2,9	27,7 сут

Периодически повторяющиеся уплотнение и разуплотнение вещества Земли в приливных волнах вызывают преобразование структуры земной коры [Адушкин, Родионов, 2005; Локтев, 1999], вариации уровня подземных вод [Адушкин и др., 2006; Беседина и др., 2012], изменение физико-механических характеристик горных пород на приповерхностных участках земной коры [Дьяконов, Улитин, 2012; Жамалетдинов и др., 2000; Копылова и др., 2009], а также определяют режимы многих геофизических полей и интенсивность межгеосферных взаимодействий на границе земная кора–атмосфера [Адушкин и др., 2006; Адушкин и др., 2012; Спивак, 2010а; Хаин, 2009]. Широкий спектр эффектов, связанных с воздействием приливных сил на геодинамические и геофизические процессы, позволяет говорить о земном приливе как о важном факторе, который не только определяет ритмы и направленность, но в известном смысле является триггером геофизических процессов в окружающей среде [Адушкин, Спивак, 2010]. Более того, отмечается важная роль приливных сил в геологической эволюции Земли, которая определяется ротационно-приливным механизмом гравитационного воздействия Луна и Солнца совместно с осевым вращением Земли, энергия которого служит источником деформационных процессов в литосфере и приливных движений в гидросфере и атмосфере [Авсюк, Родионов, 1993].

1.1. Воздействие приливных сил на материальные геосферы Земли

Во всех материальных геосферах – атмосфере, гидросфере и твердой Земле – происходит своеобразное взаимодействие собственного гравитационного поля, которое стремится придать Земле форму шара, с полем приливных сил, возникшим во вращающейся Земле под действием гравитационных сил притяжения Луны и Солнца. Шаровая форма Земли в связи с ее вращением вокруг своей оси приобретает форму сплюснутого сфероида, экваториальный радиус которого на 20 км больше полярного. Под действием притяжения Луны и Солнца фигура Земли дополнительно деформируется, растягиваясь вдоль направления Земля–Луна, Земля–Солнце и сжимаясь со стороны полюсов.

Такая деформация фигуры Земли носит глобальный характер и в принципе затрагивает все ее оболочки. Дополнительная деформация фигуры Земли динамична, и ее форма постоянно отражает движения Луны и Солнца. В результате динамичная фигура Земли получается достаточно сложной, поскольку на нее накладываются отпечаток орбитальное движение Луны вокруг Земли и орбитальное движение системы Земля–Луна вокруг Солнца. Дополнительная и изменяющаяся со временем деформация Земли, образованная силами притяжения Луны и Солнца, перемещается по ее поверхности в виде приливных волн, имеющих два основных горба с диаметром несколько тысяч км в основании и движущихся главным образом с востока на запад, иногда объединяющихся, а в основном в виде системы приливных волн, распространяющихся иногда даже в разных направлениях. Картину деформирования фигуры Земли и распространения приливных волн обычно упрощают, учитывая только воздействие приливной силы со стороны Луны, поскольку она в 2,2 раза больше, чем со стороны Солнца.

Образованные силами притяжения глобальные приливные волны действуют во всех геосферах Земли – в твердой Земле, гидросфере и атмосфере. Распространяющаяся система глобальных приливных волн формирует общую тенденцию перемещения вещества в западном направлении вслед за движением Луны и Солнца [Ревуженко, 2013]. Деформации наиболее интенсивны в экваториальных областях Земли и уменьшаются в приполярных областях. Важно отметить, что деформация Земли в сторону действия приливных сил сопровождается примерно такой же деформацией с тыльной стороны, так как все, что происходит в одном полушарии под действием сил притяжения, в то же время повторяется и в другом полушарии.

Деформации в твердой Земле под действием приливных сил называют земными или твердотельными приливами. По результатам гравиметрических измерений наибольший подъем поверхности Земли в приливной волне под воздействием Луны составляет 0,356 м, наибольшее опускание – 0,178 м, а под воздействием Солнца наибольший подъем составляет 0,164 м, наибольшее опускание – 0,082 м. Угловая протяженность горба приливной волны достигает примерно 120°.

Указанные смещения земной поверхности под действием приливных сил по грубым оценкам соответствуют значениям относительной деформации приповерхностных участков земной коры на уровне 10^{-7} . Однако с учетом наблюдающейся локализации деформаций в зонах ослабления (разломные зоны) можно ожидать, что на отдельных участках земной коры деформация поверхности может достигать 10^{-6} [Адушкин и др., 2011]. Эту величину следует рассматривать как весьма значимую, поскольку предел обратимой согласованной деформации для участков земной коры с разломами составляет около 10^{-5} [Кочарян, Спивак, 2003]. Также необходимо отметить, что интенсивность приливных деформаций естественным образом зависит от географической широты: максимальные деформации наблюдаются в областях, примыкающих к экватору, минимальные – у полюсов Земли.

Крупномасштабные движения и возникающие в твердотельных приливах деформационные процессы сопровождаются изменением напряженного состояния среды. При изменении напряженно-деформированного состояния в среде происходят относительные сдвиговые перемещения вещества и перераспределение масс, что приводит к возникновению сил приливного трения и соответствующей диссипации приливной энергии. Движение вещества в приливной волне, деформационные процессы и преодоление сил приливного трения потребляют кинетическую энергию осевого вращения Земли в количестве $\sim 10^{20}$ Дж/год, уменьшая тем самым кинетическую энергию вращения Земли, которая составляет $\sim 10^{29}$ Дж, на одну миллиардную долю [Родионов, 2004]. Отсюда следует, что запасы кинетической энергии, учитывая существующий уровень ее расходования, практически неограниченны. Потребляемая из этого источника энергия расходуется по многим направлениям. За счет этой энергии функционируют поле приливных сил и силы инерции, постоянно возникающие в теле Земли при изменении по разным причинам скорости ее вращения, а также перемещениях оси вращения и упругих колебаний фигуры Земли. За счет энергии приливных сил и действия инерционных сил поддерживаются и обновляются блочно-иерархическое строение земной коры и функционирование ряда процессов и явлений в недрах Земли и в приповерхностных геосферах. Под действием приливных сил, которые тормозят вращение Земли, в литосфере образуются очаги напряженно-деформированного состояния и обеспечиваются энергией деформационные процессы. Результатом этих деформационных процессов является возникновение тектонических напряжений, под действием которых за огромный период геологического времени получила развитие широкомасштабная планетарная трещиноватость от линеаментов, зон растрескивания, мелких разломов до разломно-регматической сети.

Возникающие в приливной волне силы приливного трения тормозят вращение Земли, увеличивая продолжительность суток. Замедление вращения Земли под действием приливных сил увеличивает кинетическую энергию движения Луны за счет передачи ей части земного момента количества движения. По этой причине Луна удаляется от Земли с уменьшением ее угловой скорости. Скорость удаления Луны от Земли составляет $3,7 \pm 0,2$ см в год [Wil-

liams, 1990]. Установлено также вековое замедление скорости вращения Земли по причине приливного трения, из-за которого продолжительность суток с 1900 г. по 2000 г. увеличилась на 1,5 мс [Жаров, 2003].

Замедление вращения Земли вызывает как Луна, так и Солнце. Притяжение Солнца также создает приливную волну на поверхности Земли, но несколько меньшей амплитуды, и заставляет меняться орбиту Луны. Поскольку приливообразующая сила со стороны Луны более чем вдвое превышает приливообразующую силу со стороны Солнца, на долю солнечных приливов приходится менее четверти всей диссипируемой энергии. Поэтому в ряде случаев при оценках приливных воздействий можно ограничиваться действием лунного прилива, тем более что в отличие от солнечного прилива, который не только совмещается с лунным, а иногда действует в противоположном направлении, в случае лунного прилива направление движения Луны вокруг Земли и направление вращения Земли вокруг собственной оси близки друг другу. Основная лунноприливно-образующая сила, оставаясь привязанной к Луне, всегда движется по поверхности Земли навстречу ее движению.

Таким образом, энергия лунно-солнечных приливов, создающих поле приливных сил, достигает 10^{20} Дж/год и находится на уровне глобальных природных источников энергии, таких как, например, тепловой поток из недр Земли (10^{21} Дж/год), радиоактивный распад в Земле (10^{20} – 10^{21} Дж/год), энергия тектонических деформаций (10^{19} – 10^{20} Дж/год), выработка энергии человечеством ($5 \cdot 10^{20}$ Дж/год), энергия вулканических извержений (10^{15} – 10^{20} Дж/год). Не удивительно, что энергия лунно-солнечных приливов является одним из важнейших факторов, определяющих механику деформирования и вещественные преобразования в земной коре, а также режимы геофизических полей и интенсивность межгеосферных взаимодействий в приповерхностной зоне Земли [Адушкин, Спивак, 2008; Хаин, 2009].

Созданное силами гравитационного притяжения Луны и Солнца поле приливных сил вследствие вращения Земли образует постоянно движущееся по ее поверхности силовое поле. Это силовое поле совместно с приливной волной формирует в изменяющемся режиме напряженно-деформированное состояние, которое с регулярной периодичностью воздействует на геологические структуры в течение всей геологической истории Земли. Результаты такого нестационарного воздействия напряженно-деформированного состояния на геологические структуры помимо параметров силового поля определяются также особенностями блочно-иерархического строения этих структур, наличием неоднородностей и тектонических нарушений, присутствием пород разного типа и многообразием их физико-механических свойств. Кроме того воздействие силового поля сильнее в верхних оболочках Земли и в ее экваториальных областях и существенно уменьшается с глубиной и в направлении к высоким широтам. В результате взаимодействия силового поля и приливной волны со сложным образом устроенными геологическими структурами появляется возможность объяснения некоторых геологических феноменов действием приливных сил. Об этом свидетельствует появление в последние годы работ о возможном влиянии лунно-солнечных приливов на некоторые

глобальные геологические процессы в литосфере и даже на дрейф континентов [Гарецкий, Добролюбов, 2006].

Отметим наиболее интересные и значимые эффекты, возникающие при воздействии приливных сил на земную кору и недра Земли, а также на атмосферу и гидросферу.

Влияние приливных сил на сеймотектонические процессы. К числу таких эффектов, возникающих в земной коре под действием приливных сил, безусловно, относятся явление приливной периодичности подвижности блочных структур и активизация сейсмических процессов. На основе анализа материалов приливных и наклономерных наблюдений давно было замечено, что системы блочных структур, слагающих земную кору, четко реагируют на периодически происходящие приливные воздействия [Мельхиор, 1968]. Блочное строение земной коры, свидетельствующее о нарушениях сплошности ее вещества, определяет основные особенности деформационных процессов твердотельных геосфер под воздействием лунно-солнечных приливов. Прежде всего, блочное строение допускает относительное смещение блоков друг относительно друга без возникновения больших усилий на их контактах. В ряде случаев блоки разделены трещинами и межблоковыми промежутками и располагают определенной свободой к горизонтальным и вертикальным подвижкам внутри горного массива. Эти относительные подвижки блоков (так называемые дифференциальные движения) могут существенно превосходить по амплитуде упругие смещения. Подобные необратимые деформации блочной среды сопровождаются изменением физико-механических свойств среды и прежде всего изменениями прочностных и фильтрационных свойств разломных зон. Такая связь подвижности блоковых структур и изменения проницаемости разделяющих их разломных зон с приливными деформациями была установлена при проходке тоннеля в Альпах по колебаниям водонасыщенности межблоковых промежутков и интенсивности миграции воды [Назиров, 1982].

Учитывая главенствующую роль разломных зон в формировании геодинамических и гидрогеологических процессов в земной коре, подобные приливные эффекты следует рассматривать в качестве глобально действующего тектонического фактора, способствующего также формированию разломных зон, надвигов и разрывов в среде.

Особенно велика роль твердотельных приливов в процессах накопления деформаций и напряжений, в первую очередь в зонах нарушения сплошности среды. С этой точки зрения приливная волна деформации в среде блочно-иерархического строения оказывает существенное влияние на тектонические процессы в литосфере, связанные, в частности, с подготовкой землетрясений. Имеющиеся данные свидетельствуют не только о связи частоты землетрясений (в том числе слабых) с периодичностями приливной волны [Николаев, 1996; Гольдин и др., 2008; Стовас, Нестеренко, 1963], но также о влиянии приливных эффектов на пространственное распределение очагов землетрясений [Булатова, 2005]. Убедительная корреляция между периодическими вариациями сейсмического процесса и временным ходом приливных деформаций представлена в работах [Кпорoff, 1964; Shlien, 1972].

Количественная оценка роли приливных сил как тектонического фактора при подготовке землетрясений и их широтном распределении сделана в работе [Левин, Сасорова, 2012]. Обсуждая связь между земными приливами и проявлениями сейсмического процесса, авторы отмечают, что сейсмическая активность выше в экваториальных областях Земли, снижается в направлении к высоким широтам и практически отсутствует в полярной зоне, что уже было подмечено ранее [Садовский, Авсюк, 1990]. Такое распределение землетрясений по земному шару хорошо коррелирует с поведением приливных горбов, амплитуда которых максимальна при их движении в областях, близких к экватору, и убывает в высоких широтах, становясь равной нулю на полюсах. В связи с этим авторы также отмечают, что в экваториальной зоне наряду с повышенной сейсмической активностью расположена подавляющая часть горячих точек (примерно 70%) между широтами $\pm 40^\circ$ в северном и южном полушариях. По мнению авторов механизм такой взаимосвязи заключается в том, что приливные воздействия на Землю со стороны Луны и Солнца приводят к непрерывным изменениям угловой скорости вращения Земли. Точные измерения угловой скорости вращения Земли свидетельствуют о том, что относительные изменения скорости вращения могут достигать 10^{-8} . Такие изменения скорости вращения сопровождаются изменениями кинетической энергии вращения на величину порядка 10^{21} Дж, что на 3 порядка превышает полную энергию землетрясений на Земле за год, которая составляет $\sim 10^{17} - 10^{18}$ Дж [Кособоков, 2005]. Из сравнения этих цифр следует вывод о том, что изменения угловой скорости вращения Земли, обусловленные приливными воздействиями Луны и Солнца, могут вызывать землетрясения даже в том случае, если существует механизм перекачки энергии с КПД менее 1%.

Говоря о приливном воздействии как тектоническом факторе, следует отметить, что по материалам приливных наблюдений удастся установить, как протекают процессы деформирования Земли во времени [Авсюк, 1996]. Инструментальные наблюдения за развитием земных приливов показывают, что максимальный подъем поверхности Земли в приливной волне заметно запаздывает по отношению к максимальному воздействию приливной силы [Жарков, 2013]. Такое запаздывание максимума прилива связано с отклонением свойств вещества Земли от идеальных и из-за приливного трения в океанах. По величине этого запаздывания можно определить добротность среды, характеризующую ее диссипативные свойства, и тем самым оценить потери энергии при деформировании материала Земли в результате воздействия приливных сил.

Периодическое воздействие приливного возмущения на литосферу в течение всего времени функционирования системы Земля–Луна оказывает существенное влияние на определенную направленность развития геологических процессов Земли [Авсюк, 1991; Хаин, 2009; Хаин, Халилов, 2009]. В работе [Шило, Ващилов, 1989] отмечается, что постоянно действующие земные приливы в масштабах всего геологического времени можно рассматривать как высокочастотный «тектонический вибратор», способствующий плотностной дифференциации вещества, реализации принципа изостатического равнове-

сия и другим процессам в недрах Земли, а также как «тектонический насос», поскольку под действием приливной волны происходит раскрытие трещин и межблоковых промежутков, что сопровождается подъемом уровня подземных вод и проникновением вверх минеральных растворов и расплавов магм.

Влияние приливных сил на горизонтальную расслоенность земной коры.

Как было отмечено выше приливная волна, тормозящая вращение Земли вокруг своей оси, ежегодно поставляет $\sim 10^{20}$ Дж механической энергии, которая в состоянии постоянно поддерживать деформационные процессы в твердотельных оболочках Земли. Эти деформационные процессы сопровождаются локальными концентрациями напряжений на неоднородностях, тектонических нарушениях и множестве различных дефектов, присутствующих в горных породах на всех уровнях. В процессе накопления локальные напряжения могут достигать разрушающих значений, сопровождаясь формированием блочных структур, планетарной трещиноватости, разломов и тектонической расслоенности.

Тектоническая расслоенность – мобилистское учение о внутрилитосферных горизонтальных (субгоризонтальных) перемещениях глубинных или близповерхностных масс горных пород на весьма значительные расстояния [Тектоническая..., 1990]. Развитие представлений о тектонической расслоенности литосферы относится к 70-м годам прошлого столетия, когда на большом фактическом материале было показано, что тектоническая расслоенность (в основном в виде сдвиговых деформаций) присуща практически всем горным массивам, особенно на коровом уровне. Появились описания тектонических структур, сформированных в результате горизонтальных движений [Разницын, 2004]. В качестве примера на рис. 1.2 представлены результаты сейсмического профилирования ряда глубинных структур из работ [Леонов, 1993; Posgay et al., 1996], в которых обсуждается проблема геологической интерпретации субгоризонтальных тектонических нарушений земной коры.

Среди возможных механизмов возникновения горизонтальной тектонической расслоенности литосферы не исключается определяющее участие приливных сил. Для обоснования возможности участия приливных сил необходимо показать, что в приливной волне в процессе преобразования приливов в энергию деформационных процессов возникают горизонтальные движения вещества. Только в этом случае могут возникнуть горизонтальные слои дезинтегрированных горных пород. Энергии собственного гравитационного поля не достаточно для формирования таких движений. Однако участие приливной волны и движение, вызванное осевым вращением Земли, могут обеспечить направленное движение веществ в западном направлении. Пробегающая по поверхности Земли дважды в сутки приливная волна деформирует земную кору и в результате накопления малых необратимых деформаций осуществляет перемещение горных масс, формируя геологические структуры. И хотя максимальные деформации приповерхностных элементов земной коры невелики ($\sim 10^{-6}$ – 10^{-7}), регулярность процесса и постоянная во времени направленность действия приливного ускорения могут привести за геологические времена к вполне ощутимым горизонтальным перемещениям вещества.

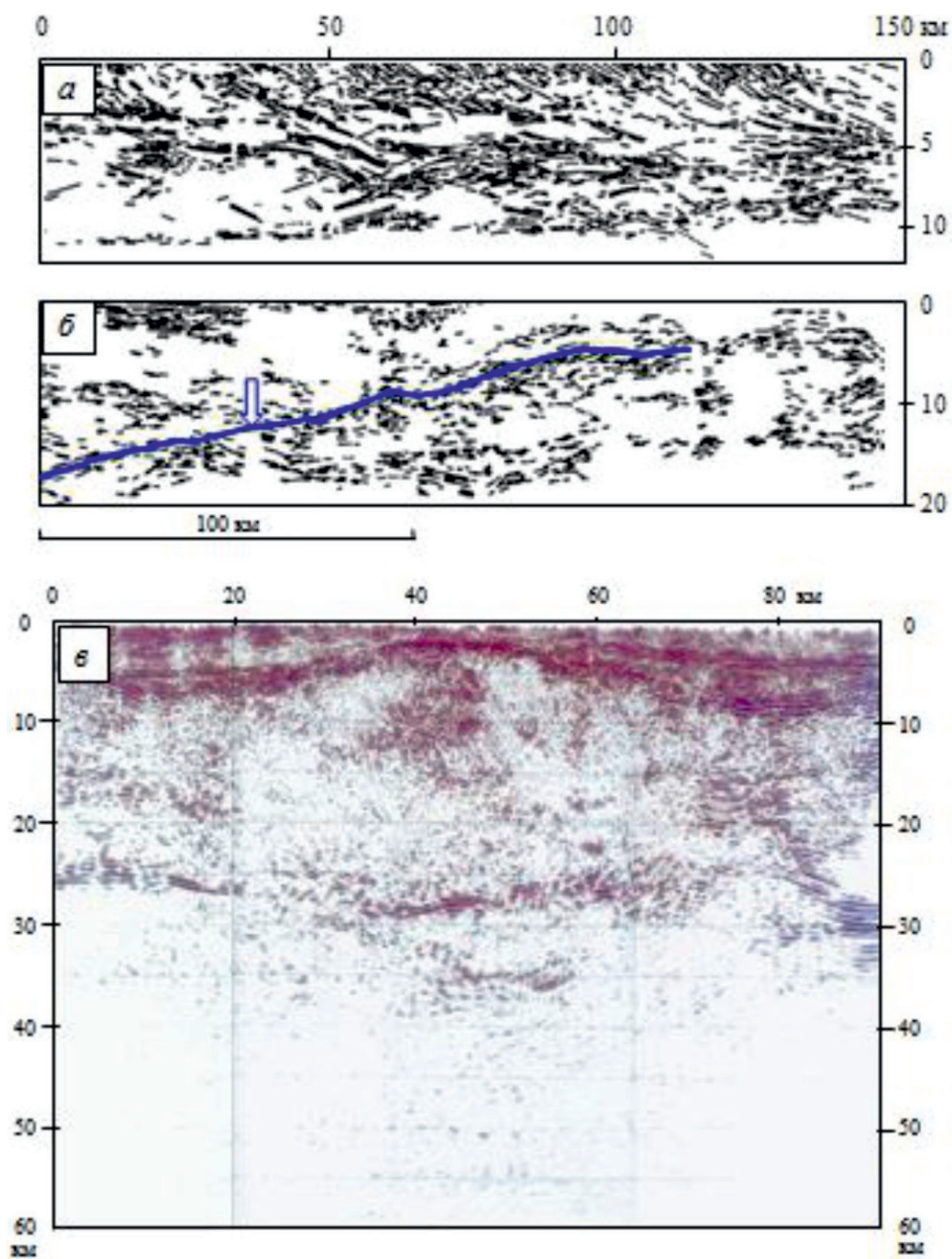


Рис. 1.2. Графическое изображение глубинной структуры, полученное на основе сейсмического профилирования: а – вдоль профиля DECORP 2-N через Рейнский массив [Леонов, 1993], б – вдоль профиля BMR через складчатый пояс Томсон (Восточная Австралия, стрелкой обозначен разрыв Вестгейт) [Леонов, 1993], в – вдоль профиля в Венгрии [Posgay et al., 1996]

Для количественных оценок кинематики движения поверхностных слоев коры в приливной волне воспользуемся моделью распространения гравитационных волн на поверхности тяжелой жидкости [Родионов, 1996]. Аналогия с тяжелой жидкостью вполне может быть применена к колебаниям в приливной волне, поскольку колебания происходят в основном под действием силы тяжести, а сжимаемость и вязкость вещества земной коры не играют существенной роли. Вращение Земли навязывает приливной волне скорость распространения, величина которой на средних широтах составляет ~ 350 м/с. Как известно [Ландау, Лившиц, 1954], скорость распространения гравитационных волн v связана с толщиной приповерхностного слоя H зависимостью $v = (gH)^{1/2}$, с помощью которой оценивается толщина слоя, вовлекаемого в движение распространяющейся по поверхности Земли приливной волной. В рамках модели тяжелой жидкости $H \approx 10$ км.

Имея ту же скорость, что и у приливной волны, гравитационная волна при своем движении подпитывается энергией, образующейся в результате действия приливных сил. В этом случае естественно предполагать, что реализация такого «резонансного» режима вполне может обеспечивать интенсивность деформационных процессов и структуризацию верхних слоев земной коры. Привлекая известные соотношения для гравитационных волн, можно оценить величину сдвиговой деформации верхнего слоя земной коры и скорость его горизонтальной подвижки относительно более глубоких слоев. Для этого воспользуемся зависимостью скорости смещения частиц среды в гравитационной волне от глубины z :

$$v_x = A\omega e^{-kz} \sin(kx - \omega t), v_z = A\omega e^{-kz} \cos(kx - \omega t), \quad (1.3)$$

где v_x и v_z – соответственно горизонтальная и вертикальная скорость смещения (ось x направлена вдоль поверхности массива, ось z – в глубь массива); ω – частота колебаний; t – время; A – амплитуда колебаний в гравитационной волне.

С привлечением очевидных соотношений

$$\omega^2 = kg; \lambda = \frac{2\pi}{k}, v = \left\{ \frac{g}{2k} \right\}^{1/2} = \left(\frac{g\lambda}{8\pi} \right)^{1/2}, \quad (1.4)$$

где λ – длина волны, и рассматривая гравитационные волны, распространяющиеся со скоростью приливной волны (350 м/с), получаем с учетом (1.4) их параметры:

$$1/k = 48 \text{ км}, \lambda = 300 \text{ км}.$$

В рамках привлеченной модели оценим также величину сдвиговой деформации и глубины, на которых возможна дезинтеграция земной коры. За один цикл движения гравитационной волны необратимое смещение частиц среды составит по порядку величины A/Q , где Q – механическая добротность материала среды. Уменьшение амплитуды гравитационной волны с глубиной приводит к относительному смещению слоев вещества, расположенных на разной

глубине. Очевидно, что возникающая сдвиговая деформация вещества ε характеризуется в нашем случае величиной $\frac{1}{Q} \frac{dv}{dz}$ и вблизи поверхности Земли ($z = 0$) за один цикл составит

$$\varepsilon = \frac{1}{Q} \frac{dAe^{-kz}}{dz} = \frac{kA}{Q}. \quad (1.5)$$

Поскольку за год приливная волна проходит через фиксированную точку наблюдений 730 раз, скорость сдвиговой деформации вещества составит

$$e = \frac{d\varepsilon}{dt} = 730 \frac{kA}{Q}, \text{ 1/год.} \quad (1.6)$$

Отсюда следует, что скорость подвижки слоя вещества, расположенного на поверхности Земли, относительно слоя, расположенного на глубине H , составляет

$$V = eH = 730 \frac{kAH}{Q}. \quad (1.7)$$

Нарушение сплошности вещества в слое на глубине H происходит в том случае, когда скорость смещения его поверхности V превысит некоторое критическое значение $V_{кр}$. Из механики деформирования горных пород известно [Родионов, 2004], что величина $V_{кр}$ составляет 1÷5 см/год. При скоростях смещения ниже $V_{кр}$ реализуется движение типа крипа. При $V > V_{кр}$ наступает разрушение вещества.

В результате из (1.7) следует зависимость для определения глубины, на которой возникает дезинтеграция вещества земной коры в результате действия приливных сил:

$$H = \frac{VQ}{730kA} \text{ при } V > V_{кр}. \quad (1.8)$$

Из зависимости (1.8) следует, что глубина, на которой возникает нарушение сплошности среды, пропорциональна скорости смещения поверхности Земли V и величине механической добротности Q и уменьшается при увеличении числа циклов прохождения приливной волны и амплитуды гравитационной волны. Механическая добротность упругих пород земной коры уменьшается с глубиной, составляя $Q \approx 300\text{--}600$ на глубине 0–19 км и $Q \approx 150\text{--}300$ на глубине 19–38 км [Жарков, 2013]. Зависимость (1.8) позволяет оценивать глубину возникновения зон нарушения сплошности под действием приливных сил по известным параметрам среды. Так, при скорости смещения, равной минимальному значению критической скорости $V = 1$ см/год, добротности $Q = 600$, амплитуде гравитационной волны $A = 5$ см, $1/k = 48$ км и годовом числе циклов 730 глубина возникновения дезинтеграций составит $H \approx 8$ км.

В приведенной оценке глубины дезинтеграции учтен вклад гравитационной волны в приливное движение на уровне 10%. Если включить циклы нескольких лет, глубина дезинтеграции будет уменьшаться. В случае снижения величины механической добротности материала среды глубина дезинтегра-

ции уменьшается. В целом в зависимости от возможных значений параметров среды глубина дезинтеграции может достигать 20–40 км.

Приведенные выше оценки свидетельствуют о том, что приливные волны способны формировать зоны дезинтеграции вещества в верхних слоях земной коры. С учетом геологического масштаба времени и регулярности воздействия приливного фактора можно считать, что нарушение сплошности среды в зоне сдвиговой деформации возникает, начиная практически от самой поверхности коры.

Представленные результаты приводят к пониманию механизма локализации зоны нарушения сплошности и ее превращения в разлом. На ранних стадиях формирования разлом имеет, как правило, прерывистый характер и отдельные его участки перемежаются широкими зонами крипа без видимых нарушений сплошности (см. рис. 1.2, б). Возможный механизм слияния этих зон требует специального обсуждения с учетом особенностей конкретной разломной зоны. Это же относится и к разломам вертикального простирания.

Связь движения блоков земной коры с фазами Луны. Активизация подвижности блочных структур земной коры под влиянием ускорений, периодически возникающих при движении приливной волны по поверхности Земли в результате ее вращения вокруг центра масс в системе Земля–Луна, экспериментально исследована в работе [Родионов, 2004] с привлечением сейсмических методов. Выбор сейсмического метода был обусловлен необходимостью регистрации горизонтальных колебаний блоков размером порядка толщины поверхностного слоя земной коры (~10 км). Поскольку изменения силы воздействия приливной волны на блочные структуры определяются ее скоростью, равной на средних широтах примерно 350 м/с, частота вынужденных колебаний блоков указанного размера должна быть меньше 10^{-2} Гц. Для сейсмической регистрации на таких частотах использовался сейсмоприемник КСЭШ-Р (частотный диапазон 0,003–0,1 Гц). Высокочастотные составляющие исключались с помощью фильтрации с граничной частотой 0,023 Гц.

Регистрация сейсмических колебаний выполнялась на территории Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН непрерывно в течение нескольких месяцев осенью 2000 г. Использовались два сейсмоприемника, установленные на бетонном постаменте в шахте на глубине 20 м. Регистрировалась горизонтальная компонента колебаний – компонента восток-запад. В связи с тем что постоянно регистрировалось резкое увеличение амплитуды фоновых колебаний после восхода Солнца, для поиска связи между сейсмическими колебаниями и лунными приливами привлекались записи, выполненные в ночное время.

При анализе основное внимание уделялось данным, полученным в периоды новолуния и полнолуния, когда Земля, Луна и Солнце располагались практически на одной линии. В новолуние Луна и Солнце располагались по одну сторону от Земли (приливные силы Луны и Солнца складываются), а в полнолуние – по разные стороны от Земли (лунный прилив превалирует).

Поскольку Земля вращается одновременно вокруг своей оси и вокруг центра масс Земля–Луна (барицентра), расположенного вблизи поверхности

Земли, точка наблюдения на ее поверхности движется эксцентрично, а периоды ускорения перемежаются с периодами замедления движения. При движении точки наблюдения вблизи барицентра скорость поверхности Земли практически равна скорости ее орбитального движения. С удалением от центра масс скорость поверхности Земли возрастает и, наоборот, с приближением к центру масс скорость движения точки наблюдения снижается (на максимальном удалении от центра масс линейная скорость движения поверхности примерно на 20 м/с выше).

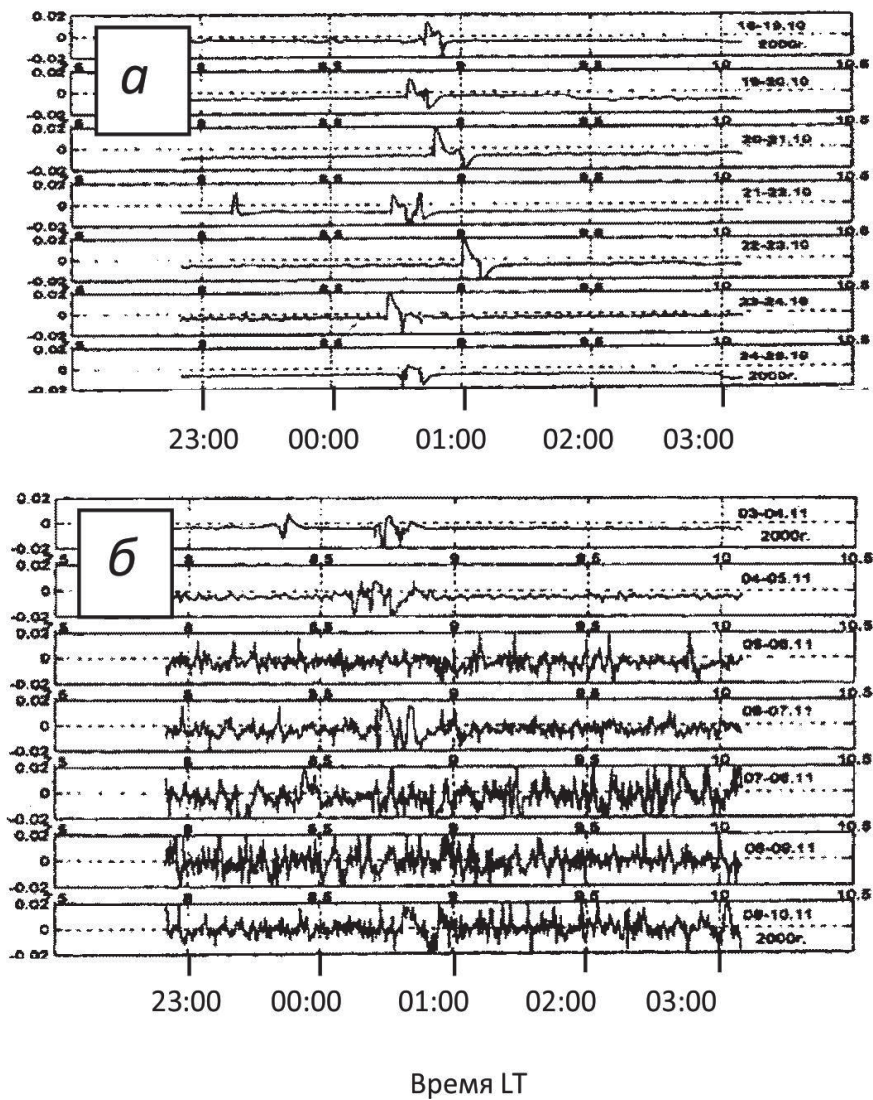


Рис. 1.3. Пример длиннопериодных сейсмических записей в неделю перед новолунием (а) и перед полнолунием (б)

В периоды ускорения и замедления движения поверхности Земли силы, действующие на контактах блоков, увеличиваются и, следовательно, амплитуда вынужденных колебаний блоков уменьшается. Это хорошо видно на сейсмограммах (рис. 1.3), полученных в ночное время в периоды новолуния и полнолуния.

Действительно, в период новолуния точка регистрации была максимально удалена от барицентра, при этом Луна и Солнце находились по другую сторону Земли на одной с ней линии. В этом случае движение было ускоренным и контакты между блоками – усиленными. В период полнолуния точка регистрации была расположена на поверхности Земли со стороны Луны на ближайшем к ней расстоянии, в эпицентре возмущения гравитационного поля Земли вблизи барицентра. В этом случае движение поверхности Земли в точке регистрации не испытывало ускорения, контакты между блоками были свободными и амплитуда их вынужденных колебаний под действием приливной волны становилась заметно выше.

Из полученных записей следует, что амплитуда колебаний блоков в период полнолуния составила 0,005–0,01 см/с и наблюдался беспорядочный набор частот в диапазоне $(3\div 5) \cdot 10^{-3}$ Гц, который соответствует колебаниям блоков размером примерно 10–30 км. Отметим, что наблюдавшиеся на сейсмозаписях кратковременные всплески в полночь связаны с регламентом эксплуатации сейсмостанции.

В промежутках между новолуниями и полнолуниями воздействие Луны и Солнца на гравитационное поле Земли рассогласовано. В эти периоды лунные и солнечные приливы частично нейтрализуют друг друга и, следовательно, главную роль начинают играть инерционные силы, действующие в блочной среде.

Таким образом, приливные волны в земной коре проявляются в низкочастотных колебаниях структурных блоков, не связанных жестко между собой. Это означает, что в условиях действующих напряжений в среде приливные волны могут являться триггером сейсмической активности. Кроме того, связь колебательных движений крупноблочных структур с периодичностью лунных приливов свидетельствует о существовании динамического поверхностного слоя толщиной ~10 км, наличие которого усиливает функциональное взаимодействие земной коры с атмосферой и биосферой.

Влияние приливных сил на разломные зоны. Как отмечено выше, основным фактором, определяющим изменения в режиме геодинамических процессов в земной коре, являются механические характеристики среды и прежде всего вещества разломных зон с учетом их главенствующей роли в формировании режимов геофизических полей [Кузьмин, 2004; Спивак, 2009; 2010в]. В свою очередь, преобразование вещества разломных зон определяется их размерами, вещественным составом и уровнем деформирования в результате дифференциальных движений образовавших их блоков. Наряду с трансляционными и ротационными движениями в земной коре следует также учитывать короткопериодные движения блоков, напоминающие прецессию [Спивак и др., 2009г]. Параметры прецессионных движений блока определяются

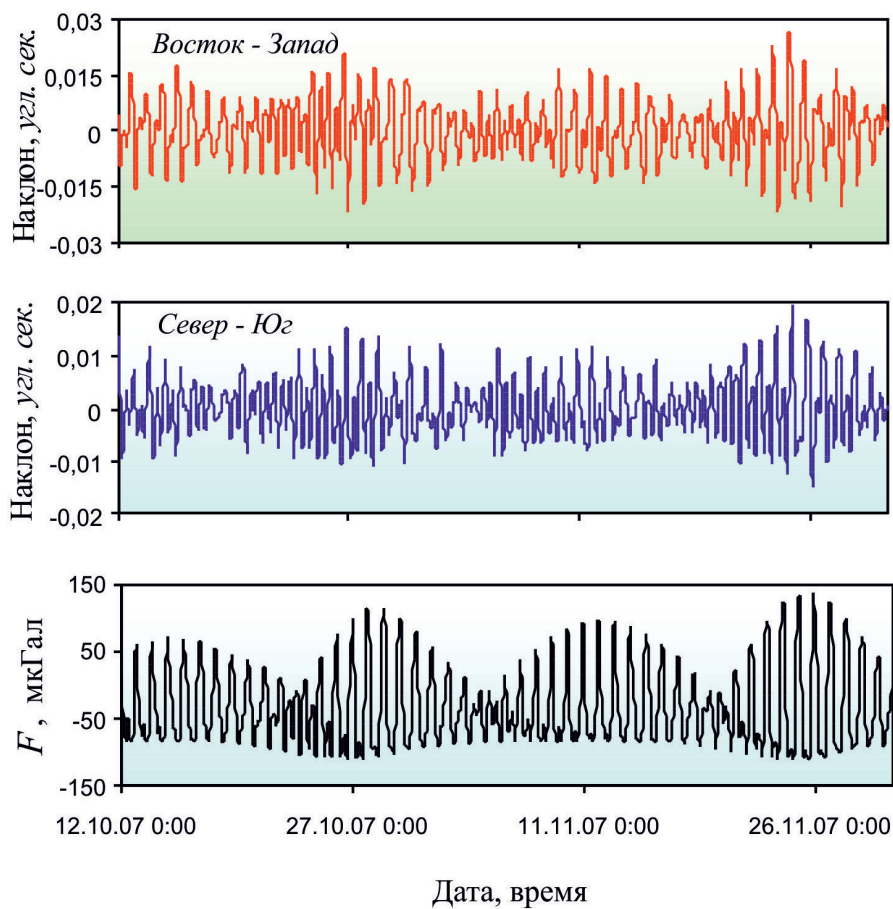


Рис. 1.4. Пример околосуточных вариаций наклонов блока за вычетом тренда; F – вертикальная составляющая приливной силы

по результатам наклономерных измерений¹ (рис. 1.4). Из рис. 1.4 видно, что особенности прецессионных движений структурных блоков земной коры, которые определяют закономерности нагружения более слабого материала межблоковых промежутков, по своему характеру близки к вариациям приливной силы F . При этом отчетливо выделяются полусуточные, околосуточные и двухнедельные вариации, например, углов наклона блока, и отмечается их значимая корреляция с вариациями приливной силы F [Адушкин и др., 2012].

Данные наблюдений свидетельствуют о том, что суточные смещения берегов разломов в результате прецессионного движения примыкающего структурного блока могут достигать величин, которые близки значениям дифференцированных движений в разломных зонах, регистрируемых за год [Спивак,

¹ Более детально прецессия блоков рассматривается в главе 7.

Кишкина, 2010]. Это определяет скорости деформирования материала разломных зон за счет прецессии почти на три порядка выше по сравнению с вековыми движениями, а следовательно, значительно более высокую интенсивность преобразования вещества.

Данные наклонных измерений свидетельствуют о сложном характере временных вариаций углов наклона структурного блока. В качестве примера на рис. 1.5 представлен усредненный спектр вариаций углов наклона блока для двух направлений. Отчетливо выделяются периодичности вариаций с периодами T около 12 и 24 ч.

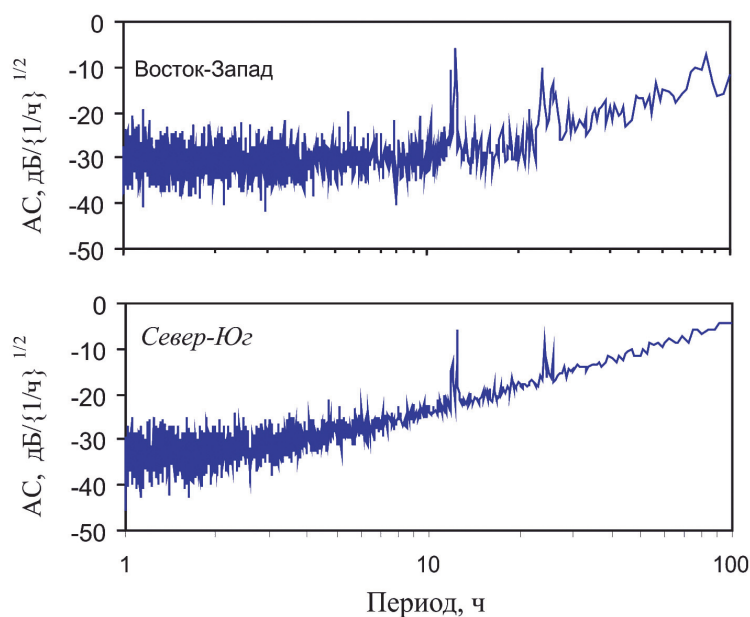


Рис. 1.5. Амплитудный спектр (АС) вариаций углов наклона структурного блока, расположенного в зоне влияния НРТС (усреднение за период 07.09.2007 г. – 20.01.2008 г.); компоненты обозначены в поле рисунка

Более детальный анализ свидетельствует о наличии временных вариаций самих спектральных составляющих с полусуточными и околосуточными периодами. Это хорошо демонстрируют спектры мощности вариаций спектральных компонент углов наклона блока с периодами 12 и 24 ч. В качестве примера на рис. 1.6 представлен спектр мощности вариаций спектральной компоненты углов наклона блока с периодом 24 ч. Видно, что вариации рассматриваемой компоненты характеризуются хорошо выраженными периодами около 2 нед и одного лунного месяца.

Периодичности вариаций углов наклонов, наблюдаемые при прецессии блочных структур, в полной мере соответствуют характерным периодичностям вариаций вертикальной составляющей приливной силы [Мельхиор, 1968]. Это позволяет рассматривать твердый прилив в качестве одной из основных при-

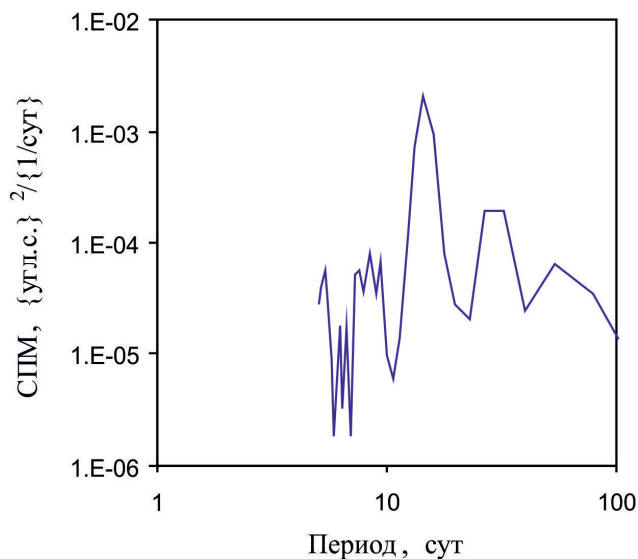


Рис. 1.6. Спектр временных вариаций спектральной компоненты угла наклона блока вдоль направления С-Ю с периодом ~ 24 ч

чин вариаций наклонов блока. При этом особо следует отметить наличие хорошо выраженных на спектрах вариаций углов наклона (рис. 1.5) близких пиков, которые обусловлены откликом блоковых движений на отдельные, близкие по периодам приливные волны M_2 , S_2 , K_1 и O_1 .

Влияние приливных сил на вынужденные перемещения внутреннего (твердого) ядра Земли. Воздействие лунно-солнечных приливных сил порождает не только приливные волны в приповерхностных слоях и влияет на сейсмичность ряда приэкваториальных областей, но и формирует широкий набор геодинамических явлений и эффектов в недрах Земли. Под их влиянием оказываются такие глобальные процессы, как инерционные и резонансные явления в ядре Земли и на границе ядро–мантия, в частности подвижность внутреннего твердого ядра и его участие в работе геодинамо Земли [Авсюк, 1996; Молоденский, 2006; Молоденский, Молоденская, 2009].

История изучения влияния лунно-солнечных приливов на подвижность внутреннего ядра Земли начинается с XIX в., когда мореплавателями и астрономами эмпирическим путем был обнаружен эффект периодических изменений положения географических широт [Авсюк, 1996]. В 1891 г. американский астроном С. Чандлер (S. Chandler) в результате обработки многочисленных данных по изменению широт выяснил, что эти изменения происходят с периодами 365 сут (годовой период) и 412–437 сут (чандлеровский период). Годовой период обязан орбитальному обращению Земли вокруг Солнца, а чандлеровский период появляется из-за периодического возмущения Солнцем орбитального движения Земли вокруг центра масс системы Земля–Луна (барицентр) с периодом 28 сут (лунный месяц) [Куликов, 1961]. Такое возмущение связано с тем, что гравитационное притяжение Земли Солнцем уравновешено в барицентре, движущемся в плоскости эклиптики. Следовательно, в центре Земли существует переменная во времени сила притяжения со сторо-

ны Солнца, которая может смещать твердое внутреннее ядро, находящееся в окружении жидкого ядра Земли.

С другой стороны, обнаруженный ранее эффект изменения широт указывал на то, что ось вращения Земли меняет свое положение в теле Земли. Изменения положения оси вращения были подтверждены также измерениями координат полюса, движущегося по периодическим круговым траекториям, радиусы которых изменяются от 3 до 12 м в разные годы. Полюс – это точка выхода мгновенной оси вращения, проходящей через центр масс Земли, на поверхность земного шара. Периодические круговые движения полюсов свидетельствуют о периодическом смещении оси вращения в теле Земли. Смещения же оси вращения могут быть объяснены смещениями центра масс Земли, которые, в свою очередь, свидетельствуют о периодических перемещениях достаточно массивного (~1/60 массы Земли) внутреннего ядра, вызываемых действием неуравновешенных в центре Земли приливных сил Солнца.

Таким образом, процесс изменения широт, явление изменения положения оси вращения в теле Земли и так называемые чандлеровы качания полюса являются результатом вынужденных перемещений внутреннего ядра под действием приливных сил в системе Земля–Луна–Солнце.

Вынужденные перемещения внутреннего ядра Земли под действием приливных сил находят экспериментальное подтверждение в специально проводимых экспериментах, ориентированных на выявление «эффекта ядра».

Такой эксперимент с измерениями приливных вариаций силы тяжести, вызываемых вынужденными перемещениями твердого ядра Земли, был выполнен нами в обсерватории «Боровое» (пос. Боровое, Казахстан). Измерительный комплекс для регистрации длиннопериодных (двухнедельных, месячных) вариаций ускорения силы тяжести располагался в приборной шахте на глубине 15 м в условиях постоянной температуры (+7 °С). Комплекс аппаратуры включал:

- приливной гравиметр «Аскания» GS-15 (чувствительность 0,05 мкГал/мм, регистрируемые периоды $T > 5$ мин);
- термостат, поддерживающий постоянную температуру в рабочей камере гравиметра;
- сейсмогравиметр (полоса пропускания $100 \text{ с} < T < 10$ мин);
- широкополосный сейсмический канал (полоса $0,2 \text{ с} < T < 200 \text{ с}$);
- фотоэлектрический микробарограф (чувствительность 10 мВ/мбар).

Приливной гравиметр и микробарограф были оснащены дополнительными каналами регистрации сейсмогравитационных и собственных колебаний Земли в диапазоне периодов от 500 до 7200 с, которые возникают после сильных землетрясений и сопровождаются аналогичными пульсациями атмосферного давления.

Непрерывная регистрация земноприливных и сейсмогравитационных колебаний выполнялась в 1992–1994 гг. Для анализа использовались данные, полученные после вычитания из исходных цифровых записей «теоретического прилива» (приливной эффект, рассчитанный по формуле Лапласа, описывающей приливные колебания в предположении невозмущенного орбиталь-

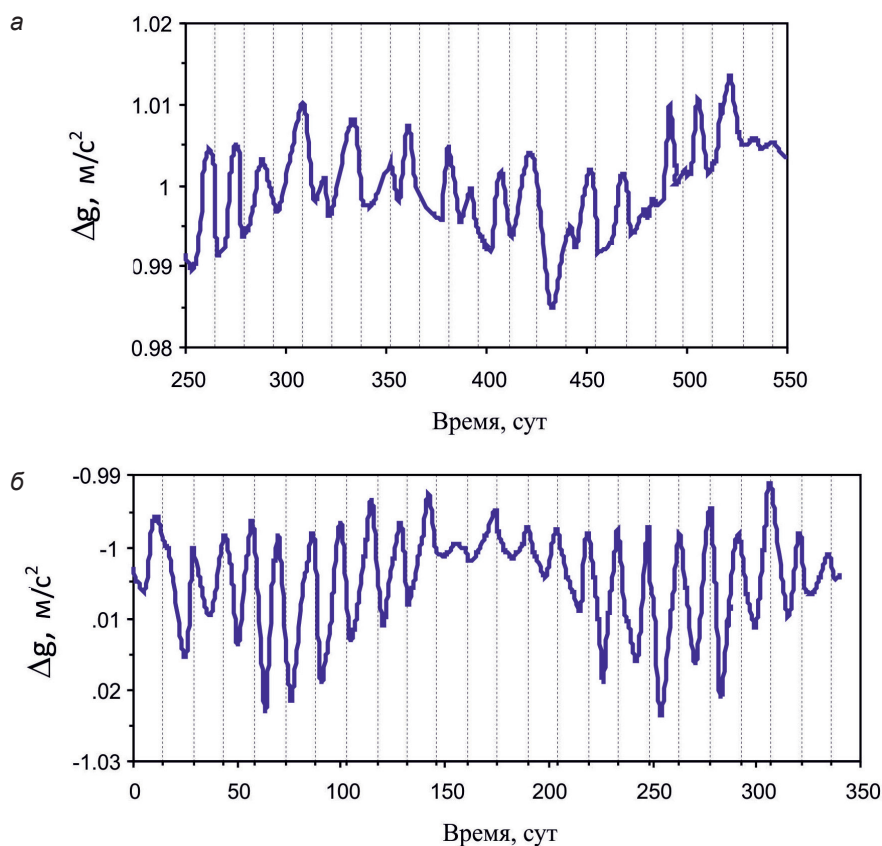


Рис. 1.7. Длиннопериодные вариации ускорения силы тяжести: а – обсерватория «Боровое» ИДГ РАН, 1993 г. (линии сетки через 14,86 сут); б – обсерватория Уккль (Бельгия), 1988 г. (линии сетки через 14,59 сут)

ного движения Земли). В результате обработки данных наряду с суточными и полусуточными приливными волнами были выделены длиннопериодные вариации колебаний силы тяжести с периодом 14,86 сут (рис. 1.7, а). Установленные неприливные вариации колебаний силы тяжести с периодом около 2 нед характеризуются амплитудой ~30 мкГал и соответствуют половине 28-суточного лунного (сидерического) месяца, определяемого движением Земли вокруг барицентра. Для сравнения по аналогичной методике были обработаны материалы наблюдений, выполненных П. Мельхиором с использованием криогенного гравиметра в обсерватории Уккле (Бельгия) в 1988 г. Результаты обработки также показали наличие длиннопериодных вариаций силы тяжести с периодом 14,59 сут (рис. 1.7, б).

Дополнительным подтверждением наличия двухнедельных вариаций силы тяжести является сообщение о выявлении двухнедельных вариаций изменения широт обсерваторий Уэттел (Германия) и Хартебистоек (Южная Афри-

ка) при проведении синхронных наблюдений с радиотелескопами [Nothnagel et al., 1992].

Лунно-солнечные приливные воздействия не только находят свое отражение в смещении оси вращения в теле Земли, но и усложняют это смещение за счет прецессии и нутации оси вращения [Молоденский, 2006]. Прецессия оси вращения Земли с периодом около 26 000 лет возникает благодаря воздействию суммарного момента приливных сил Луны и Солнца. Наряду с прецессией под действием приливных сил возникает также серия периодов нутации оси вращения в диапазоне периодов от 2 нед до 18,6 лет, включая влияние вынужденных перемещений внутреннего ядра на чандлеровский период нутации оси величиной 412–437 сут.

Влияние приливных сил на атмосферные процессы. Помимо воздействия на твердые оболочки Земли лунно-солнечные приливные силы отчетливо проявляются также в атмосферных процессах [Кропоткина, Шефов, 1977], а также в приливных волнах в океане [Родионов, 2004; Сидоренков, 2002]. Движение воздуха в приливной волне в атмосфере по сравнению с циклоническими потоками представляется малозначимым. Более того, при эффективной толщине атмосферы $H \approx 10\text{--}15$ км (высота тропосферы, в которой содержится основная масса воздуха) скорость гравитационной волны $v = \sqrt{gH} \approx 350$ м/с является практически сверхзвуковой по отношению к скорости звука. Поэтому возмущения гравитационного характера не смогут накапливаться. При этом такая скорость гравитационной волны в атмосфере соизмерима с окружающей скоростью вращения Земли (~ 400 м/с).

В свою очередь, скорость звука в воздухе $C \sim \sqrt{T}$, где T – температура воздуха. Таким образом, обе эти скорости $v \sim \sqrt{gH}$ и $C \sim \sqrt{T}$ не зависят от плотности и численно близки между собой. В такой ситуации, когда скорость движения воздуха в гравитационной волне зависит от высоты, а скорость распространения возмущений в атмосфере зависит от температуры воздуха, могут возникать различные ситуации, при которых гравитационная волна может способствовать ускорению потока воздуха в приливной волне, создавая волну разрежения, либо, напротив, будет способствовать накоплению избыточной массы воздуха в приливной волне. В этом последнем случае избыточная масса воздуха может перемещаться с приливной волной, например, в виде вихря в вертикальной плоскости, поднимаясь над движущимся потоком и создавая тем самым катастрофические ситуации типа ныряющих циклонов или в виде тайфунов, ураганов и т.д.

Представляется также, что без учета движения воздуха в приливной волне нельзя рассматривать массообменные и теплообменные процессы между тропосферой и стратосферой. Можно отметить, например, что по данным измерения плотности воздуха микроакселерометром SACTUS на высотах термосферы (270–600 км) выявлено влияние лунно-солнечных приливов на вариации плотности верхней атмосферы [Волков, Суевалов, 2006]. Эти вариации плотности составляют 20–30% для высот 270–300 км и увеличиваются до 80–100% для высот 400–600 км, что может заметно влиять на торможение искусственных спутников Земли.

Естественно, что отмеченные закономерности движения воздуха в приливной волне существенным образом нарушаются и усложняются другими факторами, например такими, как вариации давления и температуры, изменения в направлении ветров и их скорости, влияние рельефа и различные неоднородности на континентах и т.д.

Приливные волны в океанах. Особенно отчетливо воздействие приливных сил проявляется в гидросфере в виде регулярно происходящих морских и океанических приливов и отливов. Приливные волны начинают свое движение в восточной части акваторий и перемещаются в западном направлении, осуществляя перенос огромных масс воды и порождая затем обратные компенсационные течения. Основной вклад в образование приливной волны вносит притяжение Луны, период обращения которой вокруг Земли составляет 24 ч, поэтому приливная волна дважды в сутки пробегает по поверхности Земли. В результате примерно через каждые 6 ч после прилива следует отлив. Максимальный подъем воды во время прилива находится на расстоянии, равном примерно $\frac{1}{4}$ длины экватора, т.е. ~10 тыс. км, от места отлива.

Периодически возникающий избыток воды в одной части акватории и ее дефицит на другой стороне являются следствием постоянно повторяющихся воздействий приливных сил, которые по сути дела служат генератором крупномасштабных океанических течений в одном направлении и таких же крупномасштабных противотечений в другом, образуя ряд глобальных круговоротов Мирового океана, симметричных относительно экватора [Гарецкий, Добролюбов, 2006].

Максимум подъема в приливной волне движется по поверхности со скоростью примерно 400 м/с. Как известно, скорость поверхностных гравитационных волн зависит от длины волны и не может превышать величину \sqrt{gH} , где H – глубина акватории. По этой причине движение потока воды в приливной волне регулируется уровнем дна. В том случае если скорость движения потока будет меньше \sqrt{gH} , поверхностная волна будет наращивать свою толщину. В результате высота прилива будет зависеть от характера профиля дна в прибрежной зоне. В типичных условиях высота прилива достигает нескольких метров. Различия в особенностях береговой линии и рельефа шельфовой зоны, ветрового и температурного факторов вносят свои изменения в высоту приливной волны. Известны места, где высота прилива превышает 10 м. Так, например, максимальный прилив в силу стечения обстоятельств наблюдается в Охотском море и достигает 13 м.

1.2. Вклад лунного прилива в напряженно-деформированное состояние земной коры

Одним из наиболее важных факторов, представляющих значительный интерес с точки зрения понимания закономерностей природных и техноген-

ных явлений, происходящих в твердых геосферах, является напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры. Выяснение причин и закономерностей формирования напряженно-деформированного состояния в земной коре – одна из важнейших задач геофизики. Блочно-иерархическое строение земной коры, наиболее сильно проявляющееся по мере приближения к свободной поверхности, является наиболее общим, фундаментальным свойством твердых геосфер. При этом следует отметить высокую степень иерархичности, что определяет одну из важнейших особенностей геодинамических процессов – их самоподобие на самых разных масштабных уровнях.

Сильная пространственная изменчивость физико-механических свойств реальной геофизической среды и наличие ярко выраженных зон пониженной прочности между структурными элементами разного масштаба приводят к заметной концентрации деформаций вблизи структурных границ. При определенных условиях такая структура среды будет сопровождаться несогласованным деформированием соседних структурных блоков (либо консолидированных структурных элементов), что, в свою очередь, отразится на характере реакции конкретного элемента земной коры на внешние возмущения.

Наряду с пространственной неоднородностью природные приповерхностные структуры от литосферных плит и мегаблоков до блоков самого высокого ранга характеризуются вертикальными, горизонтальными и сдвиговыми движениями. Движение таких консолидированных структурных элементов на разных масштабных уровнях неоднократно отмечалось как одно из важнейших свойств земной коры [Садовский и др., 1987]. При этом для каждого иерархического уровня существует, вообще говоря, своя система сил и моментов, вызывающих движение структурных блоков. Конкретные характеристики внешнего воздействия (величина, временная и пространственная изменчивость и т.п.) определяются размером структурного элемента, его расположением, свойствами материала, а также характеристиками и поведением вмещающего структурного блока.

Система действующих сил и моментов приводит к формированию в блочно-иерархической среде напряженного состояния, параметры которого находятся в соответствии с характером и величиной внешнего воздействия. Имеющиеся многочисленные данные свидетельствуют о том, что верхняя часть земной коры характеризуется сложным напряженным состоянием [Магницкий, 1965; Кропоткин, 1996; Козырев, 1998; Ребецкий, 2007].

Сложное напряженное состояние земной коры является результатом действия систем неравновесных сил разного происхождения: эндогенные процессы, протекающие в литосфере и астеносферном слое, мантийные движения, планетарные процессы (вращение Земли, лунные и солнечные приливы, нутационные и прецессионные движения), а также локальные факторы, такие как неравномерная гравитационная нагрузка, источником которой является неравномерность рельефа поверхности Земли, изменение радиуса изгиба литосферных плит, прорыв вещества астеносферы в верхние слои литосферы.

Одними из наиболее важных геодинамических процессов, активно изменяющих состояние твердых геосфер, являются приливные явления в твердых

оболочках Земли, вызванные гравитационным взаимодействием в системе Земля–Луна–Солнце [Авсюк, 1996; Адушкин и др., 2012; Приливы, 1975; Мельхиор, 1968]. Периодическое многократное деформирование твердых оболочек Земли, происходящее в результате приливных явлений не только способны вызывать нарушение целостности отдельных (наиболее слабых) участков земной коры, но также может привести к накоплению необратимых деформаций и упругих напряжений в областях, характеризующихся максимальной неоднородностью строения.

Исследованию твердого прилива как постоянно действующего возмущающего фактора уделялось большое внимание. Многочисленные публикации посвящены определению приливной силы и ее временных вариаций [Авсюк, 1996, 1999; Магницкий, 1965 и др.], определению основных периодичностей процесса [Мельхиор, 1968; Молоденский, 1983; Боярский, Афанасьева, 1998 и др.], возможному триггерному механизму землетрясений и лунотрясений [Авсюк, Галкин, 1994; Авсюк и др., 2002; Николаев, 1994 и др.], а также роли приливных деформаций в формировании режимов глобальных геодинамических процессов [Адушкин и др., 2012; Гордеев и др., 1991, 1995; Кишкина, Спивак, 2003 и др.].

Среди многочисленных работ, посвященных исследованиям напряженного состояния верхних слоев Земли под действием приливных сил, следует отметить работу А. Надаи [Надаи, 1969], в которой в качестве основного силового источника, действующего на земную кору, рассмотрен лунный прилив и проанализированы перемещения на поверхности Земли с учетом орбитального движения Луны и осевого вращения Земли. По результатам решения такой задачи представлены эпюры постоянно поддерживаемого приливом напряженного состояния, но процесс накопления напряжений в среде не рассмотрен. Ниже приводятся расчет напряженно-деформированного состояния среды с изменением глубины и подвижности вызываемых приливом дифференциальных движений блоков разного размера, а также оценка возможности накопления остаточных напряжений в результате долговременного циклического деформирования среды неоднородного и блочного строения под воздействием приливной силы.

Твердый прилив формируется при одновременном участии Луны и Солнца. Учитывая, что приливообразующая сила со стороны Луны существенно больше по сравнению с солнечной, в настоящей работе рассматривается только лунная составляющая, что позволяет существенно упростить вычисления [Адушкин и др., 2011б]. В качестве базового использовалось решение упругой задачи, в которое вводилась поправка на неупругость земного вещества.

Отметим, что в предлагаемом подходе к оценке напряженно-деформированного состояния земного вещества учитываются не все известные данные о строении и закономерностях деформирования внутренних областей Земли. Из всего набора данных используется только та часть, которая помогает построению некоторой механической модели рассматриваемого процесса. Признавая, что такой подход пригоден только для случая построения простейшей модели, которую следует рассматривать только в качестве первого приближе-

ния, следует отметить, что иногда многообразие информации играет отрицательную роль: часто данные сейсмологии, магнитометрии и гравитики не согласуются между собой.

Уравнения движения вещества Земли. Рассматривается сферически симметричная Земля (начало координат совпадает с центром Земли). Вещество Земли в невозмущенном состоянии рассматривается в виде упругого, изотропного материала. Горизонтальные неоднородности отсутствуют, так что все характеристики земного вещества зависят только от радиуса r (или глубины z от свободной поверхности).

Введем обозначения: $\rho(r)$ – плотность земного вещества; $\lambda(r)$ и $\mu(r)$ – упругие модули Лямэ; $g(r)$ – ускорение силы тяжести; $V_p = \{(\lambda + 2\mu)/\rho\}^{1/2}$ и $V_s = \{\mu/\rho\}$ – соответственно скорости продольных и поперечных упругих волн; γ – гравитационная постоянная.

Предположим также, что в невозмущенном состоянии напряженное состояние соответствует гидростатическому равновесию:

$$\frac{dP}{dr} = \rho g,$$

где P – среднее гидростатическое давление.

Пусть u_i и σ_{ik} – соответственно компоненты смещения и тензора напряжений, которые равны нулю в невозмущенном состоянии среды. Тогда с достаточной точностью

$$\rho \left\{ \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - F_i \right\} = \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + \rho \frac{\partial \Psi}{\partial x_i}. \quad (1.8)$$

Здесь F_i – компоненты возмущающей силы; Ψ – потенциал, определяемый возмущением плотности вещества; x_i – декартовы координаты ($i = 1, 2, 3$).

Отметим, что уравнения (1.8) справедливы для любого непрерывно деформируемого вещества.

В качестве уравнения состояния возмущенной среды выберем следующие зависимости между компонентами тензора напряжения и деформации (тело Бюргера – стандартное линейное тело [Гудман, 1987]):

$$\sigma_{ik} + T_t \frac{d\sigma_{ik}}{dt} = 2\mu u_{ik} + 2\nu_t \frac{du_{ik}}{dt}, \quad (i \neq k); \quad (1.9)$$

$$P + T_p \frac{dP}{dt} = -K\Delta - \nu_p \frac{d\Delta}{dt}, \quad (1.10)$$

где T_t и T_p – времена релаксации сдвиговых напряжений и напряжений сжатия соответственно; ν_1 и ν_2 – первая и вторая вязкость соответственно; $P = -(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$ – давление; $K = \lambda + 2/3\nu$ – модуль всестороннего сжатия; $\Delta = u_{11} + u_{22} + u_{33}$ – дилатансия; u_{ik} – тензор деформации, ν – коэффициент Пуассона.

Введем сферическую систему координат r, φ и ψ , связанную с декартовыми координатами соотношениями

$$x_1 = r \cos(\varphi) \sin(\psi); \quad x_2 = r \sin(\varphi) \sin(\psi); \quad x_3 \equiv z = r \cos(\psi).$$

В сферической системе координат система уравнений (1.8) примет вид

$$\begin{aligned} \rho g \Delta + \rho \frac{\partial \Psi}{\partial r} - \rho \frac{\partial (g u_r)}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial r} (\lambda \Delta + 2\mu u_r) + \frac{2}{r} \frac{\partial (\mu u_\nu)}{\partial \nu} + \frac{2}{r \sin(\nu)} \frac{\partial (\mu u_\varphi)}{\partial \varphi} + \\ + \frac{2\mu}{r} \{2u_{rr} - u_{\nu\nu} - u_{\varphi\varphi} + u_\nu \operatorname{ctg}(\nu)\} = \rho W_r - F_r; \end{aligned} \quad (1.11)$$

$$\begin{aligned} \frac{\rho}{r} \frac{\partial \Psi}{\partial \nu} + 2 \frac{\partial (\mu u_\nu)}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \nu} \{-\rho g u_r + \lambda \Delta + 2\mu u_\nu\} + \frac{2}{r \sin(\nu)} \frac{\partial (\mu u_{\nu\varphi})}{\partial \varphi} + \\ + \frac{2\mu \operatorname{ctg}(\nu)}{r^2} \left(\frac{\partial u_{\nu\nu}}{\partial \nu} - u_{\nu\nu} \operatorname{ctg}(\nu) - \frac{1}{\sin(\nu)} \frac{\partial u_{rr}}{\partial \varphi} \right) + \frac{6\mu u_\nu}{r} = \rho W_\nu - F_\nu; \end{aligned} \quad (1.12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\rho}{r \sin(\nu)} \frac{\partial \Psi}{\partial \varphi} + 2 \frac{\partial (\mu u_r)}{\partial r} + \frac{2}{r} \frac{\partial (\mu u_{\nu\varphi})}{\partial \nu} + \frac{1}{r \sin(\nu)} \frac{\partial}{\partial \varphi} \{-\rho g u_r + \lambda \Delta + 2\mu u_{\varphi\varphi}\} + \\ \frac{6\mu u_{r\varphi}}{r} + \frac{4\mu u_{\nu\varphi}}{r} \operatorname{ctg}(\nu) = \rho W_\varphi - F_\varphi, \end{aligned} \quad (1.13)$$

где W_r, W_ν, W_φ – компоненты ускорения; F_r, F_ν, F_φ – компоненты возмущающей силы.

В системе координат, связанной с земной корой, при условии равномерного вращения Земли ускорение запишется в виде

$$\begin{aligned} W_r &= \frac{d^2 u_r}{dt^2} - 2\omega_0 \sin(\nu) \frac{du_\varphi}{dt} - r\omega_0^2 \sin^2(\nu), \\ W_\varphi &= \frac{d^2 u_\varphi}{dt^2} - 2\omega_0 \left\{ \cos(\nu) \frac{du_\nu}{dt} + \sin(\nu) \frac{du_r}{dt} \right\}, \\ W_\nu &= \frac{d^2 u_\nu}{dt^2} - 2\omega_0 \cos(\nu) \frac{du_r}{dt} - r\omega_0^2 \sin(\nu) \cos(\nu), \end{aligned}$$

где ω_0 – угловая скорость вращения Земли вокруг оси.

Ускорение силы тяжести для невозмущенного состояния вычисляем согласно распределению невозмущенной плотности:

$$g(r) = -\frac{4\pi\gamma}{r^2} \int_0^r \rho(r) r^2 dr. \quad (1.14)$$

В качестве возмущающей силы рассматриваем приливное действие Луны. С достаточной для наших целей точностью Луну можно рассматривать как материальную точку массой M , которая движется по известной орбите вокруг неподвижной Земли. В этом случае ее воздействие на Землю описывается потенциалом

$$\Phi = \frac{\gamma M}{\{a^2 - 2ar \cos(\alpha) + r^2\}},$$

где $a = a(t)$ – расстояние между центрами Земли и Луны, $\alpha = \alpha(t)$ – угол между направлением на рассматриваемую точку и направлением на Луну.

Поскольку для точек, расположенных внутри Земли, выполняется соотношение $r/a \ll 1$, потенциал допустимо разложить по степеням r/a :

$$\Phi = \frac{\gamma M}{a} \sum_{k=0}^{\infty} P_k(\cos\{\alpha\}) \left(\frac{r}{a}\right)^k, \quad (1.15)$$

где $P_k(\cos\{\alpha\})$ – полиномы Лежандра.

Компоненты возмущающей силы записываются как соответствующие производные по координатам. Так, для силы, действующей вдоль радиуса Земли (вдоль направления r), получаем

$$F_r = \frac{\partial \Phi}{\partial r} = \frac{\gamma M}{a^2} \sum_{k=1}^{\infty} k P_k(\cos\{\alpha\}) \left(\frac{r}{a}\right)^{k-1}$$

или относительно центра Земли (постоянная составляющая влияет лишь на невозмущенную форму Земли и начальное напряженное состояние):

$$F_r^0 = \frac{\gamma M}{a^2} \sum_{k=2}^{\infty} k P_k(\cos\{\alpha\}) \left(\frac{r}{a}\right)^{k-1}.$$

Описывая вектор направления на Луну с помощью астрономических координат (H – прямое восхождение; $\frac{\pi}{2} - \beta$ – склонение), получаем для определения угла α выражение

$$\cos(\alpha) = \cos(\beta)\cos(\nu) + \sin(\beta)\sin(\nu)\cos(H - \varphi).$$

Приливное возмущение Луны. Рассматривая структуру выражений для возмущающей силы, естественно решать уравнения движения методом разложения по сферическим функциям. Представим смещения в виде

$$u_r = \sum_{k=1}^{\infty} U_k P_k(\cos\{\alpha\}), \quad (1.16)$$

$$u_\nu = \sum_{k=1}^{\infty} V_k \frac{\partial P_k(\cos\{\alpha\})}{\partial \nu}, \quad (1.17)$$

$$u_\varphi = \sum_{k=1}^{\infty} V_k \frac{\partial P_k(\cos\{\alpha\})}{\sin(\nu) \partial \nu}, \quad (1.18)$$

где U_k и V_k – неизвестные функции, зависящие от r и t .

При этом дилатансия $\Delta = u_{rr} + u_{\nu\nu} + u_{\varphi\varphi}$ может быть записана в виде

$$\Delta = \sum_{k=1}^{\infty} X_k P_k(\cos\{\alpha\}), \quad (1.19)$$

где $X_k = \frac{dU_k}{dr} + 2 \frac{U_k}{r} - \frac{k(k+1)}{r} V_k$.

В результате ряда преобразований задача сводится к решению шести дифференциальных уравнений первого порядка. Решение системы уравнений выполнялось методом Штермера с шагом 1 км и двумя неопределенными параметрами, варьирование которых позволяло удовлетворить граничным

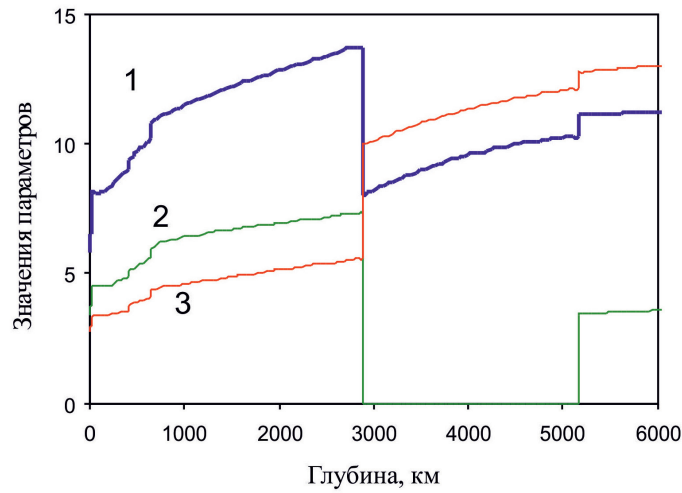


Рис. 1.8. Зависимость скорости распространения продольных (1) и поперечных (2) сейсмических волн (км/с) и плотности земного вещества (3) (г/см³) от глубины

условиям на поверхности Земли. Точность счета контролировалась вычислениями с уменьшенным шагом. Решение выполнялось для модели Земли IASP91, которая имеет следующие характеристики: размер внутреннего ядра составляет 1217 км, внешнего – 3482 км (глубина 2889 км). Введены резкие изменения констант и плотности на глубинах 20, 35 (граница Мохо), 410 и 660 км, слабый скачок на глубине 210 км. Также учтены границы второго рода (разрыв первых производных) на глубинах 120, 760 и 2740 км. На рис. 1.8 приведены зависимости скоростей продольных и поперечных волн, а также плотности земного вещества от r .

Результаты расчетов: величина сдвиговой деформации. В результате расчетов получены следующие интегральные характеристики приливной волны:

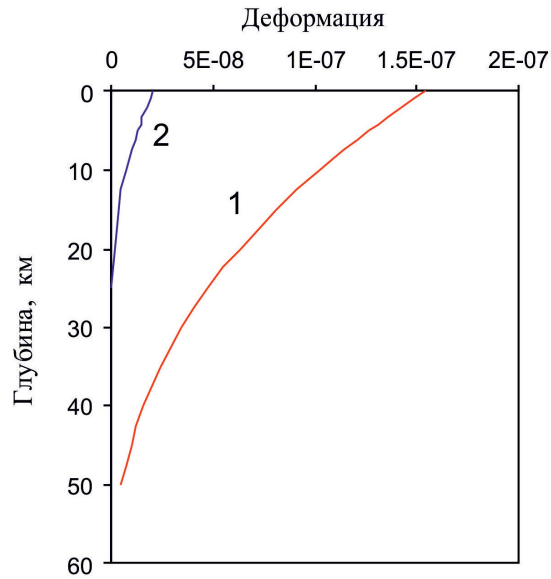
- эффективная длина волны на широте 50° составляет $1,37 \cdot 10^7$ м;
- амплитуда приливной волны (максимальное вертикальное смещение земной поверхности) $u_0 = 0,27$ м (сравним: решение чисто упругой задачи дает $u_0 = 0,46$ м).

Максимальная сдвиговая деформация земного вещества спадает с глубиной и в интервале $0 \leq z < 2000$ км описывается аппроксимирующей степенной зависимостью (рис. 1.9):

$$\gamma = \frac{(1+n)u_0}{R_0^{1+n}} \left\{ 1 - \frac{r_*}{R_0} \right\}^{-(1+n)} (R_0 - z - r_*)^n, \quad (1.20)$$

где R_0 – средний радиус Земли; u_0 – высота приливногo горба; r_* – расстояние от центра Земли, на котором $\gamma \rightarrow 0$ (при вычислениях r_* принималось равным 0, сдвиговые деформации возможны на всех r_*) и $0,55R_0$ (сдвиговые напряжения зануляются на внешней границе жидкого ядра)); $n \approx 2,5$ – показатель степени.

Рис. 1.9. Деформация земного вещества в приливной волне с глубиной при r^* : 0 (1), $0,55R_0$ (2)



Из рис. 1.9 видно, что величина сдвиговой деформации в приповерхностной области Земли (до глубины 1000 км и более) практически не зависит от выбора r^* .

Остаточные напряжения в результате твердого прилива. При оценках напряженно-деформированного состояния структурно неоднородной земной коры будем полагать, что иерархия структурных уровней, выделяемая во внутреннем строении Земли, соответствует иерархическому ряду, получаемому по результатам масштабных оценок [Уломов, 1993]. При определении деформационных характеристик среды необходимо учитывать, что структурные блоки большого размера L следует рассматривать как составные. Другими словами суммарная деформация таких блоков складывается из деформаций блоков более высокого ранга. Выбирая в качестве основного структурного элемента деформации блок минимального линейного размера L_{\min} (согласно сделанным посылкам он должен проявляться в качестве самостоятельного непосредственно у свободной поверхности при $h = 0$), записываем характерную деформацию отдельного структурного элемента с линейным размером L_i , кратным L_{\min} по мере его заглубления:

$$i = 0; h = 0; L_i = L_{\min}; \gamma = \gamma^*;$$

$$i = 1; h = 2L_{\min}; L_i = 2L_{\min}; \gamma = \frac{\gamma^*}{2} \left\{ 1 + \left[\frac{h_* - nL_{\min}}{h_*} \right]^n \right\} \approx \gamma^* \left[1 - \frac{nL_{\min}}{2h_*} \right];$$

$$i = 2; h = 4L_{\min}; L_i = 4L_{\min};$$

$$\gamma = \frac{\gamma^*}{4} \left\{ 1 + \left[\frac{h_* - nL_{\min}}{h_*} \right]^n + \left[\frac{h_* - 2L_{\min}}{h_*} \right]^n + \left[\frac{h_* - 3L_{\min}}{h_*} \right]^n \right\} \approx \gamma^* \left[1 - \frac{6nL_{\min}}{4h_*} \right].$$

Для блока i -го уровня:

$$h = 2^k L_{\min}; L_k = 2^i L_{\min}; \gamma \approx \gamma_* \left\{ 1 - \frac{nL_{\min}}{2^i h_*} \right\}; k = \dots 1, 2, 3, \dots$$

Таким образом,

$$\gamma = \gamma_* \text{ при } i = 0 \text{ и}$$

$$\gamma = \gamma_* \left\{ 1 - \frac{ni(2i-1)L_{\min}}{2^i h_*} \right\} \text{ при } i = 1, 2, 3, \dots$$

Будем предполагать, что деформация земной коры осуществляется преимущественно по структурным нарушениям. Введем в рассмотрение коэффициент концентрации деформаций k^* на структурных нарушениях в виде

$$k^* = \gamma_s / \gamma_0,$$

где γ_s – деформация на структурных нарушениях сплошности, γ_0 – полная деформация материала земной коры.

Вводя в рассмотрение пространственную флуктуацию упругих и пластических деформаций на фоне средних по макрообъему V (фактически по объему кластера рассматриваемого ранга n)

$$\Delta \varepsilon_i^0 = \varepsilon_i^0 - \varepsilon_V^0,$$

$$\Delta \varepsilon_i^* = \varepsilon_i^* - \varepsilon_V^*,$$

где $\varepsilon_V^0 = \langle \varepsilon_i^0 \rangle = \langle \varepsilon^0 \rangle$, $\varepsilon_V^* = \langle \varepsilon_i^* \rangle = \langle \varepsilon^* \rangle$, скобками $\langle \dots \rangle$ обозначена операция усреднения по объему V , записываем условие сплошности деформируемого кластера в виде

$$\Delta \varepsilon_i^0 + \Delta \varepsilon_i^* = 0. \quad (1.21)$$

По аналогии с тензорами ε^0 , ε_i^* и $\Delta \varepsilon_i^*$ введем в рассмотрение тензоры напряжений σ_i , усредненных по i -му участку кластера ранга n и их флуктуацию на фоне макронапряжений σ_V :

$$\Delta \sigma_i = \sigma_i - \sigma_V, \quad (1.22)$$

где

$$\sigma_i = S_i \varepsilon_i^0; \sigma_V = \langle \sigma_i \rangle, \quad (1.23)$$

а S_i – обобщенный модуль деформации, средний по i -му участку.

Обозначая через ΔS_i матрицу флуктуаций обобщенного модуля деформаций на фоне среднего по макрообъему $S_0 = \langle S_i \rangle$, получаем с использованием (1.21)–(1.23) выражения для σ_V и $\Delta \sigma_i$ в виде

$$\sigma_V = S_0 \varepsilon_V^0 - \langle S_i \Delta \varepsilon_i^* \rangle,$$

$$\Delta \sigma_i = -S_i \Delta \varepsilon_i^* + \Delta S_i \varepsilon_V^0 + \langle \Delta S_i \Delta \varepsilon_i^* \rangle.$$

Отсюда легко определяется величина остаточных внутренних напряжений после снятия внешней нагрузки:

$$\sigma_{V \rightarrow 0}: \Delta\sigma_i = S_i \left\{ \frac{\langle \Delta S_i \rangle \Delta \varepsilon_i^*}{S_0} - \Delta \varepsilon_i^* \right\}. \quad (1.24)$$

Из последнего соотношения следует, что при деформировании неоднородной среды пластические несовместности вызывают появление внутренних напряжений, которые остаются в среде и после снятия нагрузки. При этом величина остаточных напряжений определяется не только флуктуацией деформации, но и разницей между модулями деформации отдельных участков структурного кластера.

Вводя в рассмотрение пространственную флуктуацию пластических деформаций, например, по правилу

$$\Delta\gamma_p = (1 - w)\gamma,$$

легко оценить величину остаточных напряжений в результате одного цикла приливного нагружения среды.

Для конкретных значений $S_0/S_i = 5$ и $w = 0,5$ получаем

$$\Delta\sigma_* \sim 8 \cdot 10^{-3} \gamma S_0.$$

При $\gamma = 0,5 \cdot 10^{-8}$; $S_0 = 5 \cdot 10^{10}$ Па и $w = 2$ величина σ_* достигает 70 Па. Это означает, что в течение одного года величина остаточных напряжений теоретически может достигнуть $5 \cdot 10^4$ Па. За период 10 тыс. лет на глубине $\sim 1-10$ км может сформироваться напряженное состояние, характеризующееся величиной напряжения порядка 10^2 МПа.

Полученная интегральная оценка свидетельствует о том, что с течением времени приливные деформации способны сформировать в земной коре поле достаточно высоких остаточных напряжений, сравнимых по величине с напряжениями, регистрируемыми при инструментальных наблюдениях в массивах горных пород [Айтматов и др., 1987; Кропоткин, 1996; Леонтьев, 2001].

1.3. Роль приливных сил в формировании режимов геофизических полей

Приливная сила и поле микросейсмических колебаний. Сделанное под руководством Л.Н. Рыкунова открытие явления модуляции сейсмических шумов деформационными волнами земных приливов [Рыкунов и др., 1979] послужило началом исследований так называемых перекрестных эффектов и взаимных связей геофизических полей. Более поздние данные инструментальных наблюдений свидетельствуют о заметном влиянии приливной деформации на вариации микросейсмического фона. Многочисленные измерения, выполненные на разных участках земной коры, показывают, что лунно-солнечный прилив, проявление которого в широкополосном микро-

сейсмическом шуме не всегда заметно [Гальперин и др., 1987], вызывает отклик поля микросейсмических колебаний в определенных частотных интервалах в виде периодических вариаций среднеквадратической амплитуды с периодами, близкими к 12 и 24 ч [Рыкунов и др., 1979; Гордеев и др., 1995; Атлас..., 2002; Спивак, Кишкина, 2004; Кугаенко, Салтыков, 2009]. При этом частотный интервал, в котором наблюдается модуляция амплитуды микросейсмического фона приливом, оказывается различным для разных участков земной коры и может рассматриваться в качестве некоторой характеристики их геодинамических свойств [Спивак, Кишкина, 2004].

В целях экспериментального изучения ряда отмеченных выше геофизических эффектов, которые происходят под влиянием или с участием приливных сил, возникающих в результате гравитационного взаимодействия в системе Земля–Луна–Солнце, в течение 2004–2013 гг. были целенаправленно проведены инструментальные наблюдения за вариациями геофизических полей на нескольких участках земной коры в разных регионах России, характеризующихся разной тектонической активностью.

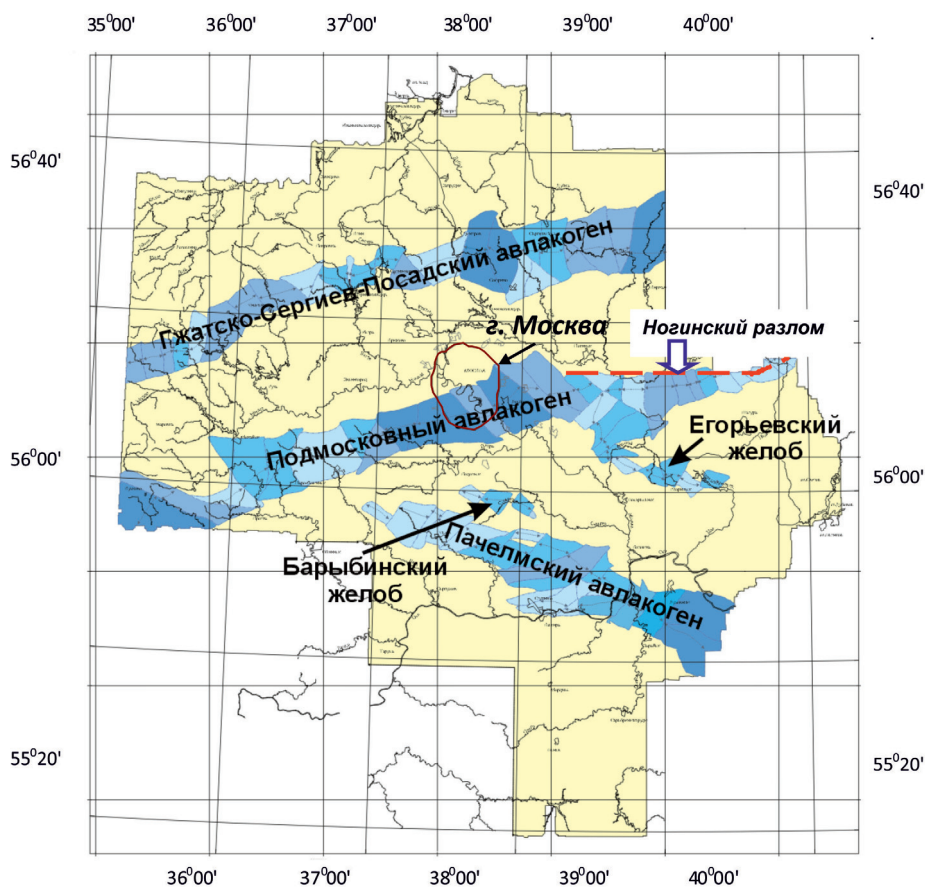


Рис. 1.10. Схема Центральной части Восточно-Европейской платформы [Минц и др., 2004]

Тектонические структуры центральной части Восточно-Европейской платформы. В пределах Восточно-Европейской платформы наблюдения за геофизическими полями выполнялись в ее центральной части (рис. 1.10), а именно: на южной окраине Пачелмского авлакогена (участок Нелидово-Рязанской тектонической структуры, расположенный вдоль р. Оки на юге Московской области в районе геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН) и на северной окраине Подмоскownого авлакогена (район Ногинской тектонической структуры) [Адушкин и др., 2006; Горбунова и др., 2002].

Нелидово-Рязанская шовная зона (НРШЗ). Нелидово-Рязанская тектоническая структура представляет собой крупную трансрегиональную шовную зону протяженностью 300–450 км, которая тяготеет к сочленению мегаблоков, расположенному в пределах Московской синеклизы, Воронежского выступа и Рязано-Саратовского авлакогена.

Основной объем исследований выполнялся в районе Приокского участка (НРШЗ), расположенного вдоль р. Оки на юге Московской области. Выбор участка определялся прежде всего выраженной современной активностью тектонических структур этого района, доступностью выполнения полевых инструментальных наблюдений и наличием в этом районе геофизической обсерватории «Михнево» (МНВ) Института динамики геосфер РАН (рис. 1.11),

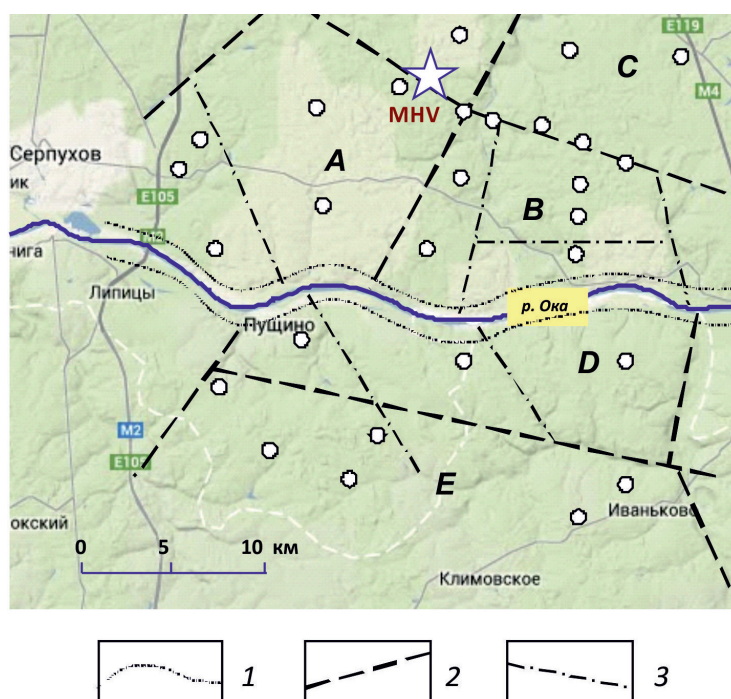


Рис. 1.11. Схема участка проведения комплексных инструментальных наблюдений; 1 – граница Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны; 2 и 3 – соответственно нарушения II и III порядка; кружки – пункты оперативной регистрации; звездочка – геофизическая обсерватория «Михнево» (МНВ) Института динамики геосфер РАН

что позволяло проводить постоянную регистрацию некоторых геофизических полей в стационарных условиях.

Расположение района исследований на стыке макросегментов Восточно-Европейской платформы (в соответствии со сложившимися представлениями о ее многосегментном строении [Минц и др., 2004; Взрывы..., 2013]) определяет многократную активацию тектонических структур на протяжении геологической истории. В частности, граница сегментов, различающихся по плотности, чувствительна к гляциоизостатическим движениям, т.е. проявлялась в плейстоцене вертикальными движениями.

Последние результаты геолого-геофизических исследований глубинного строения Московской синеклизы показывают, что под широтным отрезком долины р. Оки в фундаменте фиксируется разлом, кинематически определенный как взброс или надвиг. Возраст заложения и активности этой структуры в качестве надвига определяется как архей-раннепротерозойский, т.е. в период формирования платформы. Указанная структура расположена в осевой части Торопец-Сердобского пояса этого возраста. Однако в рифейское время разлом оказывается в поле растягивающих напряжений и участвует в формировании южного борта Пачелмского прогиба, в его северо-западном замыкании. В это время формируются основные черты рельефа поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы, а исследуемая зона работает как сбрососдвиг.

Последующая тектоническая активность рассматриваемой зоны выявляется в осадочном чехле в виде флексур или выклинивания отдельных стратиграфических горизонтов и подтверждается наличием локальных структурных форм в маркирующих слоях, залегающих с угловым несогласием на подстилающих горных породах. В современном рельефе НРШЗ контролирует границы распространения различных типов морфоструктур в пределах геоморфологических областей: Москворецко-Окской аккумулятивной равнины, располагающейся к северу от НРШЗ, и Заокского эрозионно-денудационного плато на юге [Горбунова, Иванченко, 2004].

По классификации, утвержденной СНиП 2.02.02-85, НРШЗ относится к глубинному разлому второго порядка [Несмеянов, 2004]. В пределах Приокского участка структура расчленяет осадочный чехол на два крупных блока – северный и южный. За нижнюю границу блоков условно принимается нижний горизонт среднего девона, залегающий в основании чехла с резким угловым несогласием на верхнепротерозойских породах [Горбунова, Иванченко, 2004].

Блоковая структура района Приокского участка НРШЗ определялась на основе выделения разрывных нарушений с помощью метода линеаментного морфоструктурного анализа [Иванченко, 2012]. Автоматизированное дешифрирование космических снимков позволило установить как малые линеаменты исследуемой территории, так и состоящие из них протяженные зоны.

Анализ геоморфологических и гидрогеологических признаков подтверждает современную активность зоны Приокского участка НРШЗ [Горбунова и др., 2002; Иванченко, 2003, 2005; Горбунова, 2003]. Об этом же свидетель-

стует асимметричная, спрямленная в широтном направлении долина р. Оки в изучаемом районе (рис. 1.11), которая характеризуется низким террасированным левым и крутым высоким правым бортом, причем разница высот составляет 50 м между высоким Заокским денудационным плато (северная периферия Среднерусской возвышенности) на юге и Москворецко-Окской аккумулятивной равниной на севере от НРШЗ.

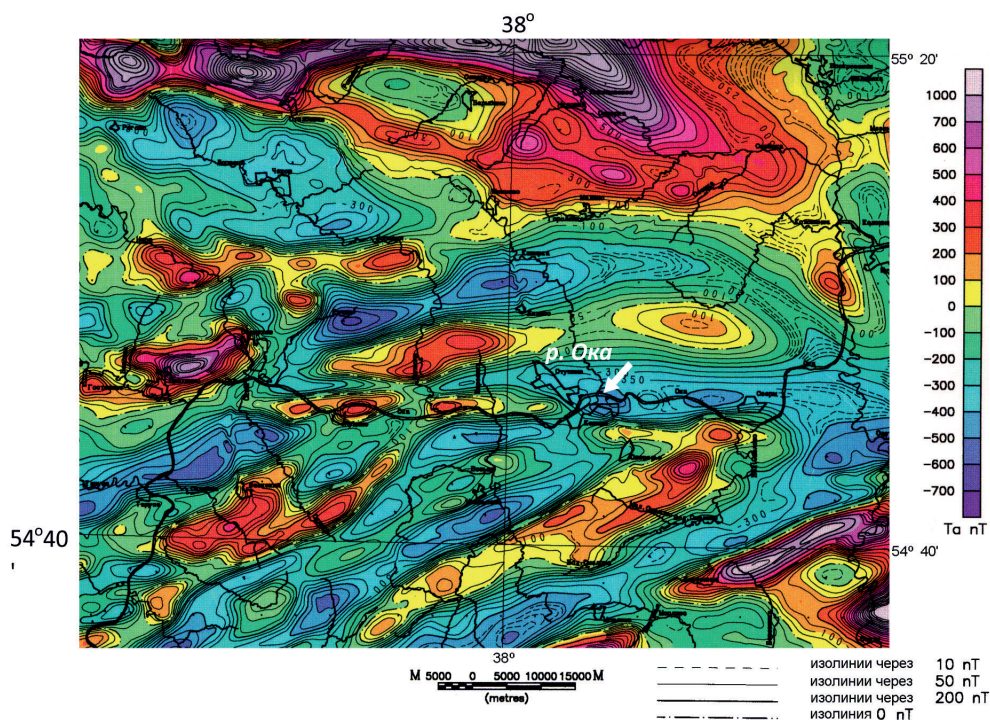


Рис. 1.12. Схема аномалий магнитного поля НРШЗ и прилегающей территории [Карты..., 1998]

Приокский участок НРШЗ отчетливо проявляется также в характере проявлений аномалий магнитного поля. На схеме аномалий магнитного поля НРШЗ и прилегающей территории (рис. 1.12), отражающей в основном структуры фундамента, исследуемая зона хорошо выражена в виде границы раздела блоков с различным простираем структур: южнее НРШЗ выделяется северо-восточная ориентировка глубинных структур, севернее НРШЗ – субширотная, согласующаяся с северным структурным планом Восточно-Европейской платформы. Такие структурные рисунки интерпретируются как сдвиги в фундаменте; таким образом, можно считать, что концепция сбросо-сдвига подтверждается геофизическими измерениями. Следует отметить, что этой же разломной зоне соответствует и ступень в гравитационном поле, что предполагает дифференциацию вертикальных движений изостатического характера.

Ногинский разлом окаймляет северный субширотный борт Подмосковского авлакогена (рис. 1.10) и прослеживается от границ Московской области на западе до пригорода Москвы. Достаточно точное трассирование разломной зоны выполнено южнее городов Электросталь и Павловский Посад [Локтев, Спивак, 2006; Спивак и др., 2009б]. Ближе к Москве поверхностные проявления структуры закамуфлированы инфраструктурой Подмосковья и техногенными отложениями. Тем не менее отдельные структуры Подмосковского авлакогена прослеживаются и на территории Москвы [Костюченко, Солодилов, 1997; Кузьменко, 1994; Макаров и др., 2007].

Имеющиеся данные [Рогожин, Горбатиков, 2010; Кузьменко, 1994; Осипов и др., 2006] свидетельствуют о том, что тектонические структуры Подмосковского авлакогена, включая Ногинский разлом, характеризуются выраженным смещением поверхности фундамента и терригенных горизонтов девона в чехле и проникают до глубин 10–25 км. Отмечается слабая активность структур на современном этапе развития.

Структуры повышенной тектонической активности Алтая и Прибайкалья. Инструментальные наблюдения выполнялись также в зонах влияния тектонических структур, характеризующихся высокой современной активностью.

Курайская тектоническая структура, расположенная в Алтайской складчатой горной системе, является высокоактивной разломной зоной (одно из крупных землетрясений последнего десятилетия с магнитудой по шкале Рихтера $M = 7,5$ произошло 29.09.2003 г. [Гольдин и др., 2004]).

Горный Алтай – сложно построенная горная область с высокой дифференциацией морфоструктур сформировалась в неоген-четвертичное время в результате реакции палеозойской континентальной литосферы на давление Индостанского докембрийского кратона при его коллизии с Евразией [Новиков, 2004]. Активный рост горных сооружений Алтая продолжается в голоцене и сопровождается высокой сейсмичностью.

Морфоструктурная дифференциация горной области прогрессивно нарастает, что выражается в рельефе сочетанием хребтов и впадин, причем развитие зон локализации пластических деформаций прогрессивно сокращает площади межгорных впадин, разрушая их краевые части, что можно наблюдать в окраинных частях Курайской и Чуйской впадин. Разлом, разделяющий Курайскую впадину и Северо-Чуйский хребет, имеет наклон под хребет. Фиксируемая геоморфологическими и геологическими методами система наиболее протяженных активных разломов имеет плановый рисунок, свидетельствующий о преимущественно сдвиговом характере дислокаций. Менее протяженные внутриблоковые разломы чаще всего представлены взбросами и взбросо-сдвигами, реже – сбросо-сдвигами, развивающимися одновременно с пластическими деформациями.

Курайский разлом и северо-восточная сдвиговая зона являются основными блокообразующими структурами западной части Чуйской впадины, возникшими в условиях сильного горизонтального сжатия.

Регистрация геофизических полей (поле микросейсмических колебаний, электрическое поле в приземном слое атмосферы и в грунте, эманационное

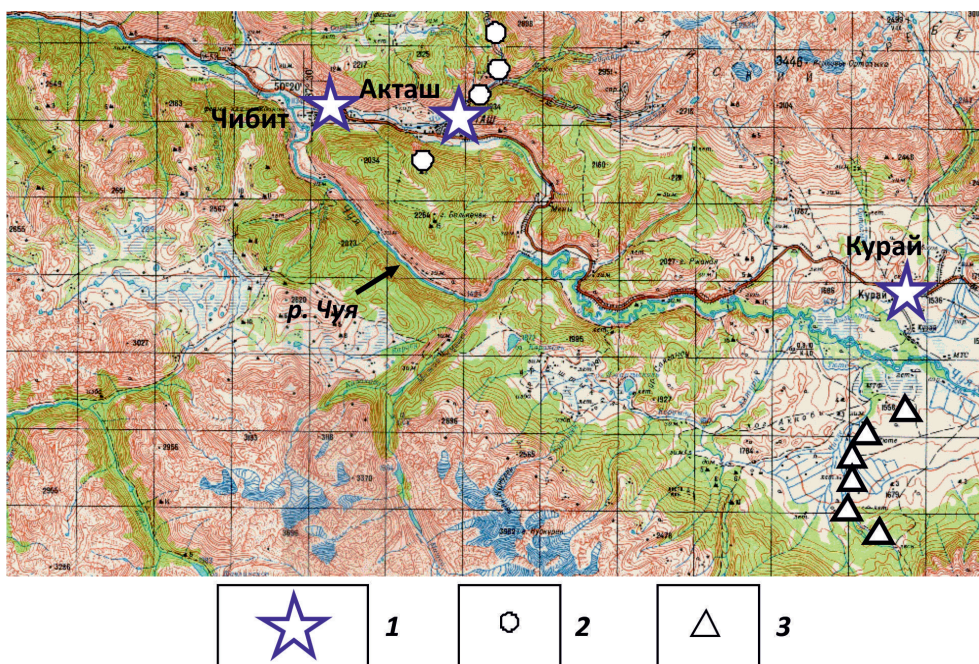


Рис. 1.13. Карта участка проведения инструментальных наблюдений за геофизическими полями в районе Курайской тектонической структуры: 1 – населенные пункты; 2 и 3 – расположение оперативных пунктов регистрации соответственно на профилях I и II

поле радона-222) выполнялась в пункте стационарных наблюдений (Акташ) и вдоль профилей, пересекающих Курайский разлом (рис. 1.13).

Тункинская рифтовая впадина – один из важных структурных элементов Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), характеризуется повышенной современной активностью (рис. 1.14) [Голенецкий, 1998; Добрынина, 2009; Мельникова и др., 2009]. Тункинская группа рифтовых впадин, входящая в систему БРЗ юга Восточной Сибири, протягивается на 200 км в субширотном направлении от юго-западного окончания Байкала [Семинский, 2009]. Так же, как и для всех рифтов Байкальской рифтовой системы, для Тункинского рифта характерна линейная вытянутость неотектонических структур, все главные элементы которых (рифтовые долины, грабены, впадины) выражены в рельефе и приурочены к сводовому поднятию над астеносферным выступом (областью сокращенной мощности литосферы). Земная кора на больших участках вдоль оси рифтовой зоны находится в настоящее время в условиях растяжения.

Особенность Тункинского рифта связана с крутым наклоном днища рифта с запада на восток (900 м на 200 км), общей приподнятостью над Байкалом (150 м), насыщенностью междувпадинными перемычками, а также признаками современной геодинамической активности с большим, чем у других рифтов БРЗ, участием сдвигов и взбросов, что отражается в характере современной сейсмичности.

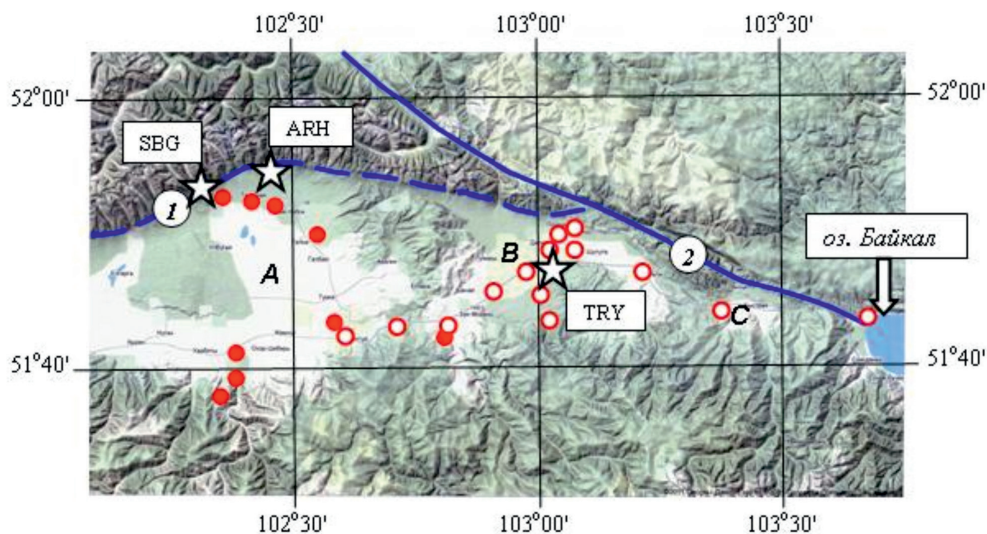


Рис. 1.14. Схема района инструментальных наблюдений. Звездочки – пункты постоянной регистрации: Субарга (SBG), Аршан (ARH), Торы (TRY); кружки – оперативной регистрации 2009 г. (залитые кружки измерения 2010 г.); основные глубинные разломы: 1 – Тункинский, 2 – Главный Саянский; Тункинская ветвь рифтовых впадин: А – Тункинская, В – Торская, С – Быстринская

Главный Саянский разлом – основная и самая крупная структура, выступающая в роли границы между кристаллическим выступом фундамента Сибирской платформы и байкалидами (рис. 1.14). Длина разлома около 1000 км. Ширина зоны от нескольких сотен метров до 7–8 км. Разломная зона представлена серией субпараллельных разломов, сопровождающихся дроблением, трещиноватостью и милонитизацией. Отдельные разрывы имеют преимущественно юго-западные наклоны сместителей. Вертикальные и горизонтальные смещения вдоль разлома фиксировались неоднократно и достигают 8–10 км.

Основные морфологические и динамические элементы, характеризующие БРЗ (в частности, Тункинский рифт как составную ее часть), – это густая сеть в основном продольных разломов, рассекающих докембрийский кристаллический субстрат. Новейшая активность этих разломов, крутые наклоны сместителей, сбросовой и сдвига-сбросовой кинематики, молодые голоценовые и современные разрывные смещения, расщепление единой системы разломов и впадин на ветви определяют облик дизъюнктивной тектоники Тункинского рифта.

По положению и значимости внутри рифтовой зоны разломы могут быть разделены на две группы – основные и второстепенные [Лунина и др., 2007]. Основные разломы – согласные с простираем зоны и ограничивающие впадины региональные разломы древнего заложения со сложной историей развития, резко активизированные в кайнозое. По генетическому типу это взбросо- и сбросо-сдвиги. Второстепенные разломы – широтные и поперечные,

играющие различную роль в рифтогенезе. К этой же группе второстепенных разломов относится вся внутренняя сеть разрывов, осложняющих осадочный чехол впадин. Они образуют редкую ортогональную или ромбическую сетку внутри впадин.

Среди разломов широтного направления главнейшим является Тункинский разлом (рис. 1.14). Он протягивается вдоль южного подножья Тункинских гольцов, ограничивает с севера большую часть впадин и является определяющим элементом структуры рифтовой долины. Морфологически разлом представлен системой разрывов с различными по величине амплитудами и степени геоморфологической выраженности, северо-восточного и субширотного со склонением в южных румбах простираний. Общая протяженность зоны Тункинского сбросо-сдвига 160–180 км.

Результаты наблюдений. Для выполнения комплексного анализа геофизических полей на всех перечисленных выше объектах наряду с результатами сейсмических наблюдений привлекались результаты регистрации электрического поля в приземном слое атмосферы и в грунте, поля микросейсмических колебаний, эманиционное поле природного радона в виде объемной активности ^{222}Rn в подпочвенной атмосфере и вариации уровня подземных вод в открытой скважине [Горбунова и др., 2009; Спивак и др., 2009б; Спивак и др., 2009в]. Измерения выполнялись в пунктах оперативной регистрации, расположенных как в зонах влияния нарушений сплошности земной коры, так и на срединных участках структурных блоков.

С целью установления возможных связей между геодинамическим состоянием среды на исследуемых участках земной коры и геофизическими полями одновременно анализировались вариации угловых наклонов структурного блока и механической жесткости разломной зоны на одном из участков НРШЗ [Спивак и др., 2009а; Спивак, 2010б].

При определении корреляционных соотношений между геофизическими полями и вариациями приливной силы учитывалось относительное смещение во времени (как правило, запаздывание) реакции конкретного геофизического поля на приливное воздействие. По этой причине первоначально устанавливалось наличие идентичных гармоник, после чего вычислялось среднее значение времени запаздывания за период наблюдений, а затем – коэффициент корреляции после условного сдвига одного из процессов на время запаздывания.

Обработка данных сейсмической регистрации, выполненной в разных регионах, показывает высокую изменчивость амплитудных и спектральных характеристик микросейсмического фона. При этом в разных частотных диапазонах наблюдаются разные периодичности. Длиннопериодные колебания (диапазон 0,1–0,5 Гц) характеризуются периодичностями с периодами ~14, 28, 45, 60 и 365 сут (для примера на рис. 1.15 приведены данные ГФО «Михнево» ИДГ РАН). В высокочастотном микросейсмическом шуме можно выделить и другие, более короткие периоды. Например, в диапазоне частот 6–8 Гц наилучшим образом проявляются периодичности с периодами около 12 и 24 ч и дополнительно с периодом 7 сут (рис. 1.15, б).

Это соответствует приведенным выше результатам, связанным с суточными вариациями амплитуды микросейсмического фона. Одновременно следует отметить наличие двухнедельной и околосесячной периодичности вариаций фона как в длиннопериодной, так и короткопериодной частях спектра.

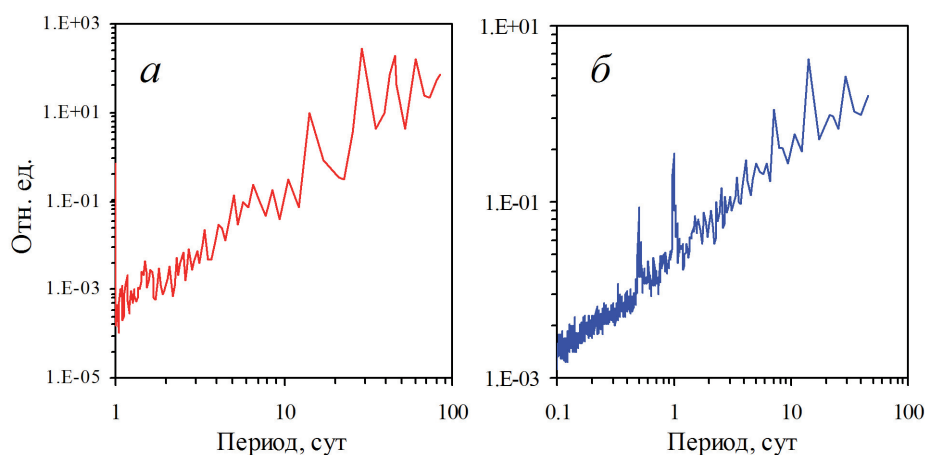


Рис. 1.15. Спектр мощности микросейсмического фона на сейсмической станции MNV (средний за период 2007–2008 гг.); диапазон частот, Гц: *a* – 0,1–0,5; *б* – 6–8

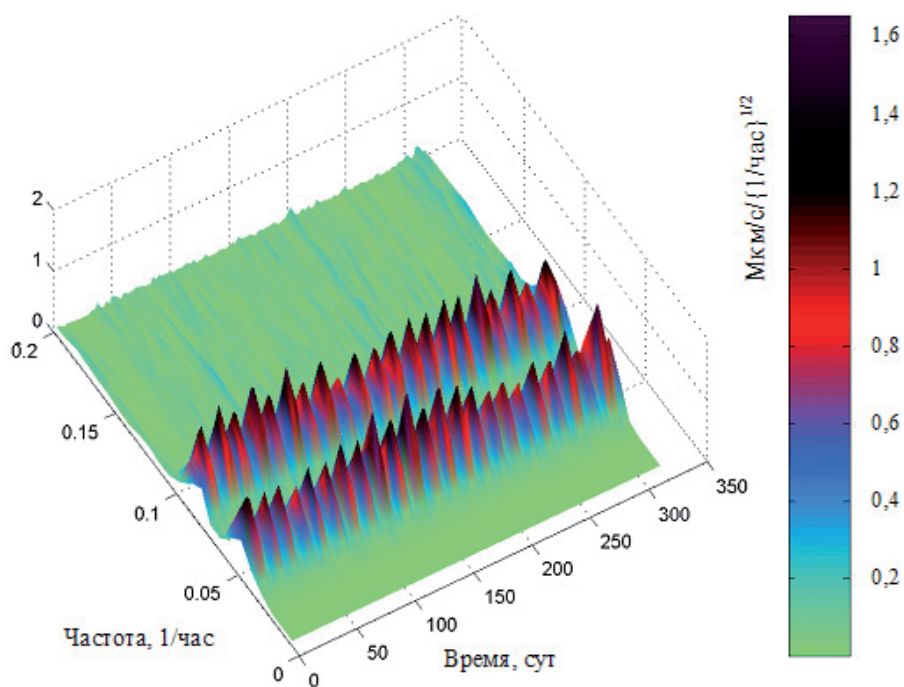


Рис. 1.16. Периодограмма скорости смещений в сейсмическом фоне

Структура короткопериодной части микросейсмического шума свидетельствует о наличии ярко выраженных периодичностей в вариациях амплитуды отдельных спектральных компонент со временем. В качестве примера на рис. 1.16 приведена периодограмма амплитудных вариаций смещений в микросейсмическом фоне (вертикальная компонента) за период с 01.08.2007 г. по 21.06.2008 г., которая демонстрирует сильно выраженные периодичности вариаций амплитуды с периодами около 12 и 24 ч, характерными, как уже отмечалось, для твердоприливной деформации.

Более детальный анализ показывает, что спектр вариаций смещений характеризуется наличием периодичностей с большими периодами. Это хорошо демонстрирует рис. 1.17, на котором представлен спектр вариаций спектральной компоненты смещений с характерным периодом 12 ч в микросейсмическом фоне. Отчетливо видны спектральные пики с периодами около 14 и 28 сут, которые близки к периодам приливных волн M_f и M_m .

Изменение параметров фоновых микроколебаний в результате внешнего силового воздействия на среду является важным индикатором ее геодинамического состояния. Периодическое изменение амплитуды приливной силы позволяет не только анализировать прямой отклик среды на изменяющееся внешнее возмущение, но также оценивать избирательность поглощающих свойств среды и добротность отдельных резонансных структур.

При активном воздействии на земную кору сложного блочно-иерархического строения из-за нелинейности процесса деформирования заметно изменяется скорость релаксации среды. При этом степень изменения режимов геодинамических процессов существенно зависит от действующих напряжений и свободы деформирования в стесненных условиях (в этом смысле допустимо говорить о взаимосвязи отклика среды на внешнее возмущение и степени активности, например, конкретной тектонической структуры). Блочно-иерархическая структура геофизической среды реагирует на асимметричную часть приливного воздействия, вызывающую дифференциальные смещения активных блоков [Авсюк и др., 2002].

Результаты регистрации микросейсмических колебаний свидетельствуют о том, что корреляции между амплитудой микросейсмического фона в широком диапазоне частот и величиной приливной силы напрямую не наблюдаются.

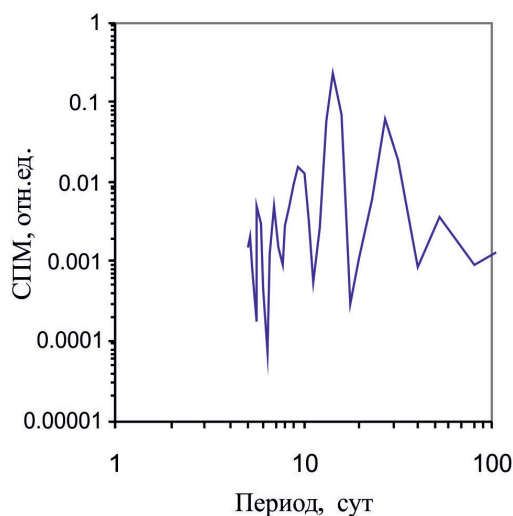


Рис. 1.17. Спектр смещений в спектральной компоненте микросейсмического фона с периодом ~12 ч

ся¹ [Гальперин и др., 1987]. Однако для разных частотных интервалов ΔF , различающихся для разных участков земной коры (табл. 1.4), такая корреляция наблюдается [Рыкунов и др., 1979; Гордеев и др., 1995; Спивак, Кишкина, 2004; Салтыков и др., 2013]². Для отдельных частотных диапазонов коэффициент корреляции может достигать 0,85. В качестве примера на рис. 1.18 приведена модуляция некоторых спектральных составляющих сейсмического фона приливной силой. Из рис. 1.18 следует, что для конкретного участка земной коры (о. Сахалин) наблюдается значимая корреляция между амплитудой вертикальной составляющей приливной силы F и спектральной амплитудой 5,5 Гц. Здесь важно отметить, что максимумы амплитуды колебаний и приливной силы смещены относительно друг друга примерно на 4 ч (максимум отклика среды достигается в момент максимальной скорости изменения силы).

Важно подчеркнуть, что отмеченная выше модуляция амплитуды микросейсмического фона наблюдается на большинстве участков земной коры, включая высокие широты, где приливной эффект существенно ниже (рис. 1.19) [Спивак, Кишкина, 2004].

Таблица 1.4

Характеристика квазигармонических колебаний резонансного типа для некоторых районов

Район проведения измерений		Ловозерский массив	Хибинский массив	Южные Альпы	ПО «Маяк»	НВАЭС	о. Сахалин	г. Апатиты
Резонансные частоты f_i по интервалам, Гц	1,5–4	1,65 2,2	2,0 2,5	1,7 2,4		2,5 3,3	2,7 3,6	3,0
	4–6	4,8 5,2 5,5	4,05 5,0	4,2 4,9 5,4	5,5	4,4 5,5 6,0	4,6 5,0	4,0 6,1
	7–10	–	8,2	–	7,2	8,2 8,9	9,4	8,0 9,8
	15–20	14,5 16	14,5 19,2	16,2 17,4 19,1	15,6 17,8 19,7	11,4 15,5 19,8	14,3 17	14,5 16,5
ΔF , Гц		10–16	8–15	4–8	5–10	5–10	3–7	6–10
F_i , Гц		14,5 16	8,2 14,5	4,9 5,4	5,5 7,2	5,5 6,0	3,8 4,6 5,0	6,1 8,0

¹ Для определения амплитуды приливной силы привлекаются теоретические зависимости статистической теории приливов [Lougman, 1959] или программа ETERNA [Wenzel, 1994, 1996].

² В табл. 1.4 приведены значения интервалов ΔF и пиковых частот F_i , для которых наблюдается выраженная модуляция микросейсмических колебаний, для разных регионов России.

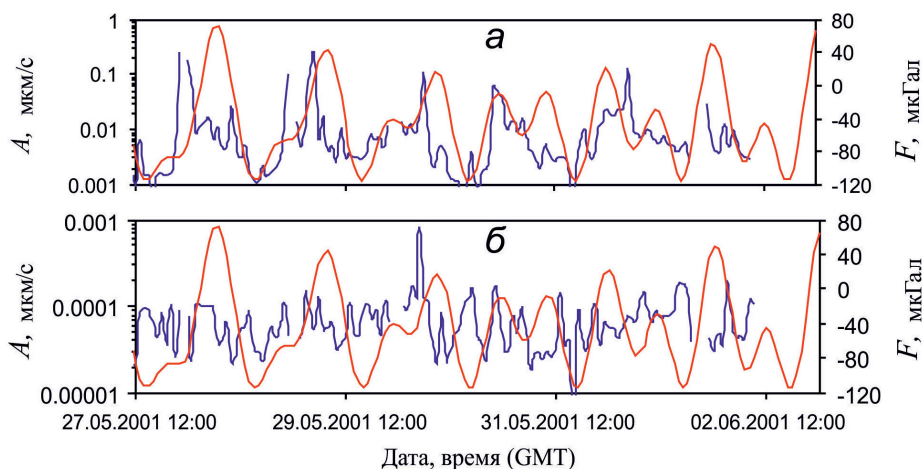


Рис. 1.18. Модуляция спектральных составляющих сейсмического фона приливной силой (о. Сахалин); синяя линия – вариации спектральной амплитуды A сейсмического фона (вертикальная компонента) на частотах: а – 5,5 Гц; б – 17 Гц; красная линия – вариация вертикальной составляющей приливной силы F

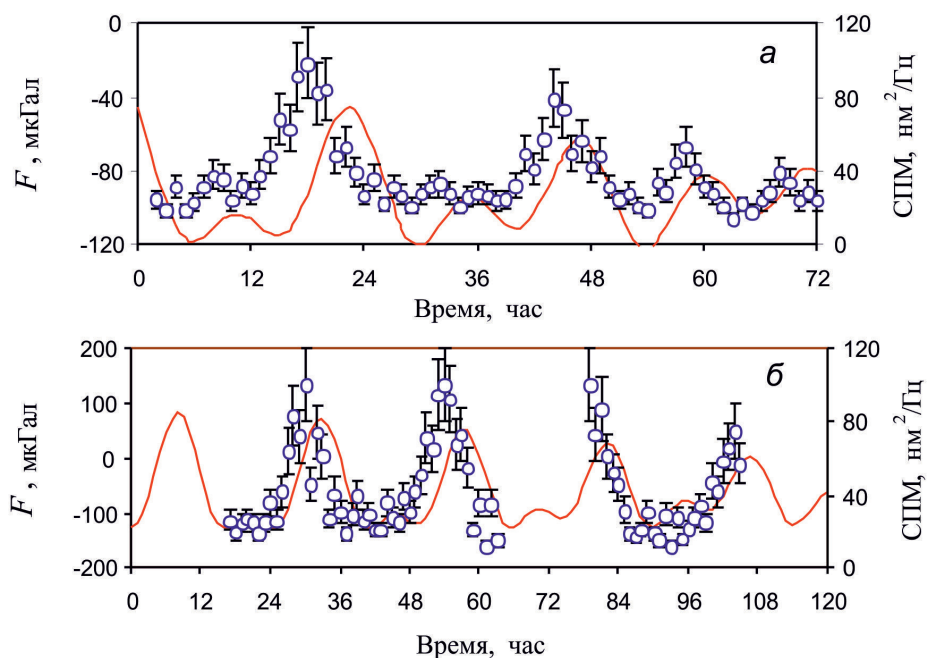


Рис. 1.19. Модуляция спектральных составляющих сейсмического фона. Синие кружки: а – один из участков Ловозерского горного массива (частота резонансного пика 16 Гц; время отсчитывается с 00:00 ч 09.08.1994 г.); б – один из участков территории ПО «Маяк» (частота резонансного пика 7,2 Гц; время отсчитывается с 00:00 ч 07.07.1996 г.). Красная линия – вариация вертикальной составляющей приливной силы F

Следует также отметить, что наилучшая корреляция между амплитудой колебаний и приливной силой наблюдается для квазигармонических колебаний, частота которых F_i попадает в интервал ΔF . На этих же частотах отмечается максимальный отклик среды на изменение приливной силы. Это хорошо видно на рис. 1.20, на котором приведено изменение относительной амплитуды колебаний в интервале частот ΔF , характерном для одного из участков о. Сахалин (резонансные частоты: 3,8; 4,6 и 5 Гц).

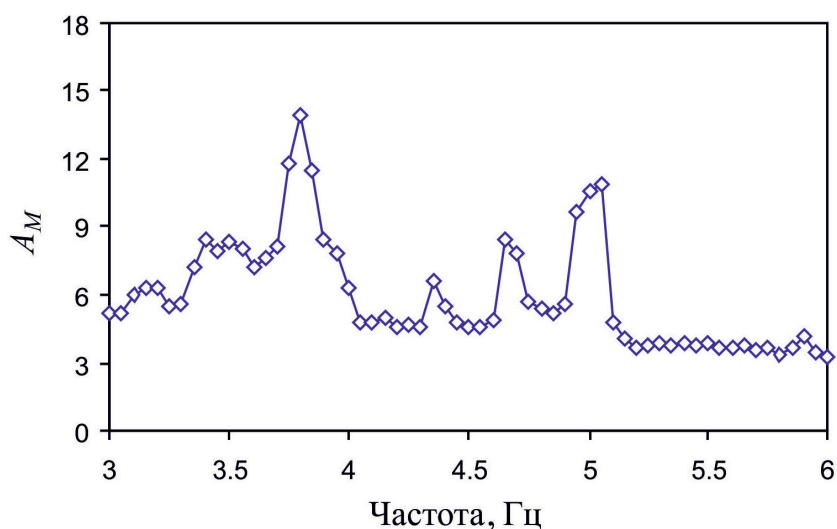


Рис. 1.20. Среднее за период 27 мая – 2 июня 2001 г. отношение максимальных и минимальных амплитуд микросейсмических колебаний в частотном интервале, характеризующемся максимальным откликом сейсмического фона на приливную деформацию (о. Сахалин)

Отмеченный отклик резонансного типа на длиннопериодное возмущение геофизической среды в виде вариации высокочастотных квазигармонических колебаний на характерных частотах F_i (табл. 1.4) следует рассматривать как важное свойство геофизической среды, которое свидетельствует о дискретности структурных и динамических параметров диссипативных структур.

Количественные характеристики присутствующих в среде активных структур резонансного типа, в качестве которых могут выступать блоки либо разрывные нарушения конкретного ранга, определяются, по всей видимости, строением среды и ее свойствами, в первую очередь добротностью. При этом можно предполагать, что при наличии нескольких систем резонансных структур существуют доминирующие, добротность которых является определяющей для добротности среды в целом.

Пониженная жесткость тектонических нарушений [Спивак, 2006а] и как следствие – повышенная подвижность дробленых горных пород, заполняю-

щих разломную зону, определяют повышенную реакцию микросейсмического фона на приливную деформацию в виде более интенсивных вариаций амплитуды его отдельных, характерных для конкретного участка земной коры спектральных составляющих по сравнению с серединными участками структурных блоков. В качестве примера на рис. 1.21 представлены результаты регистрации микросейсмического фона в пунктах, расположенных в разломной зоне II порядка относительно НРТС [Спивак, 2010а] и на серединном участке примыкающего к ней блока. Для сравнения на рис. 1.21 приведены вариации приливной силы F . Видно, что временные вариации среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона A (в нашем случае в диапазоне частот 7–10 Гц) существенно выше в зоне разлома. Одновременно следует отметить значимую корреляцию между величинами A и F (коэффициент ранговой корреляции Спирмена $K = 0,71$ при коэффициенте значимости $\rho \leq 0,05$) при учете некоторого опережения реакции микросейсмического фона на прилив (максимум амплитуды вариаций микросейсмического фона совпадает с максимумом производной F').

Влияние прилива на релаксационные процессы и электрическое поле в грунте. Интенсивность релаксационных процессов в земной коре напрямую определяется свободой деформирования структурных отдельностей среды в условиях действующих напряжений.

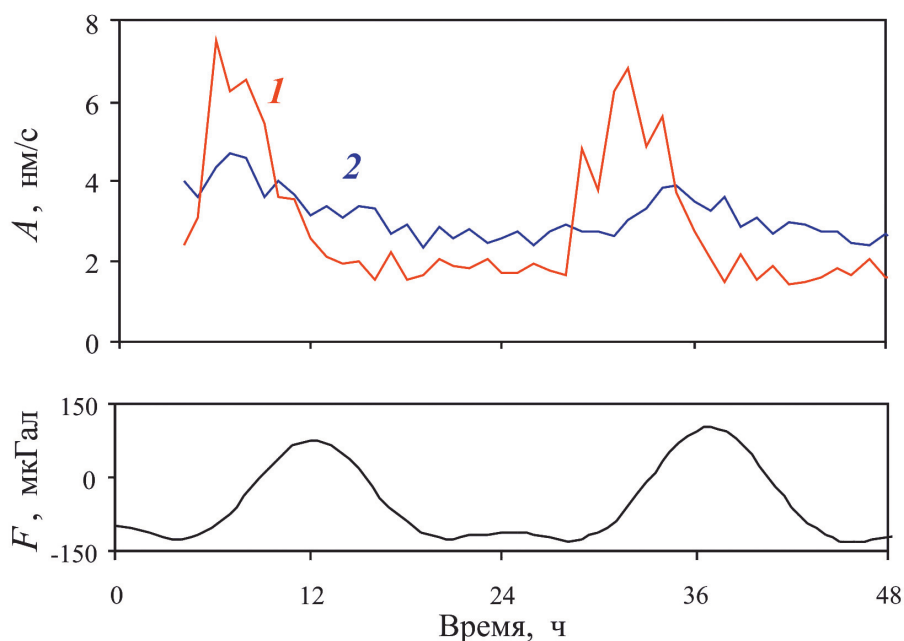


Рис. 1.21. Вариации амплитуды микросейсмического фона A в диапазоне частот 7–10 Гц в пунктах, расположенных на тектоническом разломе II порядка относительно НРШЗ (1) и вне зоны его влияния (2); нижняя панель – вертикальная составляющая приливной силы F

Приливная деформация сложно построенной земной коры, проявляющаяся в чередовании фаз растяжения и сжатия среды, оказывает существенное влияние на интенсивность релаксационных процессов, которую в простейшем случае допустимо характеризовать количеством актов релаксации. На рис. 1.22 приведено количество микросейсмических импульсов релаксационного типа [Спивак, Кишкина, 2004] в сопоставлении с амплитудой приливной силы F . Хорошо видна значимая корреляция между интенсивностью релаксационных процессов в среде и вариациями F (коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет 0,86).

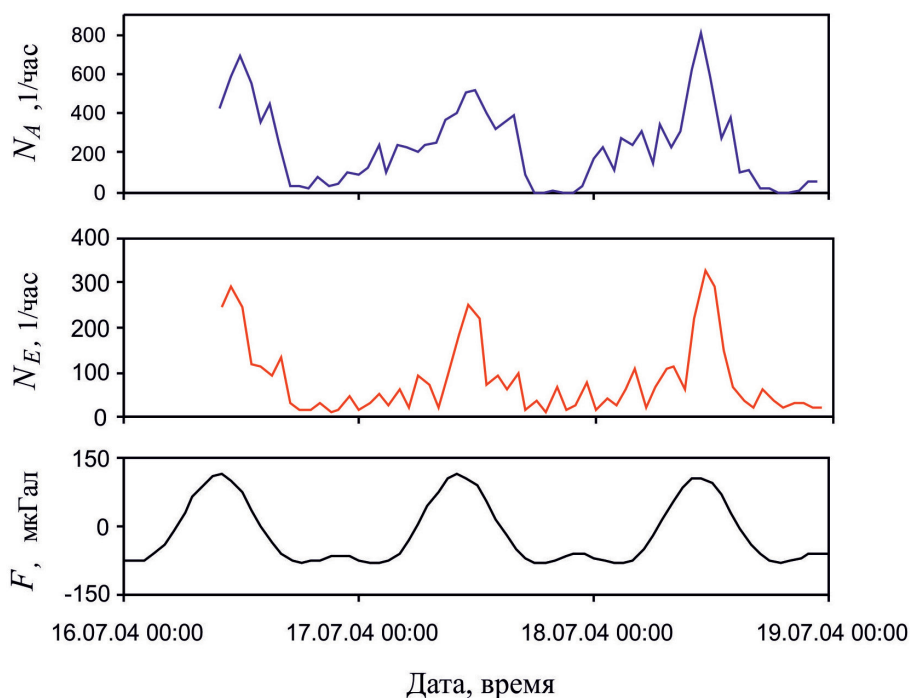


Рис. 1.22. Количество актов релаксации N_A , электрических импульсов в грунте N_E в зоне влияния Курайского разлома (Горный Алтай); F – вертикальная составляющая приливной силы

Влияние прилива на геоэлектрику. Изменение свойств среды и режимов ее деформирования неизбежно сказывается на геоэлектрике. Измерение электрического поля в грунте свидетельствует, во-первых, о том, что в зонах активных тектонических структур основной вклад в амплитуду поля вносят электрические импульсы [Hadjicontis et al., 2004; Спивак, Харламов, 2008].

Синхронная регистрация микросейсмических колебаний и электрических импульсов в грунте свидетельствует о том, что значительная часть регистрируемых на приповерхностных участках земной коры электрических импульсов связана с механическими движениями в блочно-иерархической среде

[Соловьев, Спивак, 2009; Спивак, Харламов, 2008]. Это не противоречит представлениям, согласно которым импульсные электрические сигналы являются следствием кратковременных нарушений устоявшихся токовых систем либо разделения электрических зарядов. И то и другое в твердой среде неоднородного строения можно объяснить механическими процессами, такими, например, как трещинообразование и дифференциальные подвижки структурных блоков [Кочарян, Спивак, 2003; Лосева и др., 2009], которые вызывают преобразование вещества в зонах ослабления прочности среды.

Совместный анализ данных микросейсмических и электрических измерений, относящихся к случаю, когда электрический сигнал сопровождается сейсмическим, позволяет считать [Соловьев, Спивак, 2009], что генерация электрических и микросейсмических сигналов с большой вероятностью происходит в одном и том же источнике.

С учетом вышесказанного можно предполагать, что статистика дискретной составляющей электрического поля в грунте должна коррелировать с вариациями приливной силы, как это происходит с дискретной составляющей микросейсмического фона. Это подтверждают данные рис. 1.22, на котором представлена вариация количества электрических импульсов, зарегистрированных на одном из участков земной коры в зоне Курайского разлома, отличающегося современной активностью.

Помимо влияния, оказываемого на процессы генерации электрических импульсов, твердый прилив опосредованно, через изменение свойств вещества определяет также величину эффективного геоэлектрического потенциала. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что основные периодичности вариаций геоэлектрического потенциала соответствуют периодам соответствующих приливных волн [Кугаенко, 2005].

Влияние приливных сил на геомагнитные вариации. Магнитное поле Земли формируется от нескольких внутренних и внешних источников. Регулярные вариации магнитного поля в отличие от иррегулярных, связанных, как правило, с солнечной активностью (магнитные возмущения и бури), характеризуются рядом периодов. Имеющиеся данные свидетельствуют о заметном влиянии лунно-солнечного прилива на геомагнитные вариации [Кролевец, Шереметьева, 2004; Шереметьева, Смирнов, 2007; Старжинский, 2004; Старжинский, 2008; Шереметьева, 2011]. При этом достаточно четко выделяются лунно-суточные вариации, соответствующие приливным волнам O_1 (период 25,8 ч) и M_2 (период 12,4 ч). Выполненные расчеты и результаты геомагнитных измерений [Шереметьева, Смирнов, 2007] показывают, что амплитуды вариаций вектора магнитной индукции, вызванных приливными воздействиями, могут достигать ~0,1 пТл для внутреннего источника магнитного поля (геодинамо) и 1 нТл для магнитосферного источника. Хотя относительная величина вариаций магнитного поля, связанных с приливным воздействием, невелика на фоне постоянно происходящих вариаций магнитного поля Земли и составляющих величину 1–10 нТл, они уверенно выделяются с помощью статистического анализа периодичностей геомагнитных вариаций [Старжинский, 2004; Яновский, 1964; Malin et al., 1996].

1.4. Вариации радоновых эманаций в результате лунно-солнечного прилива

Роль приливной деформации в эманационных процессах рассмотрим на примере радона. Результаты регистрации объемной активности природного радона ^{222}Ra в подпочвенной атмосфере [Спивак и др., 2009б] свидетельствуют о наличии значительных временных вариаций интенсивности эманаций. Данные инструментальных наблюдений демонстрируют наличие периодичностей во временных вариациях объемной активности подпочвенного радона R с периодами около 12 и 24 ч, а также цикличность с периодом около 14 сут (рис. 1.23 и 1.24). При этом следует отметить, что указанные периодичности наблюдаются как в зоне тектонического нарушения, так и (хотя и в меньшей степени) на срединном участке структурного блока. Особенно отчетливо проявляются суточные периодичности (рис. 1.23).

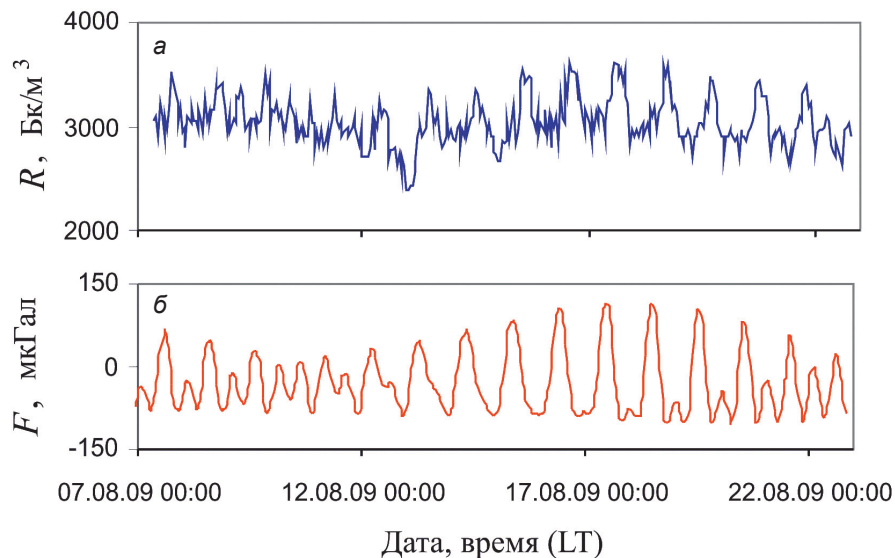


Рис. 1.23. Вариации объемной активности подпочвенного радона R в пункте, расположенном в зоне Тункинского рифта (а); F – вертикальная составляющая приливной силы (б)

Представленный на рис. 1.24 спектр мощности вариаций объемной активности подпочвенного радона демонстрирует хорошо выраженные на фоне остальных спектральных компонент пики с периодами 0,5 и 1 сут, которые вследствие инерционности эманационного процесса объединяют воздействия соответственно от приливных волн: M_2 , S_2 , N_2 и K_2 (периоды около 12 ч) и P_1 , K_1 и O_1 (периоды около 24 ч). На спектре присутствует также, хотя и менее выраженный пик с периодом около 2 нед, соответствующий действию приливной волны M_f .

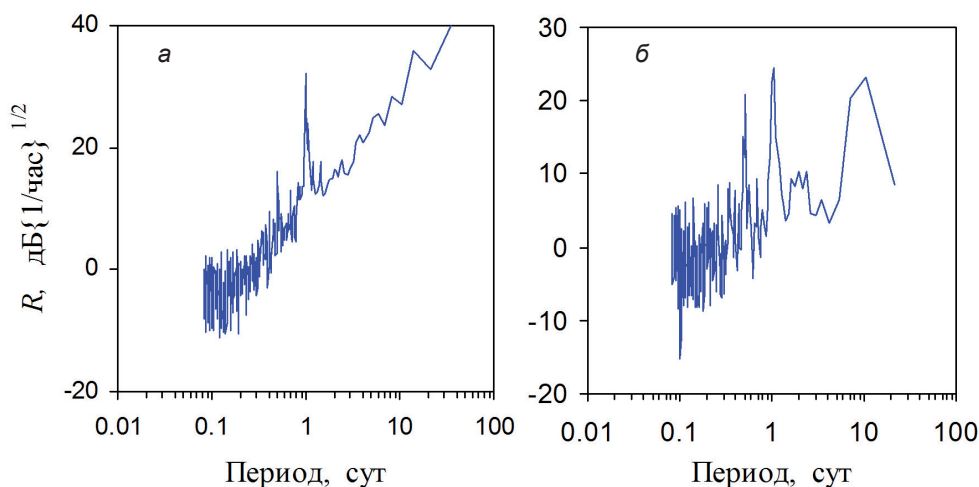


Рис. 1.24. Спектр мощности вариаций активности почвенного радона в зоне НРШЗ (а) и в зоне Тункинского рифта (б)

Совпадение характерных периодичностей во временных вариациях R и F позволяет рассматривать вопрос о наличии значимой корреляционной связи между вертикальной составляющей приливной силы, определяющей степень разуплотнения среды в приливном горбе, и объемной активностью почвенного радона. Вычисления корреляционных соотношений между вариациями R и F со сдвигом по времени показывают, что максимальное значение $K = 0,78$ достигается при запаздывании реакции эманационного поля радона относительно приливной деформации примерно на 3–4 ч для разных участков земной коры.

Таким образом, хорошее совпадение периодичностей и цикличностей временных вариаций величин R и F при их значимой корреляции позволяет рассматривать приливный фактор в качестве одного из основных причин вариаций объемной активности почвенного радона, а следовательно, и интенсивности его эманации.

Изменение фильтрационных свойств разломной зоны в результате прилива по результатам регистрации временных вариаций радоновых эманаций. Для начала рассмотрим простейшую качественную модель, характеризующую возможные вариации интенсивности радоновых эманаций при изменении проницаемости канала миграции.

Пусть вертикально расположенный плоский канал миграции флюида в земной коре (аналог разлома вертикального падения) пересекает на глубине H от свободной поверхности источники природного радона с концентрацией R_0 .

Скорость течения флюида, транспортирующего радон,

$$u = \frac{q}{W} = \frac{v}{m}, \quad (1.25)$$

где q – расход флюида на единицу длины канала; W и m – соответственно ширина канала и пористость его заполнителя; v – скорость фильтрации.

Полагая процесс течения флюида безынерционным, записываем

$$u = \frac{k}{\mu m} G, \quad (1.26)$$

где k и μ – соответственно коэффициенты ламинарной проницаемости заполнителя канала, G – градиент давления флюида.

Пусть внешнее возмущение (например, суточная приливная деформация) изменяется синусоидально со временем t . Очевидно, что в этом случае все определяющие параметры задачи будут изменяться во времени также синусоидально.

Время миграции флюида t_* (а следовательно, и радона) к свободной поверхности определяется из соотношения

$$H = \int_{t_0}^{t_*} u dt = \int_{t_0}^{t_*} \left\{ u_0 + a \sin\left(\frac{2\pi}{T} t\right) \right\} dt, \quad (1.27)$$

где t_0 – время начала миграции радона с глубины H ; u_0 – физическая скорость течения в случае стационарного потока в отсутствие внешнего возмущения; a – амплитудный коэффициент вариации скорости течения; T – период внешнего возмущения.

С учетом уменьшения активности радона согласно зависимости

$$N = N_0 e^{-\lambda t}, \quad (1.28)$$

где N и N_0 – соответственно количество радиоактивных распадов в единицу времени в моменты времени t и t_0 ; $\lambda = \ln\left(\frac{2}{T_0}\right)$; T_0 – период полураспада элемента, записываем для концентрации радона на свободной поверхности

$$R_F = R_0 \exp\left\{-\frac{t_* - t_0}{T_R}\right\}, \quad (1.29)$$

где $T_R = \frac{T_0}{\ln 2} \approx 5,53$ сут.

Из постановки задачи следует, что все возможные режимы течения определяются тремя безразмерными параметрами:

$$\frac{T}{T_R}, \frac{a}{u_0}, \frac{HT_R}{u_0}.$$

Результаты вычислений, выполненных для некоторых значений определяющих параметров, приведены на рис. 1.25 в виде зависимости относительной концентрации радона (на земной поверхности и на глубине) от времени.

Анализ зависимостей (1.27), (1.29) и данные рис. 1.25 показывают: 1) в случае синусоидальных возмущений концентрация радона на фиксированной глубине испытывает значительные вариации, совпадающие по характеру с наблюдаемыми на практике; 2) временные вариации концентрации радона заметно отличаются от синусоидальных; 3) максимальное различие во временах истечения радона с глубины составляет около 0,5 сут, что примерно должно соответствовать задержке отклика среды на внешнее возмущение; 4) макси-

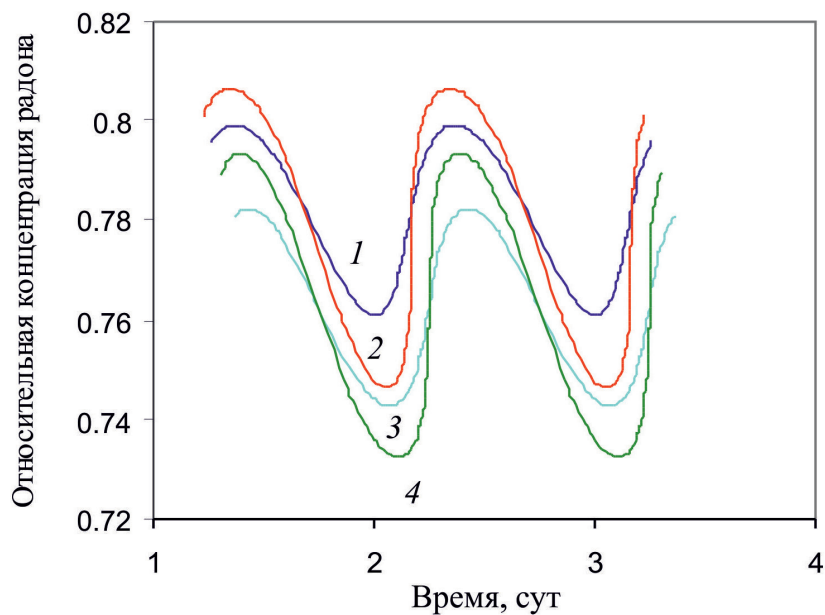


Рис. 1.25. Временные вариации относительной концентрации радона на свободной поверхности (3) и (4) и на относительной глубине 0,1Н (1) и (2) при следующих значениях определяющих параметров: $Hl/u_0 = 1,5$; $al/u_0 = 0,5$ (1, 2); $al/u_0 = 0,9$ (3, 4)

мальная амплитуда временных вариаций концентрации радона в данной постановке задачи составляет около 10%.

Временные вариации объемной активности радона (фактически концентрации радона у свободной поверхности) связаны с двумя причинами: 1) чередованием фаз увеличения и уменьшения объемов поступающего к свободной поверхности радона вследствие последовательного увеличения и уменьшения проницаемости канала миграции и 2) увеличением и уменьшением активности радона, поступающего к свободной поверхности, в соответствии с (1.28) за счет уменьшения времени миграции.

Таким образом, даже простейший подход к решению фильтрационной задачи демонстрирует качественное согласие с экспериментом. Более того, в случае, когда определяющие величины заданы, можно оценить изменение коэффициента проницаемости канала миграции радона во времени.

Следует особо отметить, что данные рис. 1.25 свидетельствуют также о несовпадении времен достижения максимальной концентрации радона на разных глубинах. Отмеченное свойство потока радона, хотя объективно и соответствует запаздыванию более концентрированных объемов флюидов на время их течения вдоль вертикального канала миграции, не должно быть значительным, поскольку имеющиеся эксперименты свидетельствуют о практически синхронном изменении объемной активности почвенного радона на разных глубинах, правда, вблизи земной поверхности (см. главу 3).

Как показывает практика, оценить значения определяющих параметров фильтрационного течения радона в рассмотренной постановке задачи весьма затруднительно. Поэтому при оценках коэффициента проницаемости канала миграции и его временных вариаций следует решать более сложную задачу численными методами, задаваясь эмпирическими соотношениями между определяющими параметрами.

Оценки на основе фильтрационных соотношений. С учетом практически синхронных временных вариаций объемной активности (концентрации) радона на небольших глубинах можно предполагать, что в случае внешнего воздействия на среду (на канал миграции, что то же самое) существует вблизи земной поверхности слой, поведение которого и определяет режим эманаций радона в условиях внешних периодически изменяющихся возмущений (слой активного отклика среды). В этом случае вариации объемной активности подпочвенного радона в пределах указанного слоя на разных глубинах совпадают.

Для оценок рассмотрим следующую схему фильтрации газа из недр. Преимущественным каналом миграции газа является вертикально падающая бесконечная щель, заполненная материалом пористостью m . Максимальная деформация среды в твердом приливе составляет ε_0 . Для определенности будем рассматривать околосуточные вариации приливной силы, а величину ε_0 примем равной 10^{-7} (согласно устоявшимся представлениям, в качестве среднего значения принимается $\varepsilon_0 \sim 10^{-8}$, однако имеющиеся оценки свидетельствуют, во-первых, о зависимости приливной деформации от глубины, а во-вторых, – от концентрации деформаций на разломах, в связи с чем рассматриваемая величина ε_0 должна быть увеличена на один-два порядка).

Будем рассматривать течение газа в каждый момент времени как стационарное и безынерциальное и считать, что изменение пористости проницаемого канала происходит за счет изменения его ширины W . В этом случае с учетом имеющихся данных [Кочарян, Спивак, 2003] получаем

$$m(t) = m_0\{1 + \varepsilon(t)\}; k(t) \approx k_0\{1 + \beta\varepsilon(t)m_0\}, \quad (1.30)$$

где m_0 и k_0 – соответственно пористость и коэффициент проницаемости тела разлома в отсутствие внешних воздействий, $\varepsilon(t)$ – деформация тела разлома в волне твердого прилива, причем:

$$\varepsilon(t) = \varepsilon_0 \sin \left\{ \frac{2\pi t}{T} \right\}. \quad (1.31)$$

Установленные экспериментально время запаздывания максимума радоновых эманаций относительно максимума приливной силы ΔT и относительное изменение активности R в околосуточных вариациях $\psi = R_{\max}/R_{\min}$ позволяют оценить величину изменения проницаемости Δk канала преимущественной миграции в виде тектонической структуры в приливной волне и толщину слоя грунта l , вариация проницаемости которого определяет околосуточные вариации R , следовательно, и интенсивность поступления радона в атмосферу. Здесь R_{\max} и R_{\min} – соответственно максимальное и минимальное значения R за конкретные сутки, отсчитываемые от линии тренда ($\psi \sim 1,4-1,7$).

Для оценок примем следующую схему фильтрации радона к земной поверхности. Образовавшийся на глубине H радон с активностью N_0 мигрирует к свободной поверхности. На некоторой глубине $l < H$ его активность составляет в соответствии с (1.28) величину

$$N_l = N_0 e^{-\lambda l}, \quad (1.32)$$

где t_l – время фильтрации газа с глубины H на глубину l .

Принимая, что вязкость μ и плотность ρ радона и эманлирующей из недр газообразной смеси характеризуются близкими физико-механическими свойствами, а миграция газов осуществляется совместно, будем описывать фильтрацию газа вдоль вертикальной оси z линейным уравнением фильтрации:

$$\frac{dP}{dz} \equiv -G = -\frac{\mu}{k} v, \quad (1.33)$$

где P – давление газовой смеси; $z = 0$ при $l = H$.

Деформирование тела разлома в приливной волне вызывает согласно (1.30) изменение физической скорости течения газа на величину

$$\Delta u = \frac{k_0 G_0}{\mu m_0} \left\{ \left(1 + \frac{\Delta k}{k_0} \right) \left(1 + \frac{\Delta G}{G_0} \right) - 1 \right\}, \quad (1.34)$$

где G_0 – градиент давления в невозмущенном потоке; $\Delta k(t)$ и $\Delta G(t)$ – соответственно изменение коэффициента проницаемости и градиента в приливной волне.

С учетом (1.34) получаем

$$\Delta T = \frac{H}{u_0 + \Delta u_{\max}} - \frac{H}{u_0} \approx -\frac{\mu m_0 H}{k_0 G_0} \frac{\left(\frac{\Delta k_{\max}}{k_0} + \frac{\Delta G_{\max}}{G_0} \right)}{\left(1 + \frac{\Delta k_{\max}}{k_0} + \frac{\Delta G_{\max}}{G_0} \right)}. \quad (1.35)$$

Выполняя несложные вычисления с использованием (1.32)–(1.34), получаем

$$\psi \approx \left(1 + \frac{\Delta k_{\max}}{k_0} + \frac{\Delta G_{\max}}{G_0} \right) \exp \left\{ \frac{\mu m_0 \varepsilon_0 H \ln 2}{k_0 G_0 T_0} \left(1 - \frac{\Delta G_{\max}}{\varepsilon_0 G_0} \right) \right\}. \quad (1.36)$$

В результате получаем два уравнения для двух неизвестных величин:

$$\frac{\Delta k_{\max}}{k_0} \text{ и } \frac{\Delta G_{\max}}{G_0}.$$

Зависимости (1.35) и (1.36) позволяют оценивать максимальное изменение коэффициента проницаемости Δk_{\max} для конкретного разлома при известных остальных параметрах задачи с привлечением эмпирических значений ΔT и ψ .

Предложенная модель не претендует на точность оценки величины Δk_{\max} , поскольку ряд параметров, характеризующих разлом и газовый поток, остаются неопределенными. Тем не менее модель позволяет качественно оценивать изменение фильтрационных свойств разломов и может служить основой

для построения более точных моделей, описывающих фильтрационное течение газа в разломе в условиях внешнего воздействия.

Оценки при $\mu \sim 1,5 \cdot 10^{-5}$ кг/(м·с), $m_0 = 5 \cdot 10^{-2}$, $H = 200$ м, $k_0 = 5 \cdot 10^{-12}$ м² и $\psi = 1,5$ дают значения $\frac{\Delta k_{\max}}{k_0} \approx 0,01-0,1$ и $\frac{l}{G_0} \approx 0,05-0,15$ м³с²/кг.

Для оценки толщины «активного» слоя l , играющего основную роль в изменении R вследствие приливных деформаций, необходимо привлекать термодинамические соотношения на глубине H . Согласно выполненным выше оценкам l для района НРШЗ составляет 25–75 м.

Численный расчет влияния приливной деформации на интенсивность радоновых эманацій. Влияние приливной деформации на характеристики канала миграции связано с периодическим изменением его раскрытия, причем по мере увеличения приливной силы F возникает и увеличивается деформация растяжения твердой среды.

Далее для описания концентрации радона будем использовать модель диффузионно-конвективного переноса газа в проницаемой среде, а именно уравнение [Новиков, Копков, 1993]

$$\frac{dR}{dt} = D \frac{d^2R}{dx^2} + v \frac{dR}{dx} - \lambda R + \frac{Q}{m}, \quad (1.37)$$

где в данном случае R выражено в Ку/м³; m – пористость среды (материала-заполнителя канала миграции, представленного в нашем случае разломной зоной); D – эффективный коэффициент диффузии (м²/с), v – скорость конвективного переноса радона (м/с); Q – функция источника радона (скорость выделения эманацій в поровое пространство в единице объема среды) в Ку·с/м³; x и t – соответственно путь и время фильтрации газа.

Деформация разлома приводит в первую очередь к увеличению его раскрытия, а следовательно, росту пористости заполняющего его вещества, и как результат – к увеличению эффективного коэффициента диффузии D (здесь следует отметить, что в реальном случае величины D , m и v не являются константами и в отсутствие возмущающих воздействий; однако при таких условиях решение уравнения (1.37) отсутствует).

В дальнейшем будем полагать, что внешнее возмущающее воздействие описывается некоторой функцией времени $h(t)$. С учетом этого примем

$$D = D_0\{1 + h(t)\}, \quad (1.38)$$

где D_0 – эффективный коэффициент диффузии в невозмущенном состоянии.

Имеющиеся экспериментальные данные свидетельствуют о сложном характере диффузионного процесса в земной коре. Анализ распределения радоновых эманацій с глубиной [Спивак и др., 2008] свидетельствует, в частности, о том, что зависимость объемной активности радона от глубины скорее соответствует случаю нелинейной диффузии (когда коэффициент диффузии определяется концентрацией газа). Поскольку объемная активность радона падает по мере приближения к свободной поверхности, это означает, что коэффициент D должен зависеть от глубины, причем с глубиной его значение увеличивается.

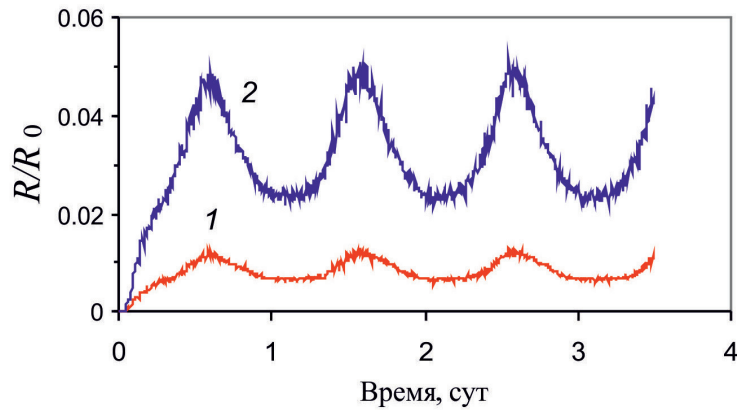


Рис. 1.26. Характер временных вариаций R на глубинах 1 (1) и 5 (2) м, полученный при расчетах для случая: $D_0 = 0,5$; $B = 0,7$; $H = 200$ м; $T = 24$ ч; $v = 2,5 \cdot 10^{-3}$ м/с; $\alpha = \pi/2$

Рассматривая задачу в первом приближении, будем для простоты задаваться зависимостью эффективного коэффициента диффузии D_0 не от величины R , а от глубины в виде

$$D_0 = D_R f(z). \quad (1.39)$$

Объединяя зависимости (1.38) и (1.39), получаем

$$D = D_* \{1 + h(t)\} f(z) \quad (1.40)$$

Величину скорости конвективного переноса v будем считать постоянной вдоль пути миграции.

В качестве примера на рис. 1.26 приведен вид зависимости $R(t)$, полученный в результате расчетов для конкретного вида функций $h(t)$ и $f(z)$:

$$h(t) = B \left[\cos \left(\frac{t}{T} \right) \right], \quad (1.41)$$

$$f(z) \sim \left\{ 1 + \left[\frac{z-H}{H} \right]^2 \right\}, \quad (1.42)$$

где B – постоянный коэффициент, T – характерный период возмущающего воздействия¹.

Из рис. 1.26 видно, что, если исключить начальный этап формирования потока, составляющий в данном случае около 12 ч, временные вариации R выходят на установившийся режим, который характеризуется хорошо выраженной периодичностью. При этом ход вариаций R полностью соответствует результатам наблюдений (рис. 1.23). Последнее позволяет сравнивать резуль-

¹ Каждая из приливных волн представлена гармонической функцией [Магницкий, 1965]. Инерциальность процесса фильтрационного течения приводит к «объединению» близких по периодам групп приливных волн, в связи с чем сделанное допущение с известной точностью представляется корректным [Спивак и др., 2009б].

таты вычислений с данными инструментальных наблюдений и, таким образом, определять параметры D и v для конкретных условий.

В качестве примера на рис. 1.27 приведены совместно результаты расчетов и данные регистрации объемной активности подпочвенного радона R в зоне субвертикального Тункинского разлома (Байкальская рифтовая зона) [Болбот и др., 2012]. При вычислениях принималось

$$h(t) = AF(t),$$

где в качестве функции $F(t)$ выбиралась функция, описывающая вертикальную компоненту приливной силы [Wenzel, 1994].

Значение функции $f(z)$ выбиралось в соответствии с зависимостью (1.42).

Представленные на рис. 1.27 данные свидетельствуют о том, что предложенная простая модель адекватно описывает вариации объемной активности подпочвенного радона, вызванные приливной деформацией.

Наблюдаемые временные периодичности и цикличности амплитудных характеристик геофизических полей и процессов, в частности геолого-гидрологических, являются прямым следствием лунно-солнечного прилива, проявляющегося на приповерхностных участках континентальной земной коры в виде распространяющихся вдоль ее поверхности волн деформации.

Концентрация деформаций и существенно более высокие скорости деформирования в разломных зонах приводят к более интенсивному преобразованию заполняющего их вещества по сравнению с серединными участками структурных блоков. Именно динамическое преобразование вещества, заполняющего разломные зоны, является, по всей видимости, основной причиной усиления отклика среды на приливное возмущение в виде вариаций геофизических полей.

Гравитационное взаимодействие в системе Земля–Луна–Солнце не только определяет ход и ритмы механических и физических процессов, сопровожда-

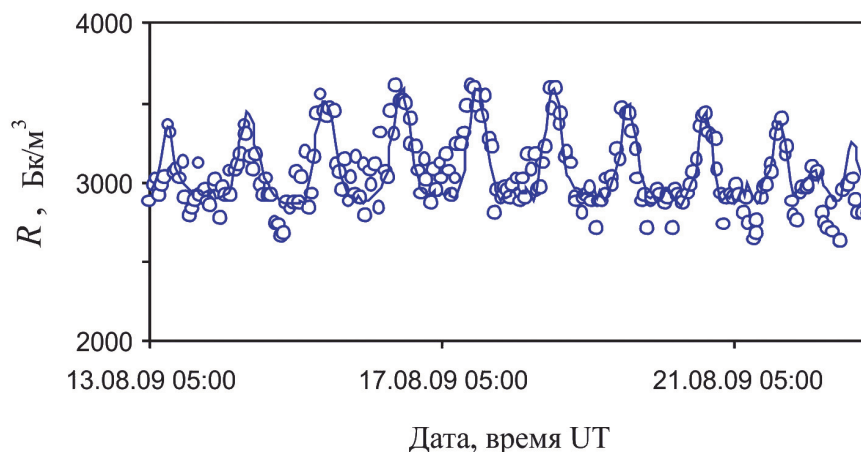


Рис. 1.27. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона в зоне Тункинского разлома (кружки), сплошная кривая – результаты вычислений для случая $D = 0,6$; $A = 0,15$ 1/мкГал; $H = 200$ м; $v = 2 \cdot 10^{-3}$ м/с; $\alpha = \pi/2$

ющих деформирование вещества Земли и его преобразование в результате периодического разуплотнения, но также играет важную роль в формировании режимов геофизических полей. В этом смысле земной прилив представляет собой фундаментальный механизм, заложенный самой природой, который в значительной мере определяет эволюционное развитие планеты Земля.

1.5. Влияние прилива на уровень подземных вод

Поведение подземных вод представляет особый интерес как с точки зрения изменения свойств материала среды, так и при оценках реакции среды на слабые внешние воздействия. Имеющиеся данные [Горбунова и др., 2009; Кочарян и др., 2008; Спивак, 2010а] свидетельствуют о высокой чувствительности гидрогеологического режима к внешним возмущениям. В частности, приливное воздействие заметно проявляется в режиме подземных вод [Адушкин и др., 2012; Горбунова и др., 2013; Спивак и др., 2009в; Marechal et al., 2002]. Это неудивительно, поскольку деформирование среды в приливной волне приводит к существенному изменению ее микро- и макроструктуры. Действительно, увеличение приливной силы вызывает деформации, связанные с увеличением объема среды, и, следовательно, увеличение ее пористости, а значит и проницаемости. Уменьшение приливной силы, наоборот, вызывает сжатие среды, т.е. уменьшение ее проницаемости. Наиболее заметно эти эффекты проявляются в зонах ослабления прочности среды – разломах и крупных трещинах.

Сменяющийся попеременно характер деформирования среды естественным образом приводит к периодическим вариациям режима подземных вод.

Следует также добавить, что наряду с приливом деформацию среды (особенно в приповерхностной зоне земной коры) вызывают барические вариации в атмосфере.

В качестве примера на рис. 1.28 представлены совместно периодограммы уровня подземных вод в открытой скважине S_w , вариаций атмосферного давления S_p и вариаций приливной силы S_f за период длительностью 70 сут (с 19.07.08 г. по 30.09.08 г.; результаты инструментальных наблюдений на ГФО «Михнево» ИДГ РАН).

Основные особенности спектра S_w связаны с присутствием характерных, ярко выраженных спектральных пиков, свидетельствующих о наличии периодичностей в вариациях уровня подземных вод. Как показывает рис. 1.29, околосуточные периодичности с периодами T около 12 и 24 ч (группы спектральных пиков 1, 2 и 3 и 4 на рис. 1.28) и периодичность с $T \sim 12-14$ сут (пик 8) хорошо совпадают с периодами соответствующих приливных волн¹.

¹ Здесь и далее величина приливной силы определялась, а основные приливные волны выделялись с помощью программы ETERNA [Wenzel, 1994].

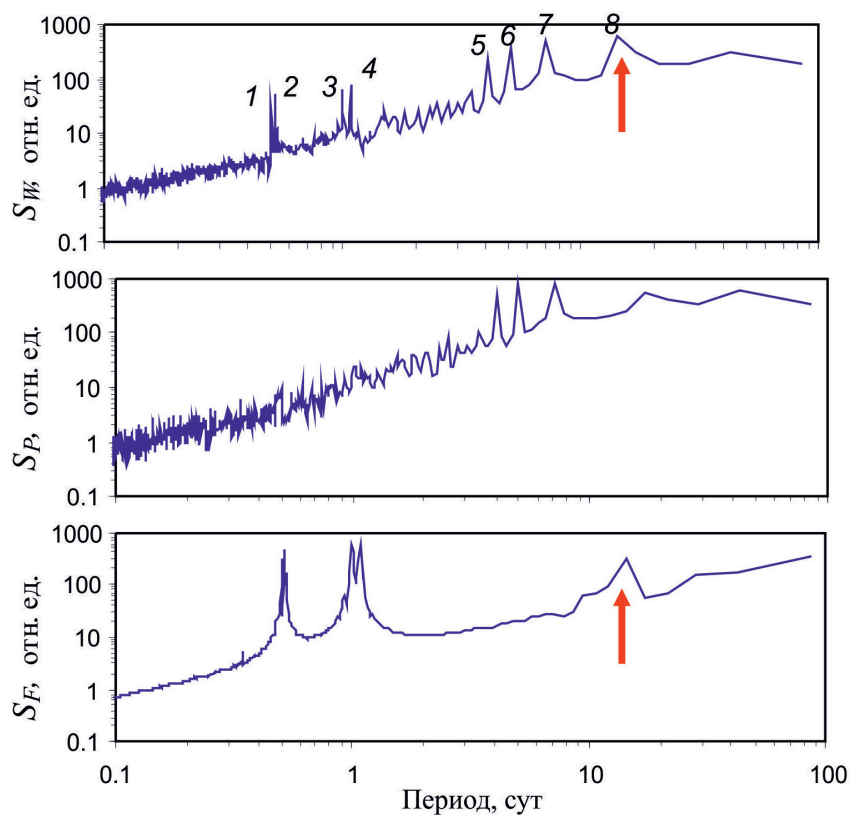


Рис. 1.28. Периодограммы вариаций уровня подземных вод в открытых скважинах (S_W), вариаций атмосферного давления (S_P) и приливной силы (S_F); 1–8 – спектральные пики; 1–8 – вертикальными стрелками обозначены спектральные пики, соответствующие двухнедельным периодичностям приливной силы

Совпадение периодичностей и высокий коэффициент корреляции $K \sim 0,73 \div 0,82$ между вариациями S_W и S_F свидетельствуют о значительной роли приливных деформаций в вариациях местного гидрогеологического режима и, следовательно, о работе приливных сил в качестве «тектонического насоса» [Шило, Ващилов, 1989].

Следует отметить, что на спектре вариаций уровня подземных вод (так же, как это наблюдалось в случае вариаций углов наклона блока) отчетливо видно разделение близких по периодам пиков в группах 1, 2 и 3, 4, которые соответствуют приливному волнам (соответственно S_2 и M_2 и K_1 и O_1). Это свидетельствует о высокой чувствительности режима подземных вод к вариациям приливной силы.

Другие периодичности с периодами $T \sim 3; 4$ и 5 сут (спектральные пики 5–7 на рис. 1.28) обусловлены влиянием барических вариаций в атмосфере.

Соответствие разных периодичностей в вариациях уровня подземных вод приливному деформациям и барическим вариациям в атмосфере демонстри-

рует рис. 1.30, на котором представлены взаимные спектры вариаций уровня воды и атмосферного давления (K_{WP}) и уровня воды и приливной силы (K_{WF}).

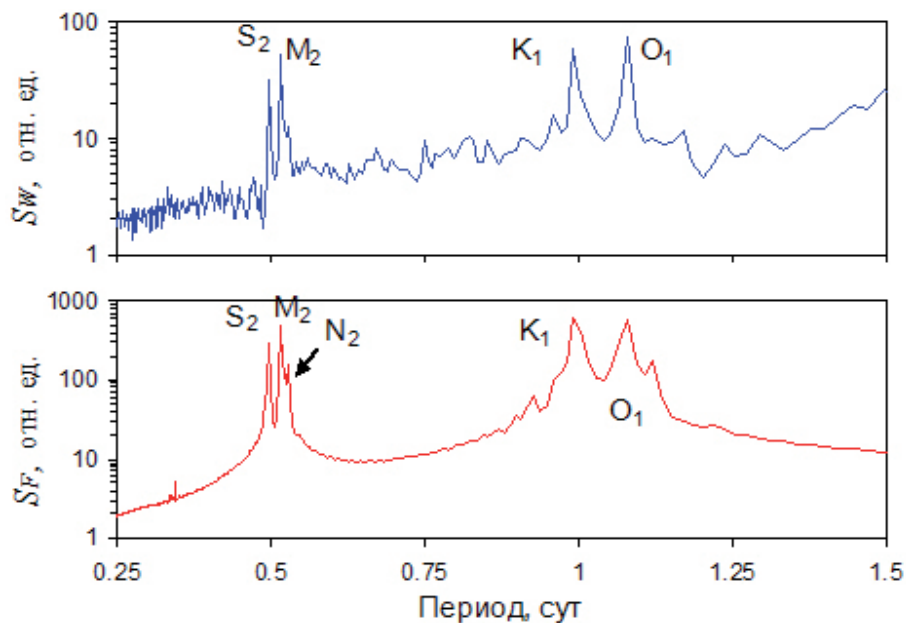


Рис. 1.29. Околосуточные периодичности вариаций уровня подземных вод S_W и приливной силы (S_F); S_2 , M_2 , N_2 , K_1 и O_1 – периоды соответствующих приливных волн [Мельхиор, 1968]

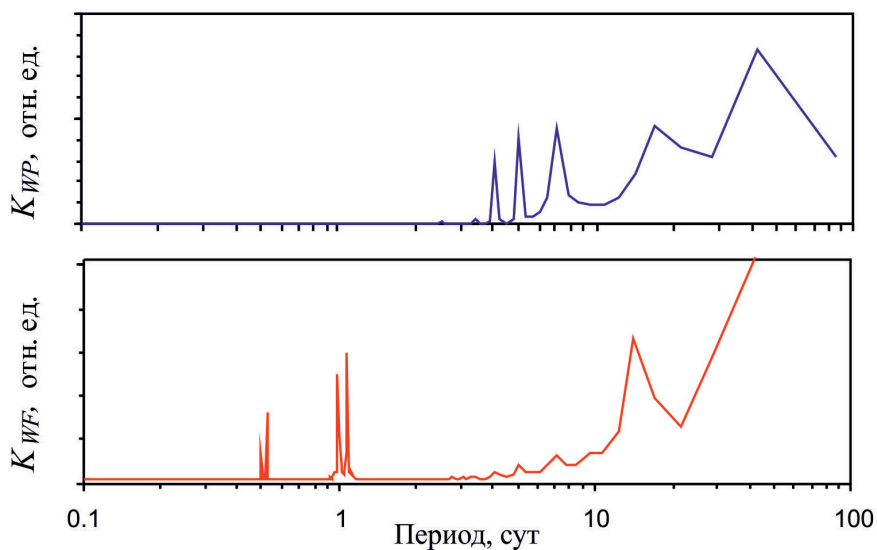


Рис. 1.30. Взаимные спектры вариаций уровня воды в открытой скважине и атмосферного давления (K_{WP}), и уровня воды и приливной силы (K_{WF})

Глава 2

ПОЛЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Источником постоянно регистрируемых на поверхности земной коры микроколебаний (так называемого микросейсмического или сейсмического шума) являются процессы естественного и техногенного происхождения. Течение водных масс в реках, сильные осадки в виде дождя, ветер, волнение в акваториях, резкие изменения атмосферного давления, грозовая деятельность, вулканические дрожания и деформирование среды под воздействием прилива, удаленные землетрясения – все это порождает колебания среды в широком диапазоне частот – от 0,01 до десятков, а в отдельных случаях до тысяч герц. Значительный дополнительный вклад в сейсмический шум вносит деятельность человека: работа мощных агрегатов, таких как гидротурбины и электрогенераторы на электростанциях разного типа, движение транспорта, взрывные работы и т.д. [Землетрясения, 2007; Hiroshi, 2003].

Активно проявляют себя тектонические нарушения, в зонах влияния которых наблюдаются дифференциальные движения разной интенсивности, что также порождает микросейсмические колебания [Капустян, Юдахин, 2007].

Необходимо отметить, что исследование геофизической среды сложного структурного строения получает в настоящее время все большую направленность в сторону проведения постоянных либо режимных инструментальных наблюдений с целью контроля состояния среды и диагностики протекающих в ней геодинамических процессов. Регистрация и анализ микросейсмических колебаний представляет собой весьма перспективный способ экспериментального изучения и контроля режимов и интенсивности геодинамических процессов. При этом, в отличие от пространственно дискретных измерений (деформаций, смещений, наклонов поверхности и т.п.), регистрация высокочастотных (с точки зрения классической сейсмологии) микросейсмических колебаний позволяет получать пространственную информацию о тонкой структуре деформационных процессов, протекающих в геологической среде.

Традиционно сейсмологов интересовали в первую очередь крупные сейсмические события (местные и удаленные землетрясения, сейсмические эффекты взрывного происхождения и т.п.). В связи с этим сейсмический шум рассматривался как некоторая помеха, усложняющая обработку сейсмических колебаний от регулярных источников. В последние годы микросейсмическому шуму придается самостоятельное значение с точки зрения как изучения

закономерностей излучения сейсмической энергии на основе принципа самоподобия сейсмических явлений разного масштаба, так и получения скрытой информации о свойствах геофизической среды и условиях ее деформирования и энергообмена. Последнее связано с возможностями диагностики геодинамического состояния среды и контроля ее механической устойчивости при внешних воздействиях.

Известно, что параметры микросейсмических процессов отражают структурные характеристики среды, изменение ее напряженного состояния, а также динамику деформирования. Это может служить основой диагностических приемов и методов определения структурных особенностей среды, а также характеристик геодинамических процессов, протекающих на разных участках земной коры со временем. При этом немаловажно, что при достаточно небольшом энергетическом вкладе микроколебаний в общую сейсмичность Земли их информативность значительно превосходит информативность крупных сейсмических событий.

2.1. Метод исследования и структура микросейсмического поля

Микросейсмические колебания имеют сложную структуру. Характеристики микросейсмического шума определяются частотным диапазоном, районом проведения регистрации, наличием и характером распределения местных источников микроколебаний, эффектами, связанными с распространением сейсмических волн в реальной среде, а также случайными движениями грунта и конкретными условиями площадки, на которой производятся сейсмические измерения. Помимо этого фоновые микроколебания зависят от резонансных свойств и релаксационных процессов конкретного массива горных пород.

Структура сейсмического шума существенно не однородна. В нем присутствуют микроколебания различного происхождения. Наряду с фоновыми микроколебаниями отчетливо выделяются импульсные события разного энергетического класса, которые на всех масштабных уровнях допустимо рассматривать в качестве последствий релаксационных процессов. При анализе микросейсмического шума представляется целесообразным выделить следующие составляющие микроколебаний геофизической среды: 1) фоновые микроколебания – участки сейсмической записи, характеризующиеся минимальной статистически представительной амплитудой в выбранном временном интервале; 2) импульсные колебания (ИК) местного происхождения, идентифицируемые как следствие релаксационных процессов в среде (колебания, сопровождающие высвобождение избыточной энергии на разных участках среды); 3) нерегулярные сейсмические возмущения природного происхождения (землетрясения, мощные атмосферные процессы в виде смерчей и ураганов, удары метеоритов и т.д.) и 4) нерегулярные техногенные возмущения (результат проведения взрывных работ, транспортные и других возмущения).

К этому следует добавить, что в фоновых колебаниях среды присутствуют также возмущения малой амплитуды, вызванные техногенными воздействиями (например шум города). В этом случае выделение случайной составляющей колебаний, характеризующей состояние среды, вызывает дополнительные, но вполне преодолимые трудности.

При определении характеристик геодинамического состояния среды на основе анализа микросейсмических колебаний рассматриваются не абсолютные параметры сейсмической эмиссии, значительно изменяющиеся во времени под действием природных и локальных техногенных факторов, а относительные характеристики [Спивак, 1994; Спунгин и др., 1997]. В этом случае при сопоставительном анализе микроколебаний на разных участках земной коры не требуется проведения синхронных измерений. При оценке геодинамических характеристик используются параметры как ИК релаксационного типа, так и фоновых микроколебаний. Это позволяет осуществлять диагностику состояния локальных участков земной коры в отсутствие аномально высоких тектонических напряжений.

Регистрация микросейсмических колебаний. Микросейсмическая регистрация осуществлялась, как правило, с помощью малоапертурных сейсмических групп (трехкомпонентные измерения в центральном пункте, регистрация вертикальной составляющей в двух–трех периферийных пунктах, расположенных на расстоянии 300–500 м от центрального) [Спивак и др., 1993а, 1997, 2005а]. Использование малоапертурных сейсмических групп [Mukkeltveit et al., 1990; Спивак, 1992; Adushkin, Spivak, 1997; Адушкин, Спивак, 1993а; Башилов, Либин, Спивак, 1993; Кишкина, 2012] дает определенные преимущества: заметно повышается отношение «полезный сигнал/шум», что позволяет выделять местные слабые сейсмические сигналы релаксационного типа и существенно повысить точность их локации, определять особенности спектральных характеристик колебаний в широком диапазоне частот и т.д.

В качестве датчиков при регистрации фоновых и импульсных микроколебаний среды использовались сейсмоприемники разного типа, например сейсмоприемники STS-2 (производство фирмы Streckeizen) либо отечественные сейсмоприемники СМЗ-КВ и их модификация СМЗ-КВ-Э, работающие в режиме велосиметра. В качестве регистраторов использовались программируемые многоканальные регистраторы RefTek, а также каналы, включающие интерфейсные платы аналогово-цифрового преобразования и персональный компьютер. Специальный отбор сейсмоприемников по амплитудно-частотным характеристикам и параметрам собственных шумов позволил в настоящей работе проводить сейсмическую регистрацию в широком диапазоне частот (0,01–40 Гц).

Выбор пунктов сейсмической регистрации проводился на основе предварительных сейсмических измерений, в результате которых определялись стационарность регистрируемых микроколебаний и корреляционные параметры малоапертурной сейсмической группы.

Стационарность микросейсмических колебаний характеризует качество организации сейсмической регистрации. Как известно, уровень и спектральный состав микросейсмического шума заметно изменяются во времени. Тем

не менее в течение коротких интервалов времени (10–30 мин), длительность которых определяется скоростью изменения геодинамического состояния среды, малые изменения в интегральных характеристиках микроколебаний могут служить подтверждением правильности выбора измерительных пунктов и качества размещения и установки регистрирующих средств.

Алгоритм обработки сейсмических данных. Для обработки фоновых микроколебаний привлекались выборки сейсмических записей длительностью около 10–20 мин.

Выбор участков фоновых микросейсмических колебаний, пригодных для обработки и анализа, выполнялся на основе следующих процедур: 1) анализ качества записи по результатам визуального просмотра; 2) формирование трасс из участков фоновых микроколебаний, определяемых по минимуму среднеквадратичной амплитуды в окне шириной 10–15 мин; 3) вычисление постоянной составляющей колебаний $y_0 = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K y_i$; 4) проверка случайного характера распределения амплитуд колебаний с применением критериев Гаусса – вычисление первых двух моментов гауссовского распределения: средней по модулю амплитуды в окне $\overline{|y|} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K |y_i - y_0|$ и отношения среднеквадратичной и средней амплитуды

$$R = \frac{\overline{y^2}}{\overline{|y|}} = \frac{\sum_{i=1}^K (y_i - y_0)^2}{\sum_{i=1}^K |y_i - y_0|},$$

где K – количество отсчетов.

Для обработки использовались выборки, которые характеризовались стационарностью величин y_0 , $\overline{|y|}$ и R . При этом величины y_0 и R должны были удовлетворять условиям:

$$y_0 \rightarrow 0; R \rightarrow \frac{\pi}{2}.$$

Спектр микросейсмических фоновых микроколебаний вычислялся, как правило, с накоплением (примерно 50 выборок: скользящее окно длительностью 20 с перекрытием 50%).

Импульсные колебания выделялись автоматизированно программным способом с использованием критерия STA/LTA (отношение значений среднеквадратической амплитуды колебаний в коротком и длинном временных окнах). Для выделения ИК малой амплитуды (близкой к фоновой) использовалась процедура полосовой фильтрации сейсмической записи в нескольких частотных диапазонах, что позволяет заметно поднять соотношение сигнал/шум.

На рис. 2.1 приведен пример ИК релаксационного типа. В процессе обработки ИК определялось: количество ИК, амплитуда v_0 каждого ИК в очаге, видимый период колебаний T (преимущественная частота события $f = 1/T$) и эффективное количество периодов N , которые вносят основной вклад в сейсмическую энергию ИК (в большинстве случаев $N = 5–10$). Величина v_0

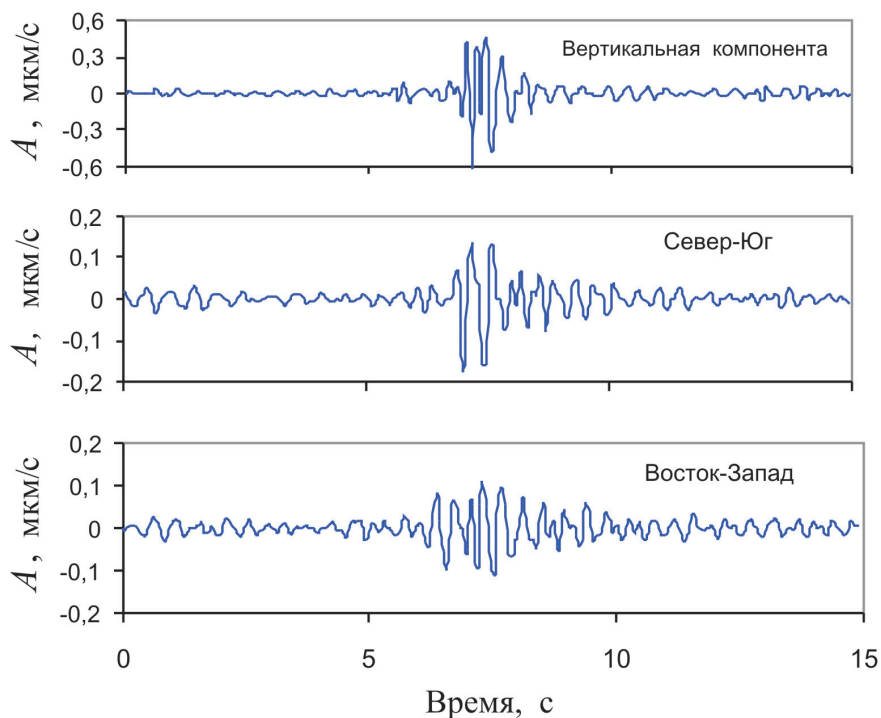


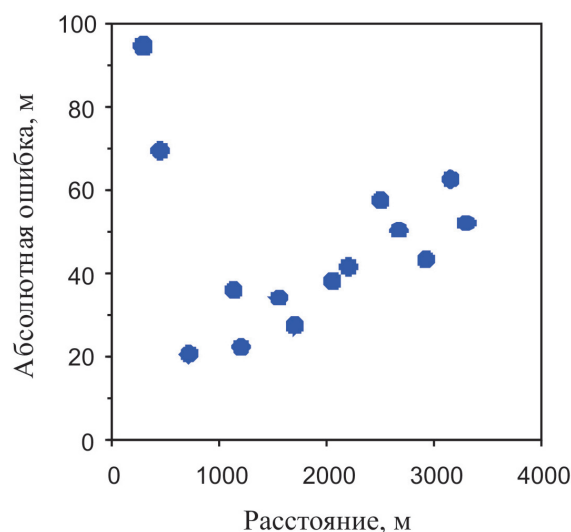
Рис. 2.1. Пример импульсного колебания релаксационного типа

вычислялась с использованием результатов локации очагов ИК и экспериментальной зависимости, определяющей затухание амплитуды сигнала v на локальных расстояниях r :

$$v \sim r^{-n}; n = 1,1-1,25.$$

Координаты очагов ИК определялись на основе уточнения итерационного решения системы уравнений, связывающей координаты гипоцентров и время возникновения события с временами вступления волны на пункты регистрации. Уточнение решения проводилось с помощью результатов поляризационной фильтрации сейсмической записи. Одновременно с этим (для более точного определения координат источника колебаний) проводилось фазовое группирование сигналов, зарегистрированных в разных пунктах, в пространственно-временной области. Это позволяло значительно повысить пространственную контрастность целевой функции, используемой для определения вероятности определения эпицентра ИК. Дополнительно с целью повышения точности локации очагов ИК (примерно в 10–15% случаев удается помимо координат эпицентра оценить также глубину очага) вычислялись первая и вторая производные целевой функции в точках наиболее вероятного положения гипоцентра (максимумов целевой функции) в двух взаимно перпендикулярных направлениях.

Рис. 2.2. Точность определения координат эпицентров импульсных микросейсмических событий взрывного типа



Точность определения координат очагов импульсных событий на основе используемого подхода проверялась в эксперименте. Для этого на одном из локальных участков земной коры проводилась серия взрывов зарядов ВВ массой 0,3–0,7 кг TNT, сейсмические волны от которых регистрировались малоапертурными сейсмическими группами, тождественными тем, которые использовались при регистрации микросейсмического фона. Результаты локализации очагов в виде абсолютной ошибки определения координат приведены на рис. 2.2 (здесь необходимо отметить, что сигналы, вызываемые взрывным источником, в отличие от ИК естественного происхождения характеризуются более резким вступлением и более регулярной структурой).

2.2. Корреляция между длиннопериодными и высокочастотными составляющими микросейсмического фона

Изучение длиннопериодных составляющих микросейсмического фона представляет самостоятельный интерес как с точки зрения оценки энергетической насыщенности микроколебаний земной коры [Widmer-Schmidrig, 2003; Peterson, 1993], так и для установления резонансных свойств неоднородной по структуре геофизической среды [Спивак, Кишкина, 2004] и роли космических факторов¹ в формировании режимов деформирования вещества Земли [Хаин, Халилов, 2009]. Особо следует отметить важность разработки способов

¹ Таких, например, как периодичности орбитального и осевого движения Земли, их вариации, собственные колебания планеты.

предсказания вероятных землетрясений на основе анализа низкочастотных сейсмических сигналов [Левин, Сасорова, 1999] и вариаций периодичностей сейсмических потоков как дискретной составляющей сверхдлиннопериодных возмущений [Соболев, 2003], а также описания внутриплитовых движений [Дьяконов и др., 1996].

Объективные сложности регистрации длиннопериодных колебаний (частоты ниже примерно 0,1 Гц), связанные с ограниченным динамическим диапазоном доступных средств сейсмической регистрации и их достаточно низкий по периодам порог¹ приводят к необходимости построения новых подходов к определению характеристик длиннопериодных колебаний по параметрам высокочастотных (1–100 Гц) составляющих сейсмического фона².

В связи с вышесказанным исследование преобразования энергии длиннопериодных сейсмических процессов в энергию высокочастотных составляющих микросейсмических шумов можно рассматривать как весьма актуальное.

Определение закономерностей передачи энергии между составляющими микросейсмического фона в разных частотных интервалах может рассматриваться одновременно и как источник информации о направленности деформационных процессов в земной коре блочно-иерархического строения. Действительно, деформационные процессы в земной коре осложнены наличием в ней иерархической блочной структуры. Можно предполагать, что сложно структурированная среда, состоящая из более или менее монолитных блоков, перемежающихся зонами повышенного деформирования материала (межблоковые промежутки) разного масштаба, предстает в виде набора определенных фильтров, которые определяют частотный состав местного микросейсмического шума.

Внешние воздействия различной интенсивности и частотного состава активизируют структурные блоки определенного размера [Родионов и др., 1986; Кочарян, Спивак, 2003] (ранг активизируемых блоков соответствует пространственным и временным характеристикам воздействия). Особенности деформирования среды на последующих этапах определяются внутренней иерархической структурой этих блоков, а также структурой окружающей среды. При этом одним из важных вопросов является установление направленности развития инициированных деформационных процессов, а именно: деформация первоначально активизированной структуры вызывает консолидацию блоков на более низком иерархическом уровне (т.е. происходит консолидация активизированных блоков и блоков более низкого ранга), либо деформация передается на более высокий иерархический уровень, вызывая активный деформационный процесс внутри первоначально активизированного блока (составляющие его блоки меньшего размера «подстраиваются» под новое напряженно-деформированное состояние активизированного блока)? Иерар-

¹ Верхняя граница (по периодам регистрируемых событий) наиболее распространенных в сейсмологической практике сейсмоприемников STS-1 и STS-2 составляет соответственно 300 и 120 с.

² Аппаратура и методы анализа высокочастотного сейсмического шума не вызывают особых затруднений.

хическая направленность деформационного процесса в процессе преобразования энергии одних иерархических уровней в другие определяет помимо прочего особенности преобразования, а также направленности перетоков энергии и структурной перестройки внутри среды.

Один из возможных путей решения этого вопроса также связан с исследованием связей между длиннопериодными возмущениями и высокочастотными составляющими микросейсмического фона [Кочарян, Кабыченко, 2003; Кабыченко, Павлов, 2006].

Одними из первых успешных исследований в этом направлении является работа [Рыкунов и др., 1982]. В этой работе на основе анализа микросейсмического шума были получены первые корреляционные соотношения между интенсивностью штормовых микросейсм в диапазоне периодов 4–9 с и огибающей узкополосной составляющей высокочастотного сейсмического шума на сейсмической станции «Обнинск» (обрабатывались огибающие на частоте 27 Гц). В качестве основного результата в работе [Рыкунов и др., 1982] получена значимая корреляция между интенсивностью микросейсмической бури и уровнем высокочастотного сейсмического шума на выбранной частоте. При этом отмечено некоторое запаздывание по времени между возрастанием уровня микросейсм и уровнем высокочастотных сейсмических шумов.

В настоящей работе исследовались корреляционные соотношения между амплитудными вариациями микросейсмического фона в разных частотных диапазонах: 0,01–0,1 и 1–20 Гц (последний разбивался на поддиапазоны шириной 2–4 Гц).

Объекты и метод исследований. Рассмотрим результаты сейсмической регистрации, выполненной в период с 2006 по 2009 г. в разных регионах России. Привлекались данные сейсмической станции МНУ (геофизическая обсерватория «Михнево» ИДГ РАН) [Спивак и др., 2005], а также результаты сейсмической регистрации, выполненной в период с 4 по 23 августа 2009 г. в пос. Аршан (Тункинская система рифтовых впадин юго-западного участка Байкальской рифтовой зоны [Адушкин и др., 2011а; Иванченко и др., 2009]).

Было выполнено сравнение амплитудных вариаций составляющих сейсмического фона в частотных диапазонах 0,01–0,1 Гц; 0,1–1 Гц; 1–2 Гц; 2–4 Гц; 4–6 Гц; 6–8 Гц; 8–10 Гц и 10–20 Гц (оценка уровня колебаний в разных частотных диапазонах производилась по результатам расчета среднеквадратических значений амплитуды по пяти- и двадцатиминутным интервалам). С целью характеристики корреляционных соотношений вычислялись коэффициенты ранговой корреляции Спирмена [Сидоренко, 2001].

С учетом результатов работы [Рыкунов и др., 1982] проводился сопоставительный анализ вариаций низкочастотной составляющей и следующих за ними наиболее близких по времени вариаций высокочастотных колебаний (рис. 2.3). Как видно из рис. 2.3, после увеличения интенсивности микросейсмического фона в частотном диапазоне 0,01–0,1 Гц с некоторой задержкой (примерно 2–3 ч) наблюдаются амплитудные вариации фона на частотах 1–10 Гц.

Объектами исследований являлись амплитудные вариации микросейсмического фона, несинхронные в длиннопериодной и высокочастотной частях

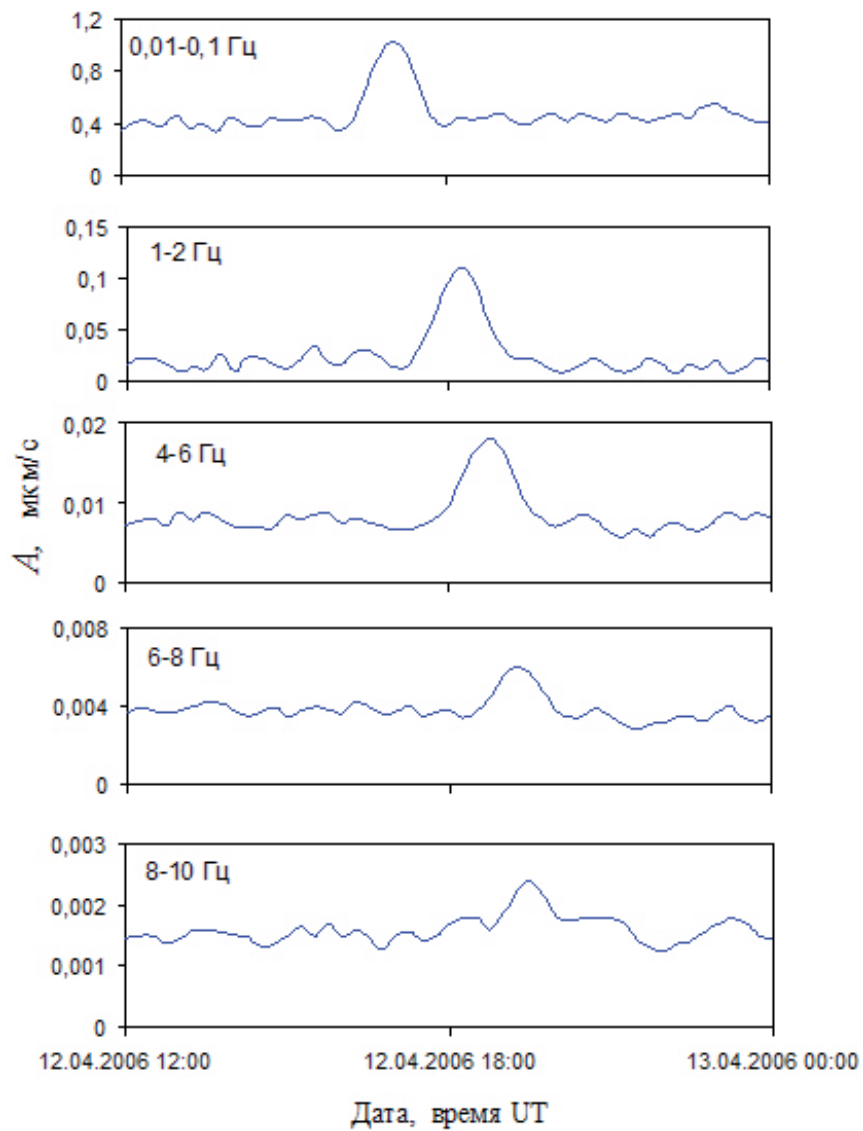


Рис. 2.3. Пример амплитудных вариаций микросейсмического фона (сейсмическая станция MNV) в разных частотных диапазонах (приведены в поле рисунка); результат усреднения в скользящем окне шириной 15 мин

спектра¹. Здесь следует отметить, что наряду с указанными в сейсмических записях присутствуют также вариации сейсмического фона, проявляющиеся

¹ Отметим, что помимо отклика резонансных структур земной коры на внешние возмущения несинхронность колебаний в разных частях спектра может быть связана также с дисперсионными особенностями сигналов [Shapiro, Campillo, 2004].

одновременно во всей полосе рабочих частот, а также вариации длиннопериодной составляющей, которые не сопровождаются возмущением высокочастотных составляющих фона (в качестве примера можно привести возмущения сейсмического фона в частотном диапазоне 0,01–0,1 Гц вследствие циклонической активности [Адушкин и др., 2008; Локтев, Спивак, 2007]). Не обсуждая природу и конкретные механизмы возникновения несинхронных вариаций фоновых микроколебаний¹, отметим, что указанные колебания исключались из рассмотрения. Анализировались непродолжительные по времени (длительностью 0,5–5 ч) длиннопериодные возмущения², сопровождающиеся вариациями высокочастотных составляющих сейсмического шума. Признаками того, что амплитудные вариации шума на высоких частотах являются следствием длиннопериодного возмущения, служили: 1) возмущения фона на высоких частотах, следующие практически сразу за длиннопериодными; 2) сходство огибающих длиннопериодных и короткопериодных вариаций фона; 3) достаточно высокая корреляция между указанными огибающими при определенных временах сдвига.

Связь сейсмического шума с длиннопериодными возмущениями. Хорошо известно, что возмущение среды приводит к возрастанию амплитуды сейсмического фона. В качестве примера на рис. 2.4 приведены данные, полученные Н. Ekstrom [www.ldeo.columbia.edu/~ekstrom/Research/Noise/] при анализе глобального сейсмического фона (привлекаются данные с 200 сейсмических станций, расположенных в разных районах мира). Отчетливо видно, что крупные землетрясения вне зависимости от положения очага вызывают глобальное увеличение амплитуды микросейсмического фона. Это означает, что даже слабые возмущения в виде сейсмических волн от удаленных землетрясений вызывают в среде процессы, результатом которых являются ее достаточно продолжительные колебания (как видно из рис. 2.4, длительность возмущения сейсмического шума может достигать нескольких часов). При этом более длительные возмущения отмечаются для более высокочастотных составляющих фоновых колебаний.

Другой пример связан с увеличением среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона при барических вариациях в атмосфере [Адушкин и др., 2008], когда деформирование приповерхностных участков земной коры вызывает отклик в виде амплитудных вариаций микросейсмического шума в разных частотных диапазонах в зависимости от источника и характера барических вариаций. В отличие от первого примера, здесь следует отметить, что вызванные длиннопериодным воздействием, например антициклоном, амплитудные вариации сейсмического фона в диапазоне частот 0,1–1 Гц не приводят к коррелированным с ними вариациям фона в более высокочастотной области, что наблюдается в случае вариаций интенсивности микросейсм [Ры-

¹ Наряду с классическими микросейсмами в сейсмическом фоне присутствуют длиннопериодные вариации импульсной формы с неустановленным в настоящее время источником [Кабыченко, Павлов, 2006].

² Для настоящих исследований пригодны сигналы как естественного, так и техногенного происхождения.

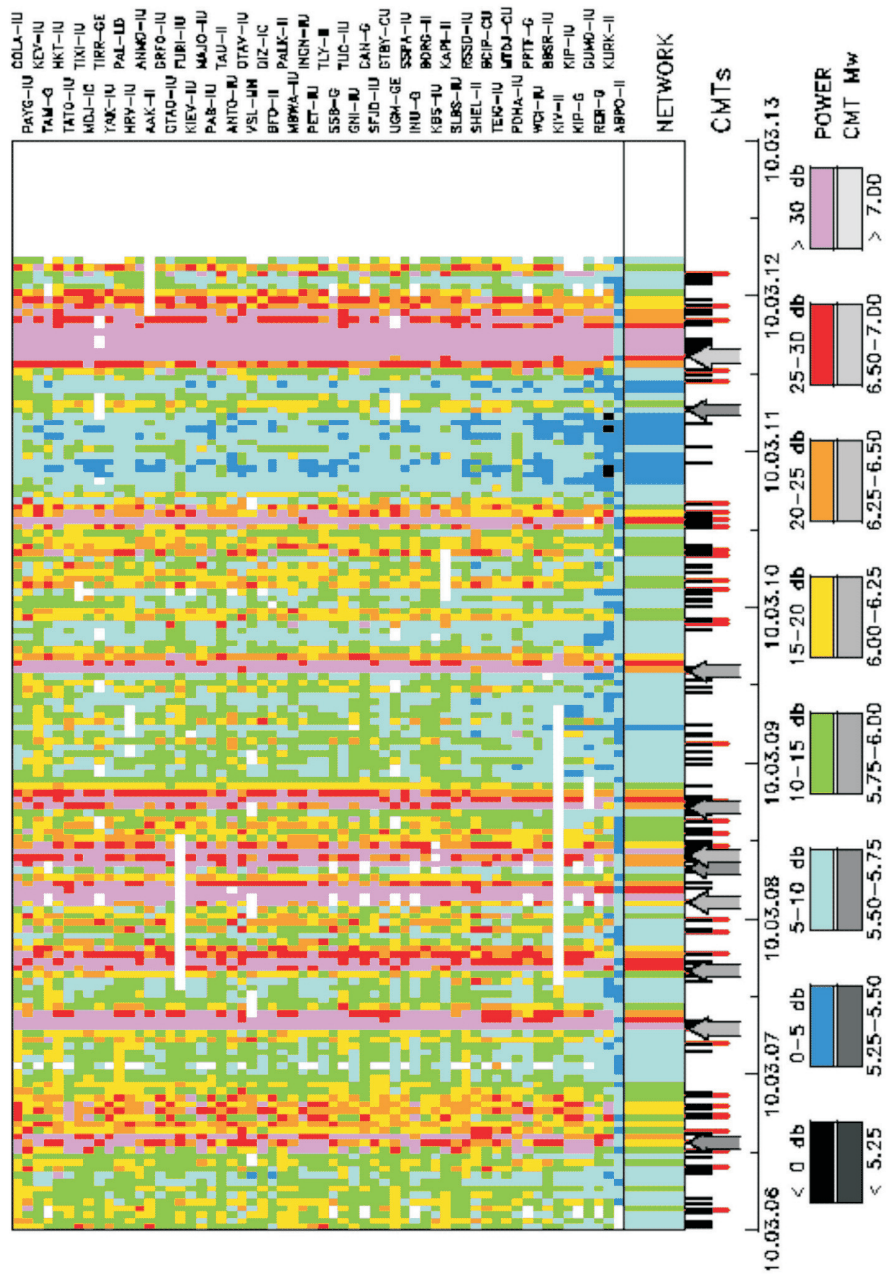


Рис. 2.4. Интенсивность микросейсмических колебаний с периодом 23 с на сейсмических станциях IRIS GSN и других станциях мировой сейсмической сети (интенсивность вертикальной компоненты приведена в виде отклонения от зависимости Петерсона [Peterson, 1993; Okada, 2003] в дБ). Стрелками обозначены времена зарегистрированных землетрясений с магнитудой >4,0

кунов и др., 1982]. По всей видимости, это может быть связано с механизмом воздействия: деформирование среды с малыми скоростями деформирования в отсутствие знакопеременных движений вызывает активизацию блоковых структур только определенного размера (эффект резонансного отклика), причем активизированные блоки деформируются консолидированно¹ (преобразование энергии длиннопериодных движений в высокочастотные колебания отсутствует). В том случае, когда внешнее воздействие представляет собой цуг знакопеременных колебаний с достаточно высокой скоростью деформирования среды, сначала, что естественно, активизируются блоки с размерами, соответствующими частоте возмущения, а затем происходит перестройка их внутренней структуры в виде активизации движений блоков более высокого ранга (внутренняя структура «подстраивается» под изменения формы составного блока).

В этом смысле с решением вопроса о направленности «перекачки» энергии (от длиннопериодных колебаний в высокочастотные или наоборот) непосредственно связано понимание того, каким именно образом происходит в среде структурная перестройка, а именно: направленность преобразования структуры происходит от блоков большего размера к блокам меньшего размера, или наоборот – деформация большого структурного блока является результатом квазинезависимого деформирования составляющих его блоков меньшего размера?²

Здесь следует отметить, что, по всей вероятности, существует предельный размер максимальной структуры, на которую может влиять определенный класс воздействий (размер активизируемого блока должен соответствовать частоте и энергетике внешнего воздействия).

Результаты анализа данных. С целью установления количественной связи между возмущениями сейсмического фона в разных частотных диапазонах анализировались корреляционные соотношения между их амплитудными вариациями. Коэффициент корреляции между уровнями сейсмического шума в разных частотных диапазонах вычислялся в зависимости от величины временного сдвига T . В качестве примера на рис. 2.5 приведены значения коэффициента корреляции K между огибающими амплитудных вариаций микросейсмического шума для двух случаев: для частотных диапазонов 0,01–0,1 и 1–10 Гц и 2–4 и 8–10 Гц (положительное смещение вдоль временной оси соответствует запаздыванию отклика колебаний с большей частотой). Из рис. 2.5 можно сделать предварительные выводы о том, что, во-первых, действительно наблюдается запаздывание вариаций более высокочастотных колебаний

¹ В соответствии с концепцией блочно-иерархического строения земной коры по М.А. Садовскому многогранговая структура геофизической среды может быть представлена в виде набора консолидированных и деконсолидированных блоков в зависимости от условий деформирования.

² В отличие от настоящей книги в работе [Рыкунов и др., 1982] в качестве механизма преобразования энергии длиннопериодных сейсмических колебаний в энергию высокочастотного сейсмического шума рассматривается переизлучение энергии при локальном трещинообразовании.

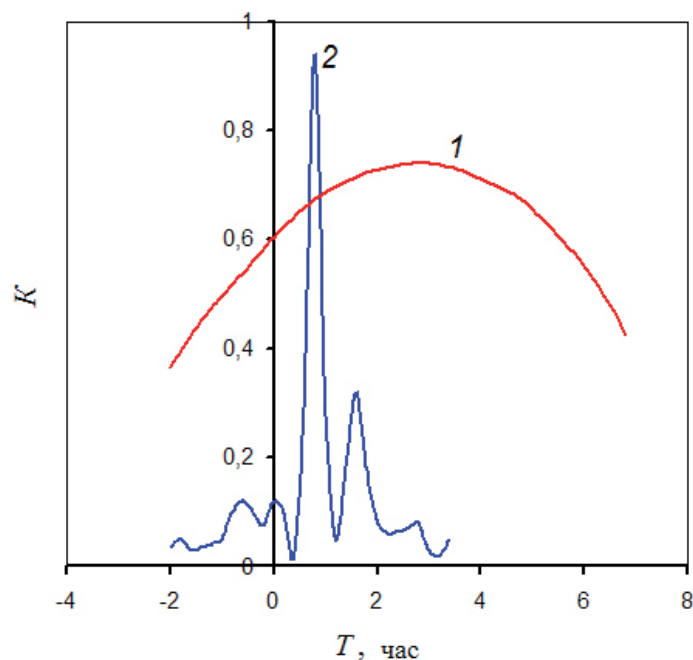


Рис. 2.5. Значения коэффициента корреляции K между огибающими длиннопериодной (период от 10 до 100 с) и высокочастотной (1–10 Гц) составляющими микросейсмического фона (1) и между среднеквадратическими вариациями амплитуды фона в частотных диапазонах 2–4 Гц и 8–10 Гц (2) в зависимости от времени сдвига для сейсмической станции МНУ (12.04.2006 г.). Превышение длиннопериодной составляющей над фоновыми значениями составляет 1,8, длительность длиннопериодного возмущения около 5 ч

относительно колебаний с меньшей частотой (максимальная корреляция между колебаниями с большей частотой и меньшей частотой наблюдается с запаздыванием), и во-вторых, отмечается явное уменьшение относительного запаздывания с ростом частоты. Это хорошо демонстрирует рис. 2.6, на котором приведены времена сдвига отклика в зависимости от частотного диапазона. Видно, что с увеличением частоты запаздывание отклика относительно предыдущего частотного диапазона монотонно уменьшается¹. Характерно также, что зависимость времени запаздывания отклика от частоты существенно различается для разных районов.

Более детальный анализ показывает, что значение коэффициента корреляции зависит от амплитуды длиннопериодного возмущения, а именно: чем больше превышение среднеквадратической амплитуды длиннопериодного возмущения над фоновыми значениями, тем выше значения K (рис. 2.7).

¹ При этом наблюдается монотонное увеличение запаздывания относительно диапазона с минимальной частотой.

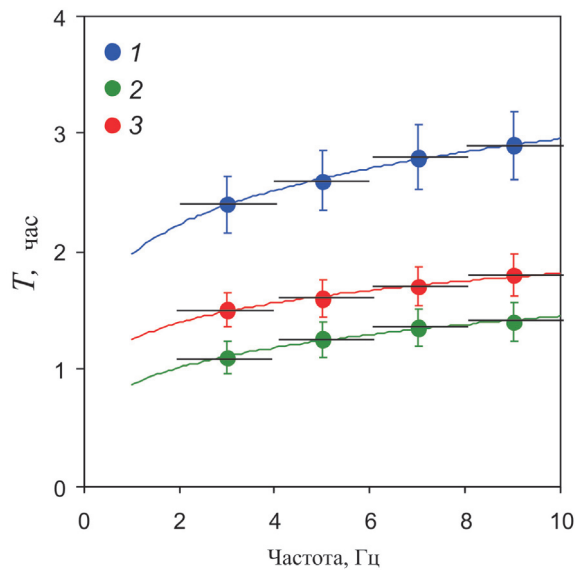


Рис. 2.6. Среднее значение времени сдвига по всем амплитудам длиннопериодного возмущения, при котором достигается максимальная корреляция между длиннопериодными возмущениями микросейсмического фона и его высокочастотными составляющими; сейсмические станции: 1 – МНВ, 2 – Воркута, 3 – Аршан. Горизонтальные линии – диапазон частот, вертикальные – погрешность определения величины

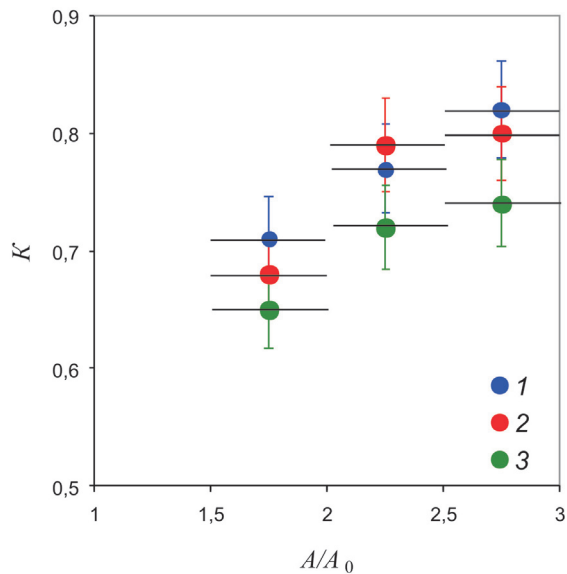


Рис. 2.7. Коэффициент корреляции между огибающими длиннопериодного возмущения и высокочастотными составляющими микросейсмического фона для разных относительных превышений амплитуды длиннопериодного возмущения над фоновыми значениями; сейсмические станции: 1 – МНВ; 2 – Воркута; 3 – Аршан. Горизонтальные отрезки – рассматриваемый диапазон превышений A/A_0 , вертикальные – среднеквадратическое отклонение

Связь между длиннопериодными и высокочастотными составляющими при возмущении фона землетрясениями. Особый интерес представляет рассмотрение корреляционных соотношений между амплитудными вариациями фона в разных частотных диапазонах в период значительных по амплитуде и продолжительных возмущений: распространения сейсмических волн от удаленных землетрясений. Визуальный анализ сейсмических записей свидетельствует о том, что возмущения, вызванные землетрясениями, проявляются одновременно во всех частотных диапазонах. Тем не менее более детальный анализ корреляционных соотношений показывает, что все значительно сложнее. Действительно, максимальная корреляция между длиннопериодной и высокочастотными составляющими сейсмических колебаний, вызванных землетрясением, наблюдается при нулевом сдвиге по времени, что хорошо демонстрирует пример, приведенный на рис. 2.8. Однако, как это хорошо видно на рис. 2.8, при некотором сдвиге по времени между длиннопериодными и высокочастотными составляющими наблюдается второй, также значительный по амплитуде максимум. Следует отметить, что такой же второй максимум на зависимости $K(T)$ отмечается и при вычислении коэффициента корреляции между составляющими колебаний в соседних частотных интервалах (рис. 2.8).

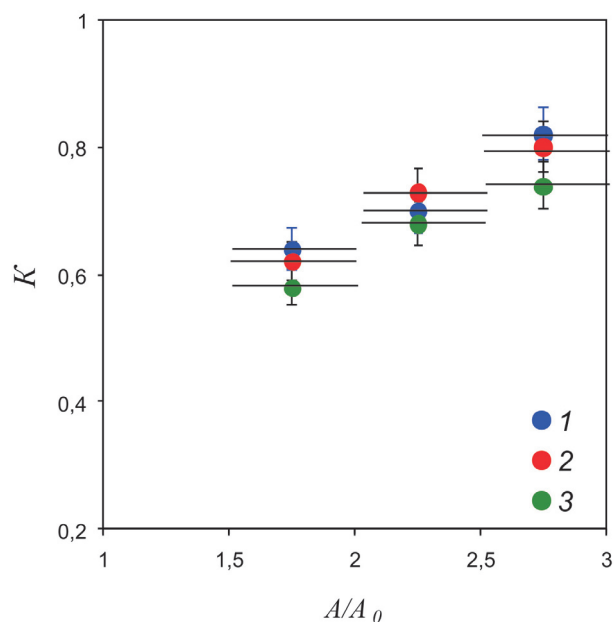


Рис. 2.8. Коэффициент корреляции между составляющими сейсмического фона в разных частотных диапазонах при регистрации землетрясения (Курилы, 13.01.2007 г. $M = 8,4$) сейсмической станцией МНУ: 1 – между длиннопериодной составляющей (0,01–0,1 Гц) и колебаниями в частотном диапазоне 1 – 2 Гц; 2 – между колебаниями в частотных диапазонах 1–2 Гц и 4–6 Гц; 3 – между колебаниями в частотных диапазонах 2–4 Гц и 8–10 Гц

Обнаруженную немонотонность изменения коэффициента корреляции в зависимости от величины сдвига нельзя объяснить только сложной волновой структурой сейсмического сигнала от землетрясения. Можно предполагать, что рост корреляции с увеличением временного сдвига связан с задержкой отклика более высокочастотных составляющих колебаний на вариации длиннопериодной составляющей. Действительно, если придерживаться высказанного выше предположения о том, что возмущение передается эстафетно от резонансных структур более низкого рангового уровня к более высоким, то наряду с процессом одновременного «возбуждения» всех иерархических структур среды в результате прихода широкополосного сейсмического сигнала одновременно происходит перераспределение энергии колебаний между длиннопериодными и высокочастотными составляющими колебаний. Причем это перераспределение происходит (что естественно) с задержкой.

Первые результаты рассмотрения корреляционных соотношений, приведенные в настоящей работе, свидетельствуют о сложной связи между амплитудными вариациями сейсмического фона в разных частотных диапазонах и, как следствие, о сложном режиме процессов, протекающих в блочно-иерархической системе земной коры. Не претендуя на обобщение, отметим, что установленный факт запаздывания отклика более высокочастотных составляющих колебаний на длиннопериодные возмущения имеет не только самостоятельное значение, но одновременно с этим ставит задачу о рассмотрении соотношения между амплитудными вариациями (периодичностями и циклическими) фоновых колебаний в разных частотных диапазонах и в периоды отсутствия значимых возмущений длиннопериодной составляющей, а также при возмущениях квазимонохроматического характера.

2.3. Временные вариации фоновых микроколебаний

Временные вариации амплитудных и спектральных характеристик микросейсмического фона являются одной из наиболее важных характеристик механического состояния локальных участков земной коры, а также интенсивности, механизмов и направленности геодинамических процессов. Результаты цифровой сейсмической регистрации свидетельствуют о сложном характере изменения амплитуды и спектра фоновых микросейсмических колебаний со временем. При этом отмечается отличие временных вариаций параметров микросейсмического фона в разных частотных диапазонах. Так, в диапазоне частот 0,1–10 Гц отчетливо выделяются периодичности 1; 2,8; 8,5 года и 30,5 сут (рис. 2.9). При этом наибольшими амплитудными вариациями характеризуются периодичности 1 год и 30,5 сут (например, вариация амплитуды микросейсмического фона с периодичностью 1 год достигает 250 нм/с).

Вариации амплитуды высокочастотной составляющей микросейсмических колебаний (0,5–40 Гц) проявляются более сложным образом. Наряду с

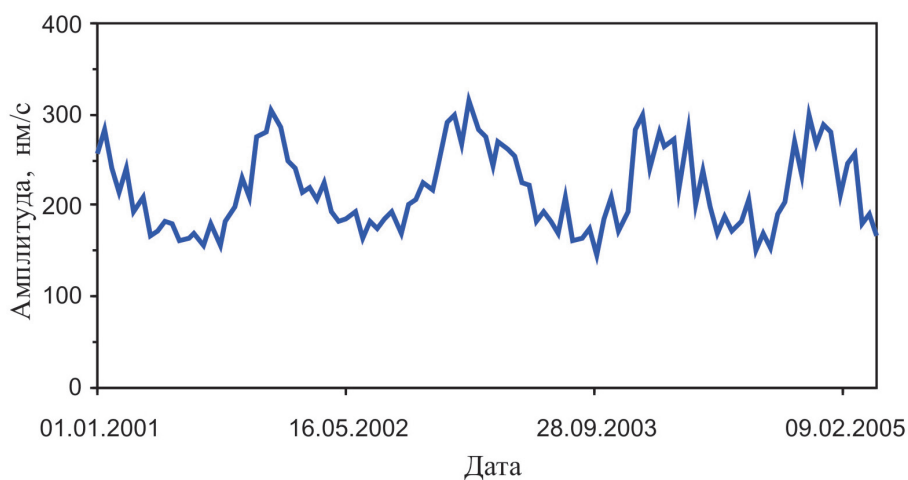


Рис. 2.9. Сезонные вариации амплитуды (среднеквадратическое значение по суточным интервалам) в частотном диапазоне 0,1–0,5 Гц (сейсмостанция МНУ)

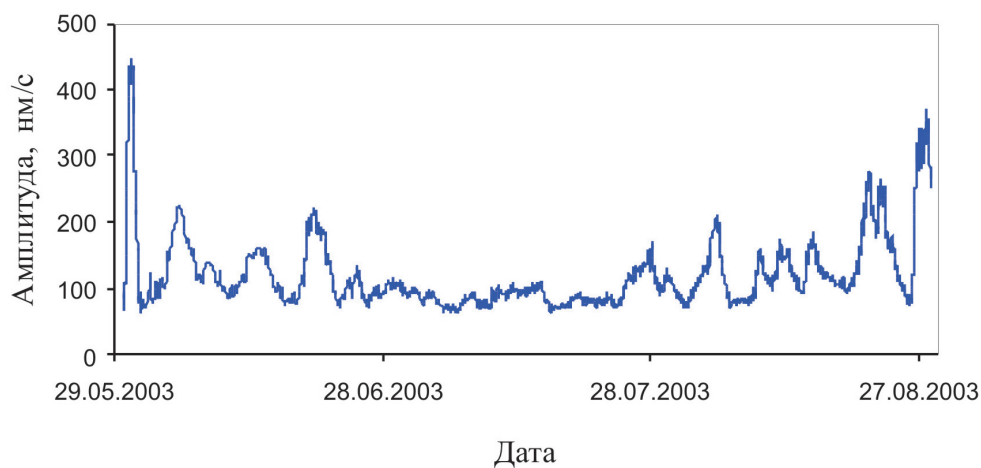


Рис. 2.10. Временные вариации среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона (вертикальная компонента) в частотном диапазоне 0,5–40 Гц (сейсмостанция МНУ)

периодичностью 1 год, 30,5 и 4,9 сут указанные вариации характеризуются циклическими изменениями амплитуды (рис. 2.10). Длительность одного цикла, который характеризуется последовательным уменьшением и увеличением амплитуды микросейсмического фона, составляет около 3 мес.

Суточные вариации амплитуды микросейсмического фона в диапазоне 0,5–10 Гц нестабильны во времени (периоды выраженных суточных вариаций чередуются с периодами их отсутствия), однако в среднем характеризуются

периодичностью ~24 ч (рис. 2.11). При этом максимальные значения амплитуд микросейсмического фона приходятся примерно на 10–11 ч, минимумы приурочены к 3–4 ч местного времени.

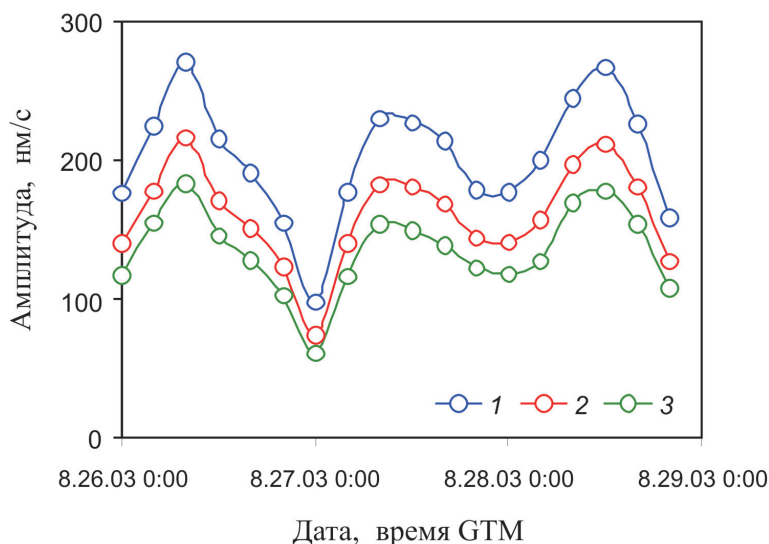


Рис. 2.11. Пример суточных вариаций среднеквадратической (1), средней (2) и медианы (3) амплитуды микросейсмического фона в частотном диапазоне 0,5–10 Гц (сейсмо-станция MNV)

Характер временных изменений спектральных характеристик микросейсмического фона свидетельствует о значительных вариациях амплитуды спектральной мощности микросейсмических колебаний на частотах свыше 5 Гц (в качестве примера на рис. 2.12 приведены спектральные плотности мощности микросейсмических колебаний (СПМ), полученных в разное время).

Анализ вариаций СПМ микросейсмического фона (анализировались значения СПМ на частоте 9 Гц) показал наличие периодичностей 7 мес и ~19 лет. Это близко к периодичностям вариаций среднего за сутки значения вертикальной составляющей приливной силы [Авсюк, 1996; Мельхиор, 1968]. В меньшей степени выражены периодичности ~7 и ~14 сут.

Наблюдаются также временные вариации амплитуд квазигармонических колебаний, которые проявляются на спектрах в виде пиков с частотами $f_i = 3,18; 4,5; 6,3; 8,3; 10; 12,5; 14,5$ и $16,6$ Гц. Периодичности вариаций амплитуд квазигармонических колебаний практически совпадают с вариациями амплитуды микросейсмического фона. При этом отмечаются большие вариации относительных спектральных амплитуд квазигармонических колебаний резонансного типа ($f_i = 8,3$ и $14,5$ Гц) по сравнению с квазигармоническими колебаниями техногенного происхождения ($f_i = 12,5; 16,5$ и $24,5$ Гц) (под относительной спектральной амплитудой понимается отношение амплитуд на

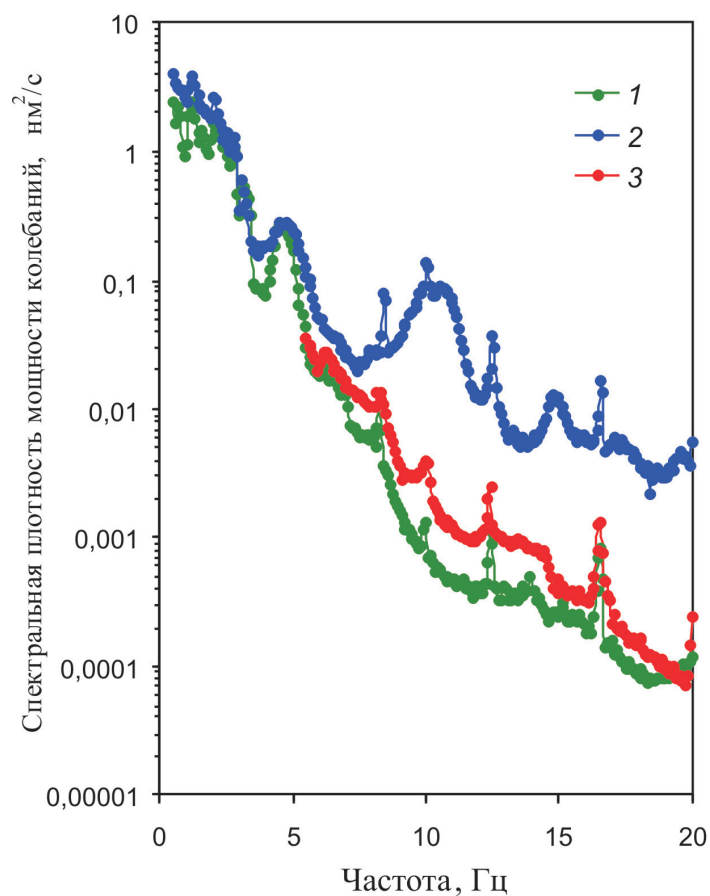


Рис. 2.12. Спектральная плотность мощности микросейсмических колебаний на сейсмостанции МНУ: 1 – 04.07.1992 г.; 2 – 12.08.1992 г.; 3 – 26.12.2005 г.

частоте f_i к фоновым значениям). Следует отметить, что вариации значений f_i не связаны с вариациями амплитудных и спектральных характеристик микросейсмического фона и определяются интервалами изменения, характерными для квазигармонических колебаний техногенного и резонансного типа (соответственно 0,05 и 0,2 Гц).

Наблюдаемые повсеместно периодичности и цикличности микросейсмических колебаний представляются важной характеристикой постоянно протекающих геодинамических процессов. Особый интерес представляет корреляция наблюдаемых периодичностей микросейсмического процесса с периодичностями слабых по амплитуде земных приливов в результате воздействия Луны и Солнца, роль которых в формировании структуры Земли и характера диссипативных процессов в недрах нашей планеты может быть существенной.

2.4. Импульсные события релаксационного типа

При анализе релаксационных процессов в земной коре микросейсмический фон следует рассматривать в качестве постоянно присутствующего вибровоздействия, которое может оказывать систематическое влияние на энергообменные процессы, включая сеймотектонические и газо- и флюидодинамические процессы. В самом общем виде микросейсмический фон состоит из суперпозиции колебаний со статистически минимальной амплитудой в выбранном временном интервале (собственно фон), регулярных сейсмических сигналов естественного (удаленные землетрясения, шумы морей и океанов, барические вариации и т.п.) и техногенного (транспортные и другие помехи) происхождения и, наконец, из импульсных микроколебаний (ИК), которые сопутствуют местным релаксационным процессам в земной коре и могут рассматриваться в качестве некоторого аналога микроземлетрясений.

Указанные микросейсмические импульсы составляют то, что допустимо назвать дискретными проявлениями, другими словами, дискретной составляющей микросейсмического фона.

Количество импульсов зависит от конкретных характеристик (структурных, вещественных и т.д.) исследуемого участка земной коры и может составлять в зависимости от действующих в среде напряжений величину от 0,5 до нескольких сотен импульсов в час.

Релаксационные процессы являются результатом высвобождения части напряжений земной коры и сопровождаются микродеформациями в виде скачкообразного стесненного поворота или сдвига структурных блоков разного размера. В этом отношении представляет интерес сопоставление количества актов релаксации в среде и амплитуды микросейсмического фона. Отметим, что сопутствующие релаксации ИК представлены широким спектром амплитуд и частот, причем, как и в случае землетрясений, количество ИК заметно растет с уменьшением амплитуды. Релаксационные процессы, характеризующиеся малой величиной высвобождающейся энергии (следовательно, малой амплитудой ИК), наблюдаются повсеместно. В качестве меры интенсивности релаксационных процессов, происходящих на конкретном участке земной коры, может служить количество ИК N с амплитудой, например, более чем в 2–3 раза превышающей фоновую амплитуду A .

Влияние амплитуды микросейсмического фона на интенсивность эмиссии ИК. Исследованиями установлено, что интенсивность релаксационных процессов хорошо коррелирует с амплитудой фоновых микроколебаний. В качестве примера на рис. 2.13 показано изменение количества актов релаксации более чем за 4-летний период (январь 2001 г. – февраль 2005 г.) совместно с амплитудой фоновых микроколебаний для сейсмической станции МНУ (здесь и далее величина N обозначает количество ИК с амплитудой, в 2,5 раза превышающей фоновую). Из рис. 2.13 видно, что временные вариации интенсивности релаксационных процессов с высокой долей вероятности (коэффи-

циент корреляции $K = 75$ на уровне значимости 0,095) определяются амплитудой фоновых микросейсмических колебаний в диапазоне частот 0,1–10 Гц.

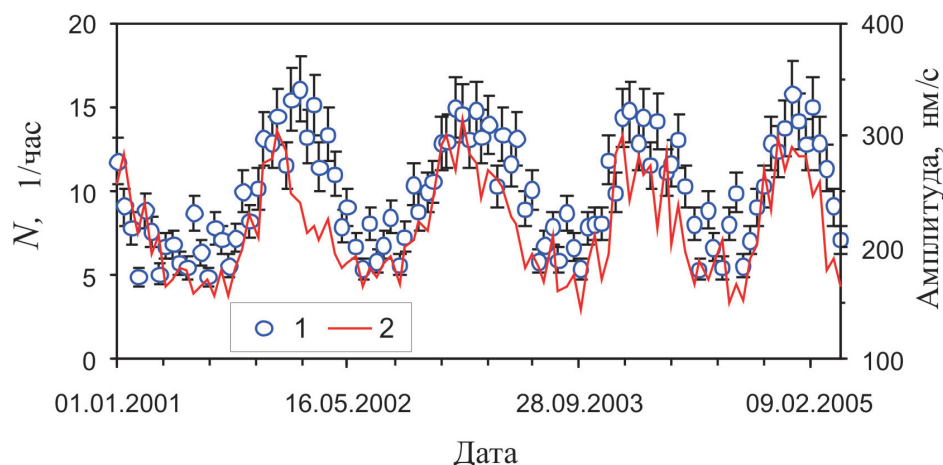


Рис. 2.13. Интенсивность ИК (1) и амплитуда микросейсмического фона A (2) на Приокском участке НРТС (вертикальные черточки – дисперсия значений N)

В свою очередь, на рис. 2.14 приведена зависимость $N(A)$, установленная путем прямого сопоставления величин A и N , в частности, приведенных на рис. 2.14 (интервал усреднения 10 сут). В отличие от района НРШЗ, расположенного в центральной части Восточно-Европейской платформы, район высокой тектонической активности (очаговая зона Алтайского землетрясения) характеризуется существенно большей интенсивностью релаксационных процессов в земной коре (в среднем количество ИК с амплитудой, превышающей 20 мкм/с, составило около 200 событий в час). При этом наилучшая корреляция между количеством актов релаксации и амплитудой фоновых микроколебаний наблюдается для спектральной составляющей микросейсмических колебаний 0,5–40 Гц. В качестве примера на рис. 2.15 приведены совместно временные вариации $A(t)$ и $N(t)$, полученные по результатам сейсмической регистрации в пос. Акташ в период с 16 по 18 июля 2004 г. (коэффициент корреляции между величинами A и N составляет 0,73).

Рассмотренные результаты соответствует представлениям о влиянии вибровоздействий различного частотного состава и амплитуды на изменение механических характеристик межблоковых промежутков, вызывая, например, снижение сцепления между соседними блоками, что создает более благоприятные условия для их дифференциальной подвижки. Получает, в частности, объяснение тот факт, что высокочастотные микровибрации приводят к установлению скачкообразного режима деформирования материалов как кристаллической, так и аморфной структуры (вибровоздействие выступает в этом случае в роли триггера элементарных деформаций).

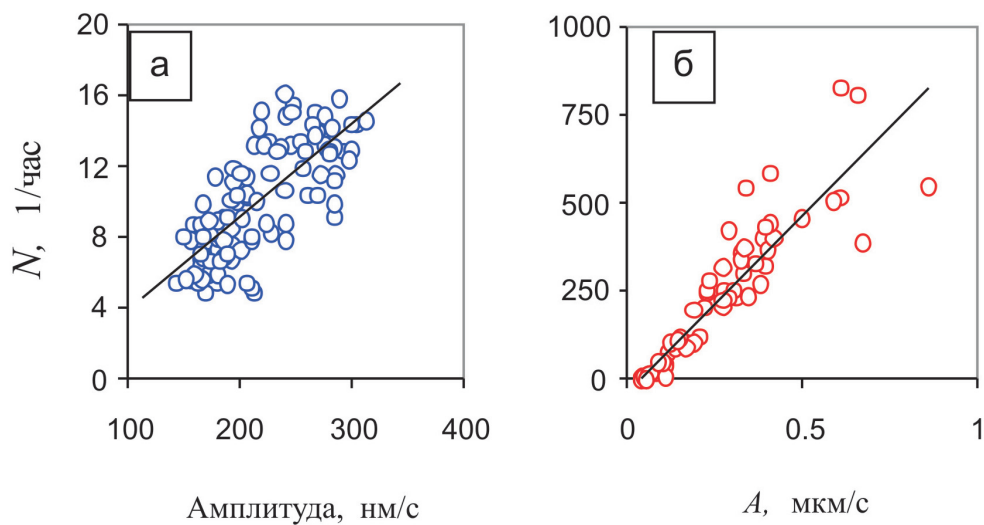


Рис. 2.14. Соотношение $N(A)$ для района НРШЗ (а) и Курайской разломной зоны в Горном Алтае (б)

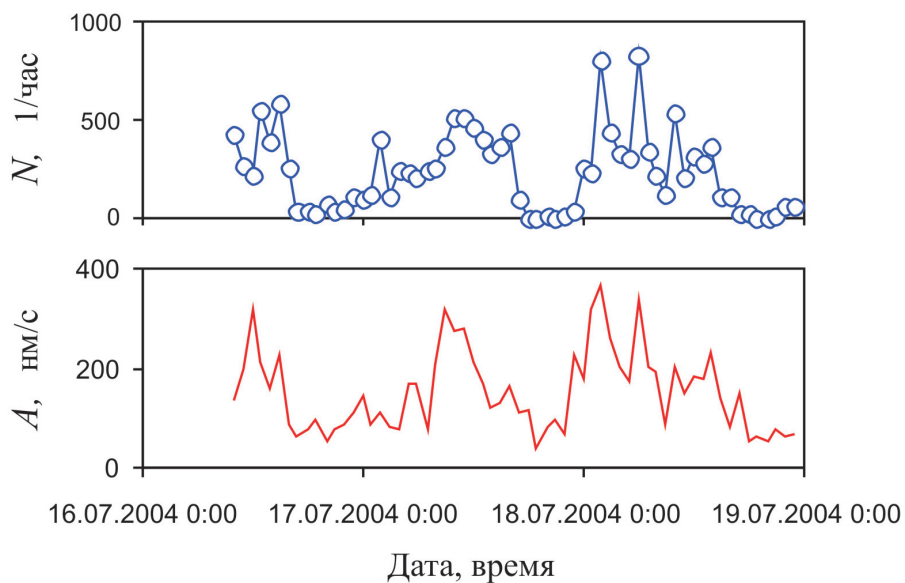


Рис. 2.15. Временные вариации интенсивности релаксаций и амплитуды микросейсмического фона в частотном диапазоне 0,5–40 Гц для района с высокой тектонической активностью

Таким образом, рассмотренные данные свидетельствуют о достаточно высокой корреляции между величинами N и A (рис. 2.13 и 2.15) и, в частности, об очевидной тенденции роста интенсивности ИК с увеличением амплитуды

микросейсмического фона (рис. 2.14). Этот результат позволяет сделать следующий важный вывод: роль микросейсмических колебаний в формировании режима релаксационных процессов в земной коре является весьма существенной. Не исключено, что микросейсмические колебания способствуют не только накоплению упругой энергии на неоднородностях земной коры, но и являются триггером для ее высвобождения.

Маркировка разломных зон. Специфика разломных зон, связанная со сложной блочной структурой и повышенной деформируемостью заполняющего их материала, определяет особенности микросейсмического поля в зонах влияния разрывных нарушений. В первую очередь, влияние разломов сказывается на дискретной составляющей высокочастотного микросейсмического фона, представленной импульсами релаксационного типа, координаты очагов которых с достаточной для практических оценок точностью определяются сейсмическими методами.

Особенности сейсмического фона, связанные с наличием дискретной составляющей в виде слабых сейсмических импульсов релаксационного типа [Спивак, Спунгин, 1998], позволяют ранжировать отдельные участки земной коры по интенсивности релаксационных процессов, которую можно характеризовать количеством импульсных сигналов, сопровождающих релаксацию блоков, и их амплитудой. Опыт показывает, что разломные зоны либо их активные на современном этапе участки хорошо маркируются очагами микросейсмических импульсов. В качестве примера на рис. 2.16 приведены результаты сейсмических наблюдений, выполненных на южной окраине Московской синеклизы (северный структурный блок приокского участка НРШЗ).

Данные рис. 2.16 свидетельствуют о локализации очагов импульсных событий релаксационного типа с сейсмической энергией, превышающей ~5–10 Дж, в зонах влияния разломов разного порядка (используемые малоапертурные сейсмические группы позволяют регистрировать на исследуемой площади ИРТ с энергией, превышающей примерно 3–5 Дж).

Более того, со временем кластеризация очагов и амплитудные параметры импульсных событий могут изменяться. Величина этих изменений характеризует изменение напряженно-деформированного состояния разных участков разломных зон [Спивак, Кишкина, 2004], которое, в свою очередь, может приводить к консолидации среды и изменению параметров сейсмического режима, как было отмечено выше. При этом важно при проведении сейсмологического мониторинга не ограничиваться получением традиционных параметров очагов землетрясений (время, координаты, магнитуда, глубина очага), но определять и включать в каталог такие параметры, как амплитуда подвижки и размер очага.

Локализация очагов ИРТ позволяет идентифицировать динамически активные структуры, приуроченные к разломным зонам, на поверхности земной коры. При этом, привлекая статистические данные об интенсивности релаксации (количество микросейсмических импульсов, их амплитудные и энергетические характеристики), можно осуществлять ранжирование разломов по их активности.

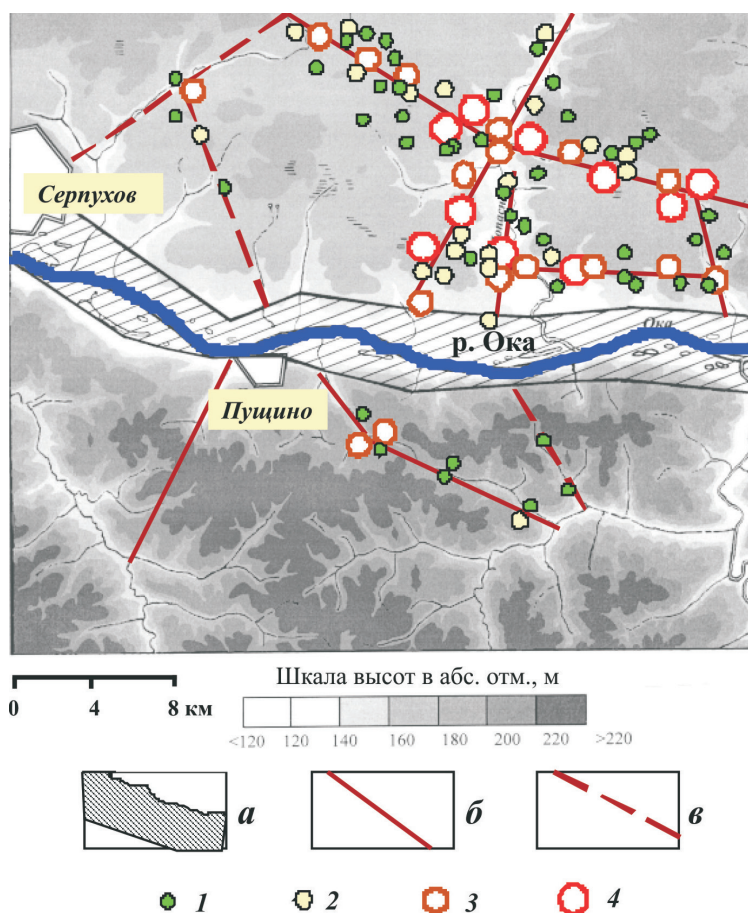


Рис. 2.16. Тектоническое строение и локализация очагов ИРТ, зарегистрированных в течение 3 сут на Приокском участке Нелидово-Рязанской тектонической структуры (а); б и в – оперяющие тектонические нарушения соответственно II и III порядка; энергия ИК, Дж: 1 – менее 10; 2 – 10–20; 3 – 20–40; 4 – свыше 40

2.5. Характеристики микросейсмического фона на примере Севера Европейской части России

Основные характерные особенности сейсмического фона рассмотрим на примере севера Европейской части России. Используются данные, полученные на сейсмической станции Воркута ИДГ РАН.

Предварительно следует отметить, что развитие и освоение новых приполярных областей России приводит к необходимости проведения детальных сейсмических исследований, связанных как с построением карт глобальной сейсмичности, так и с целью сейсмического мониторинга конкретных горных

предприятий по добыче полезных ископаемых. Особый интерес представляют северные территории Европейской части России, включая шельфы Карского и Баренцева морей, а также полуостров Ямал и Тимано-Печорский регион, где в настоящее время интенсивно осваиваются месторождения углеводородов и развивается трубопроводный транспорт.

Проведение непрерывных сейсмических исследований указанных территорий является в настоящее время важной задачей, прежде всего ввиду их недостаточной сейсмологической изученности и отсутствия регулярной информации о текущей сейсмичности региона, а также необходимости учета сейсмической обстановки при проектировании, строительстве и эксплуатации газодобывающих предприятий и линейных сооружений (газопроводов).

Научный интерес к проблеме сейсмичности рассматриваемого региона обусловлен сложной геодинамикой, наличием многолетнемерзлых пород, а также сложным тектоническим строением, в частности наличием Уральского орогена (рис. 2.17), который оказывает сильное влияние на закономерности распространения сейсмических волн.

Расположенные в приполярной области сейсмические станции АРА (67,57° N; 33,40° E), а также LVZ (67,90° N; 34,65° E) и NRIL (69,50° N; 88,40° E) не охватывают значительные по площади территории между реками Печора и Обь. В этой связи организация сейсмических наблюдений в г. Воркута представляет особый интерес.

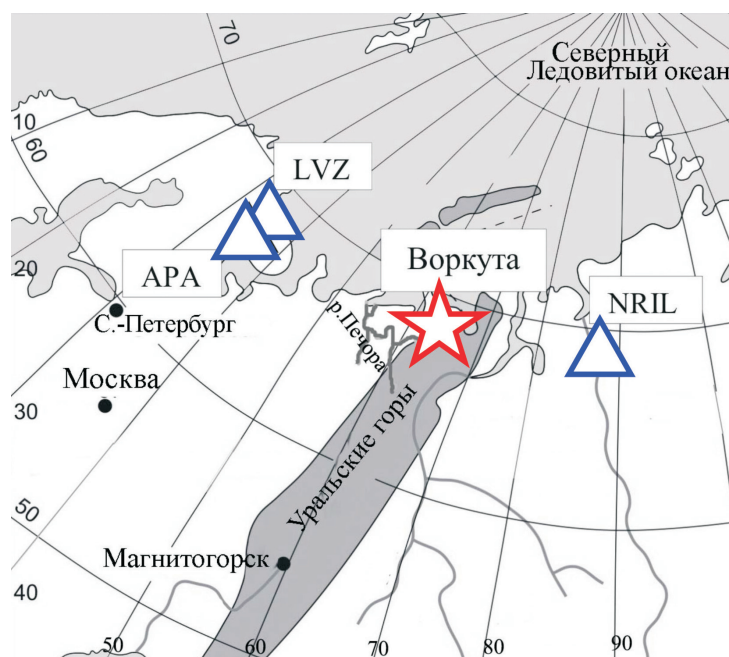


Рис. 2.17. Схема района сейсмических исследований; треугольники – сейсмические станции сети IRIS (LVZ и NRIL) и сети Российской академии наук (АРА); звездочка – сейсмическая станция «Воркута»

Постоянная сейсмическая регистрация на сейсмической станции «Воркута» ($67,50^{\circ}$ N; $64,11^{\circ}$ E) [Адушкин и др., 2007; Кишкина, Спивак, 2010] проводилась с 2005 г. с целью регионального сейсмического мониторинга, в частности определения техногенной сейсмичности, вызванной местными горнодобывающими предприятиями.

Исследования местного микросейсмического шума – весьма важной характеристики локальной сейсмичности [Спивак, Кишкина, 2004; Табулевич, 1986; Gurrola et al., 1990; Okada, 2003; Stutzmann et al., 2000; Webb, 2002; Wilson et al., 2002] – выполнялись с целью уточнения структуры и геодинамических характеристик района, а также для изучения технических возможностей и определения исходных данных для проектирования на базе сеймостанции «Воркута» малоапертурной сейсмической группы. Создание такой сейсмической группы позволит существенно расширить возможности регистрации региональных и местных сейсмических событий с целью получения сравнительных характеристик распространения сейсмических волн в субмеридиональном и субширотном направлениях. Последнее представляет особый интерес не только при установлении влияния Урала на закономерности распространения сейсмических волн, но также при решении некоторых задач планетарного масштаба, например при установлении структуры и динамических характеристик внутреннего динамо Земли [Ротационные, 2007; Тектоника, 2002].

Регистрация сейсмических волн на малых угловых расстояниях от сейсмически активных приполярных зон позволит получить экспериментальные данные, касающиеся вихревых и конвективных движений в приполярных областях литосферы и на границе внутреннего ядра Земли, что может оказать существенную помощь в построении модели электромагнитного поля Земли [Аксенов, 2006; Тектоника, 2002].

Рассмотрим основные характеристики микросейсмического шума на станции «Воркута» в диапазоне 0,5–30 Гц, полученные по результатам анализа сейсмических записей за период с марта 2006 г. по декабрь 2007 г.

Инженерно-геологическая характеристика района. Город Воркута расположен на Северо-Востоке России, в зоне распространения многолетней мерзлоты, в 160 км севернее Полярного круга и в 150 км от побережья Северного Ледовитого океана. Это определяет суровые климатические условия, характеризующиеся низкими отрицательными температурами воздуха и резкими его среднегодовыми перепадами.

Район г. Воркуты приурочен к Воркутскому поднятию, который является северной структурой в пределах Косью-Роговской впадины и относится к мегазоне переходных структур Предуральяского краевого прогиба, расположенного между крупными тектоническими регионами: на западе это восточная часть Тимано-Печорской (Печорско-Баревонцевоморской) эпибайкальской платформы, на востоке – северо-западная часть Уральской эпигерцинской завершенной складчатости.

Предуральский крайовой прогиб является линейно вытянутой вдоль Уральского кряжа системой крупных впадин, сформированных в результате опу-

сканий и последовавших интенсивных поднятий. Характерной особенностью впадин является большая мощность орогенных формаций (до 6–7 км). При этом значительная часть разреза представлена угленосными отложениями.

Важной особенностью территории является наличие многолетней мерзлоты, существование и развитие которой обусловлено тремя группами факторов: климатическими и палеоклиматическими, физико-географическими и гидрогеологическими [Адушкин и др., 1997в; Инженерная..., 1991]. На севере мощность многолетнемерзлых пород достигает 300–400 м, в районе Воркуты – 200 м.

Район расположения сейсмической станции «Воркута» находится вблизи южной границы раздела зон распространения сплошной, массивно-островной и редко-островной многолетней мерзлоты. В пределах Воркуты криологическое строение зоны сплошного распространения осложнено локальными природно-техногенными условиями. В области прерывистого и массивно-островного распространения мерзлоты отмечается двухслойная мерзлота. Верхний слой имеет мощность до 100 м, ниже которого под таликом мощностью до 60 м залегает второй слой (реликтовый) мощностью в десятки метров [Инженерная..., 1991].

Температура многолетнемерзлых пород меняется от 0 °С на пониженных геоморфологических уровнях до –3 °С на высоких отметках. Среднегодовая температура многолетнемерзлых пород варьирует от 0 до –3 °С. В летне-осенний период верхняя часть многолетнемерзлых пород подвергается сезонному энергетическому преобразованию, в результате которого формирование слоя сезонного протаивания грунтов начинается в июне и продолжается до конца сентября. Установление отрицательных среднесуточных температур воздуха в октябре способствует промерзанию сезонно-талого слоя, которое полностью завершается к середине декабря. Мощность слоя оттаивания меняется от 0,2 до 1,8 м.

Сезонные колебания уровня грунтовых вод могут достигать 1,4–2 м. Максимальный подъем уровня подземных вод наблюдается в период с июля по ноябрь.

Площадка под сейсмостанцией «Воркута» расположена на абсолютной отметке 209 м.

Организация сейсмических наблюдений. На сейсмической станции выполняются трехкомпонентные сейсмические наблюдения. В качестве основных сейсмических датчиков используются сейсмоприемники СМ-ЗКВ маятникового типа, работающие в режиме велосиметров¹.

Приборное сооружение сейсмической станции «Воркута» в виде двухуровневого бункера глубиной 6 м располагается в рыхлых четвертичных отложениях (плотность пород у основания бункера, где расположен бетонный постамент, составляет ~2400 кг/м³, скорость продольных волн ~3600 м/с).

¹ В настоящее время проводится переоборудование сейсмической станции «Воркута» с использованием более современных измерительных средств (сейсмоприемник STS-2 и регистратор REFTEK).

Регистрация с частотой опроса 100 Гц выполнялась с помощью цифровой сейсмической станции SDAS. Накопление и обработка сейсмической информации проводится с помощью РС.

Характеристики используемых сейсмических каналов позволяют проводить регистрацию микросейсмического фона в достаточно широком диапазоне частот (0,5–30 Гц) и обеспечивают уверенную регистрацию как слабых сейсмических сигналов от удаленных землетрясений, так и местных импульсных событий, а также событий, вызванных взрывными работами на горных предприятиях, расположенных в окрестности г. Воркута.

Структура микросейсмического шума исследовалась путем построения спектральной плотности мощности скоростей колебаний. Спектральная мощность скорости колебаний рассчитывалась отдельно для каждой из трех компонент сейсмической записи, отдельно для ночного и дневного времени. Спектры мощности определялись по методике, приведенной в [Brian et al., 1987]. Процедура вычислений предусматривала корректировку спектров с учетом амплитудно-частотной характеристики сейсмических каналов. Спектральные оценки выполнялись с пятидесятипроцентным перекрытием участков сейсмической записи при осреднении по 11-минутным интервалам. Спектры вычислялись с помощью быстрого преобразования Фурье.

После получения набора спектров, вычисленных для конечного временного интервала, оценивался медианный спектр, который и принимался за наиболее вероятный спектр сейсмического шума для этого интервала времени. При оценках предполагалось, что сейсмический шум для каждого из рассматриваемых интервалов времени представляет собой стационарный процесс.

Амплитудно-временные и спектральные характеристики сейсмического фона. Анализ результатов сейсмической регистрации в г. Воркута свидетельствует о хорошей повторяемости характеристик микросейсмического шума со временем. В качестве примера на рис. 2.18 приведено стандартное отклонение скорости колебаний микросейсмического шума в течение недели для одного и того же периода времени в 2006 и 2007 г. Видно, что интегральные характеристики микросейсмического шума в целом совпадают. Здесь же следует отметить, что на зависимостях, приведенных на рис. 2.18, отсутствуют какие-либо особенности, связанные с недельными вариациями амплитуды микросейсмического шума в диапазоне частот 0,5–30 Гц. Это свидетельствует о том, что вклад техногенной составляющей в микросейсмический шум либо минимален, либо постоянен во времени.

Дополнительным подтверждением этому могут служить данные, характеризующие суточные вариации амплитуды микросейсмического шума в середине рабочей недели (четверг) и в выходной день (рис. 2.19). Данные рис. 2.19 свидетельствуют также об отсутствии ярко выраженного суточного хода интегральной амплитуды сейсмического фона в диапазоне частот 0,5–30 Гц. Хотя спектральный анализ микросейсмического шума указывает на существенное различие между дневным и ночным микросейсмическим шумом. Как следует из рис. 2.19, спектральная амплитуда микросейсмического шума в дневное время превышает спектральную амплитуду ночного шума на 10 дБ на частоте

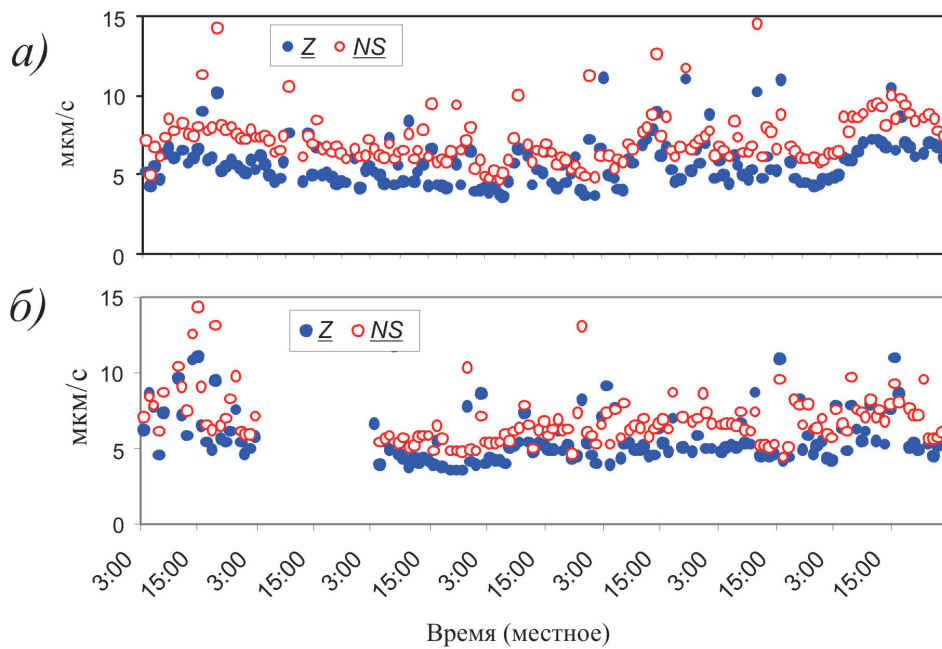


Рис. 2.18. Стандартное отклонение амплитуды скорости колебаний в микросейсмическом шуме в диапазоне частот 0,5–30 Гц на сейсмической станции «Воркута» за неделю; а) – 06–12 марта 2006 г.; б) – 06–12 марта 2007 г.; компоненты: Z – вертикальная, NS – север-юг

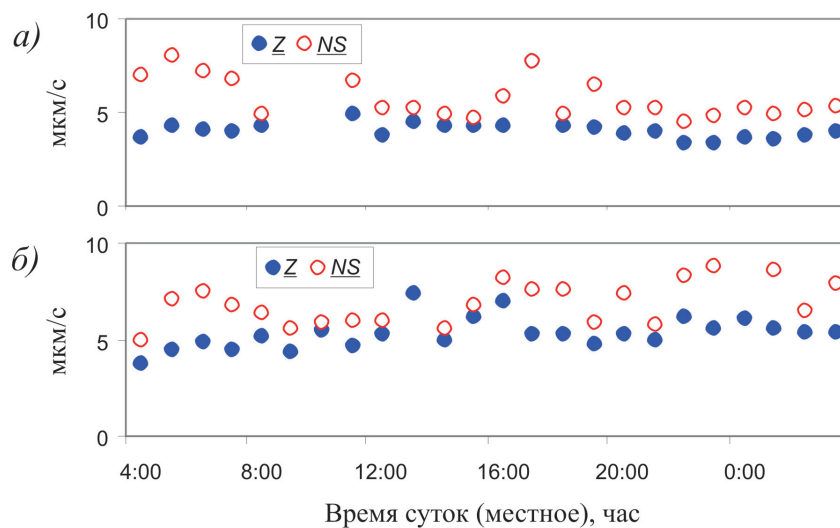


Рис. 2.19. Стандартное отклонение амплитуды скорости колебаний в микросейсмическом шуме в диапазоне частот 0,5–30 Гц на сейсмической станции «Воркута» в течение суток; а) – 01 июня 2006 г. (четверг); б) – 03 июня 2006 г. (суббота); компоненты: Z – вертикальная, NS – север-юг

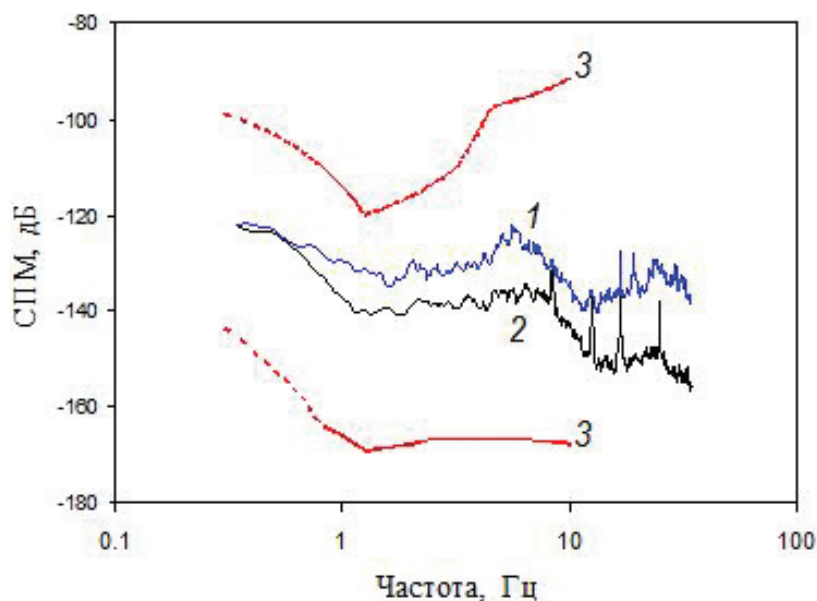


Рис. 2.20. Спектральная плотность мощности скорости колебаний в микросейсмическом шуме на сейсмической станции «Воркута» в дневное (1) и ночное (2) время; местное время, ч: 1 – 14:00; 2 – 02:00; 3, 4 – соответственно максимальный и минимальный уровень микросейсмического шума согласно модели Петерсона [Peterson, 1993]

1 Гц, на 10–12 дБ в диапазоне частот 5–10 Гц, на 15 дБ на частоте 20 Гц и на 22 дБ на частоте 30 Гц.

Сравнение с моделью Петерсона [Peterson, 1993] показывает (рис. 2.20), что спектральная амплитуда микросейсмического шума в диапазоне частот 1–5 Гц занимает примерно среднее положение относительно минимального и максимального уровня шума по модели Петерсона, а в диапазоне более высоких частот (>5 Гц) начинает приближаться к минимальному уровню по модели Петерсона (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Спектральные характеристики сейсмического шума

Показатель		Частота, Гц				
		0,5	1,0	5	10	30
Разность между спектральной амплитудой микросейсмического шума от максимальных значений по модели Петерсона (дБ)	Дневное время	15	15	42	53	–
	Ночное время	15	25	54	67	–
Разность между спектральной амплитудой микросейсмического шума от минимальных значений по модели Петерсона (дБ)	Дневное время	34	37	28	13	–
	Ночное время	34	27	16	3	–
Разность между спектральными амплитудами дневного и ночного микросейсмического шума (дБ)		0	10	12	10	22

Анализ показывает, что, несмотря на видимое отсутствие суточных вариаций амплитуды шума во всем диапазоне частот 0,5–30 Гц (рис. 2.19), наблюдаются хорошо выраженные вариации спектральных амплитуд шума на некоторых частотах. В качестве примера на рис. 2.21 представлены суточные вариации спектральной плотности скорости колебаний в вертикальной (1) и горизонтальной (2)

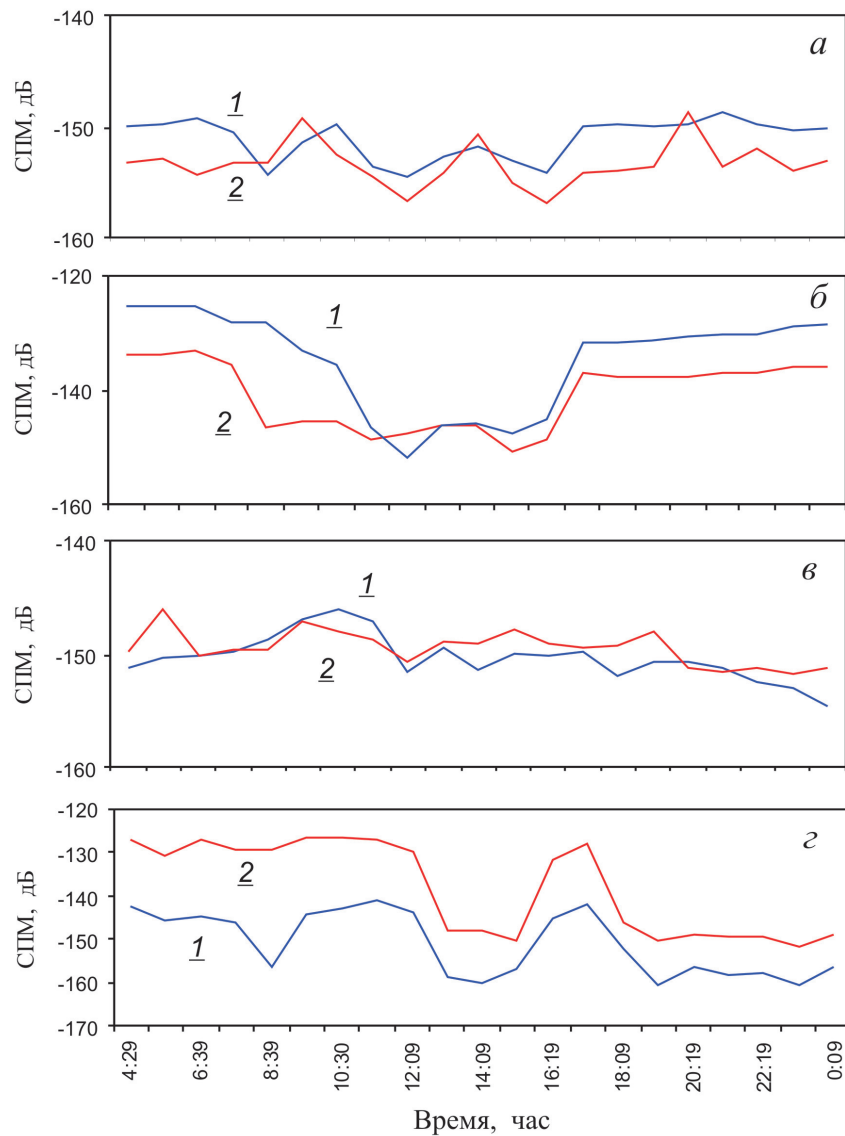


Рис. 2.21. Суточные вариации спектральной плотности скорости колебаний в вертикальной (1) и горизонтальной (2) компонентах сейсмического шума для разных частот в дБ относительно $1 \text{ м}^2/\text{Гц}$ (01.06.2006 г., время местное); частота, Гц: а – 1; б – 2,2; в – 10; г – 16,6

и горизонтальной (2) компонентах сейсмического шума для разных частот. Данные рис. 2.21 свидетельствуют о том, что в некоторых диапазонах частот амплитудные вариации сейсмического шума могут быть значительными и достигать 20–30 дБ.

Сравнительный анализ разных компонент сейсмического шума показывает, что в диапазоне частот 0,5–12 Гц спектральные амплитуды вертикальной и горизонтальных скоростей колебаний примерно совпадают (различие не превышает 3–4 дБ), в диапазоне частот 12–18 Гц амплитуда горизонтальных компонент превышает вертикальную на 7–9 дБ, а в диапазоне частот 20–26 Гц указанное превышение может достигать 15 дБ (рис. 2.22).

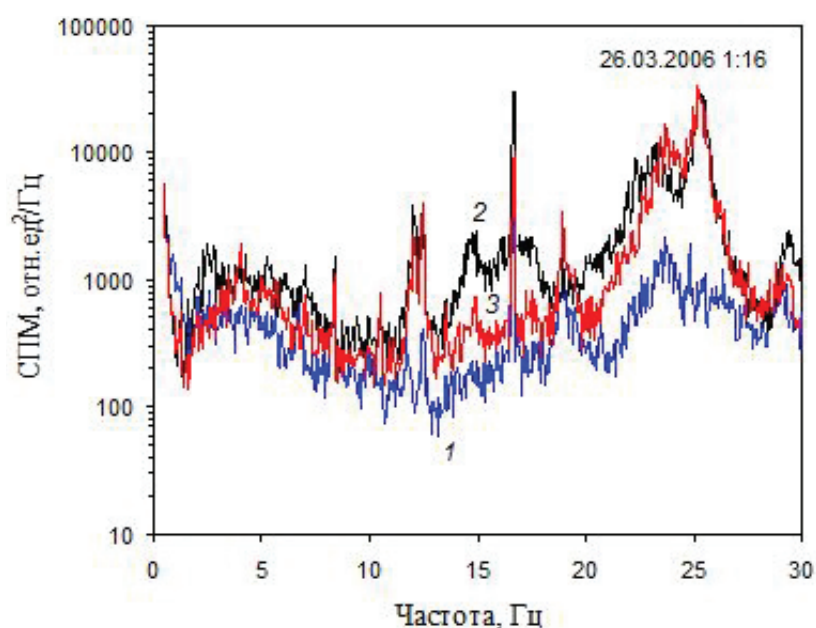


Рис. 2.22. Спектральная плотность мощности скорости колебаний в сейсмическом шуме на сейсмической станции «Воркута» 26.03.2006 г. (01:16 GTM); компоненты: 1 – вертикальная (Z), 2 – NS; 3 – EW

В качестве характерной особенности спектральных амплитуд скорости колебаний следует отметить наличие на спектрах мощности ярко выраженных пиков, связанных с квазимонохроматическими составляющими шума. Указанные пики присутствуют как на вертикальной, так и на горизонтальных компонентах и могут иметь как техногенную, так и естественную природу [Спивак, Кишкина, 2004]. Часть указанных пиков (8,3; 12,4; 16,6; 18,9 и 24,8 Гц) присутствует на спектрах постоянно, и их центральная частота изменяется в узких пределах (не более 0,15 Гц), амплитуда других пиков (1,27; 2,2; 6,7; 11,5; 14,9) значительно изменяется со временем, причем в отдельные периоды времени указанные пики отсутствуют.

Анализ временных вариаций характеристик сейсмического шума свидетельствует о значимых изменениях спектральной плотности мощности, а также амплитуд отдельных монохроматических пиков в течение суток. В качестве примера на рис. 2.23 приведены спектральные плотности мощности скорости колебаний в сейсмическом шуме на станции «Воркута» для разного време-

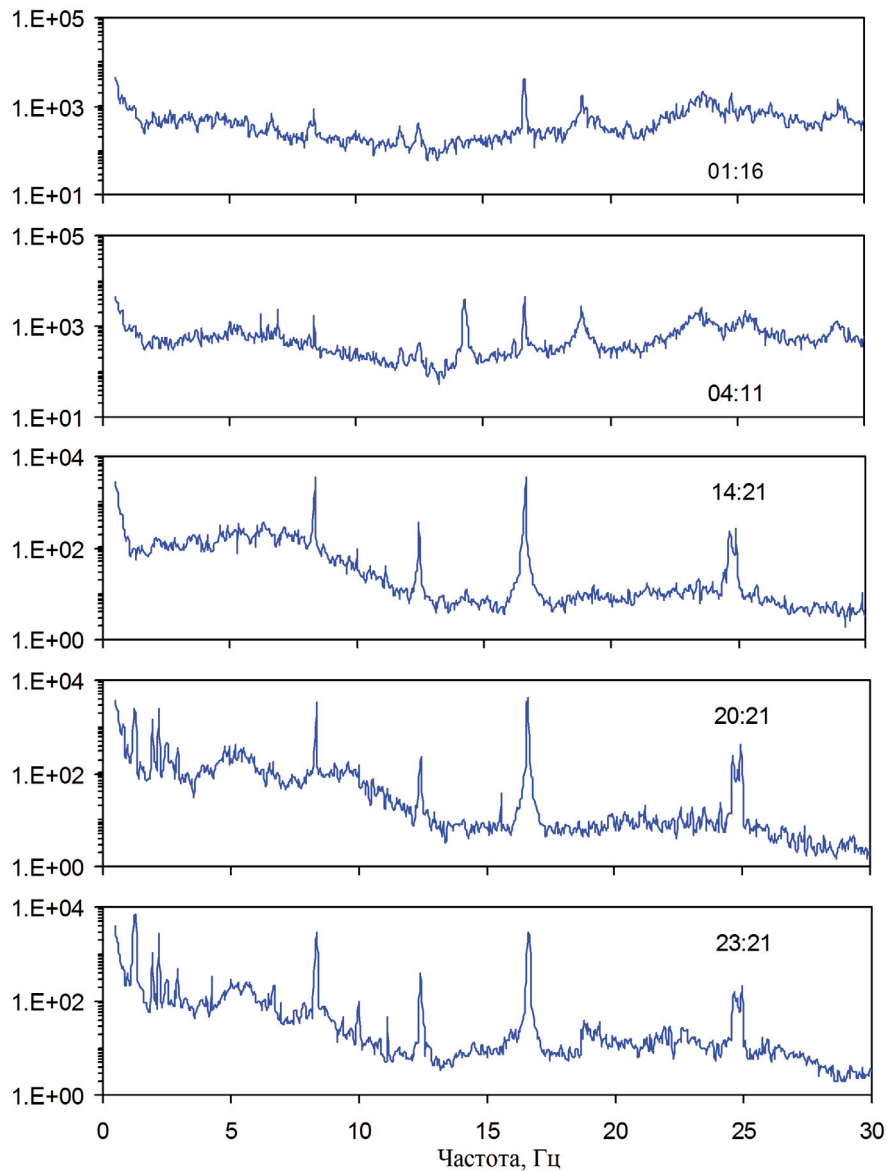


Рис. 2.23. Спектральная плотность мощности скорости колебаний (отн.ед.²/Гц) в вертикальной компоненте сейсмического шума на сейсмической станции «Воркута» в течение суток 26.03.2006 г. (время LT указано в поле панелей)

ни суток. Эти данные представляют собой основу модели высокочастотного микросейсмического шума в г. Воркута:

1. Амплитудный уровень микросейсмического шума в г. Воркута характеризуется в целом высокой стабильностью.

2. Амплитудные вариации шума зависят от частоты (в диапазоне частот 1–5 Гц скорость колебаний микросейсмического фона изменяется в пределах от –140 до –150 дБ в дневное время и в пределах от –152 до –158 дБ в ночное время, в диапазоне 8–15 Гц – от –140 до –155 дБ в дневное и от –155 до –165 в ночное время).

3. Суточные вариации амплитуды сейсмического шума в диапазоне частот 0,5–30 Гц слабо выражены, заметные вариации наблюдаются в диапазонах частот 1,5–3 и 14–17 Гц.

4. В течение суток амплитуда шума изменяется на 7 дБ, причем амплитуда вариации горизонтальной составляющей на 5 дБ выше амплитуды вариации вертикальной компоненты.

5. Спектральные плотности мощности скорости колебаний в микросейсмическом фоне характеризуются наличием ряда спектральных пиков, центральная частота которых за весь период инструментальных наблюдений изменяется не более чем на 0,15 Гц.

Рассмотрение особенностей сезонных вариаций микросейсмического шума, связанных в основном с изменением гидрогеологического режима и режима многолетнемерзлых горных пород в регионе, не входит в задачи настоящей работы и требует проведения отдельных исследований. Однако на основе имеющихся данных, полученных в том числе с использованием оперативных измерений с помощью длиннопериодных сейсмометров STS-2, можно констатировать, что основные (наиболее значимые) сезонные изменения спектральных характеристик микросейсмического шума наблюдаются в длиннопериодном диапазоне (частоты менее 0,5 Гц).

2.6. Сейсморезонансный метод обнаружения контрастных зон земной коры

Наличие скрытой подземной неоднородности, характеризующейся отличиями от окружающей среды механическими свойствами, вызывает изменение спектральных характеристик сейсмического шума в эпицентральной зоне. На этом основан так называемый сейсморезонансный метод обнаружения скрытой подземной неоднородности и оценки ее размеров [Лукишов и др., 1992; Лукишов, Спивак, 2007].

Теоретическое обоснование сейсморезонансного метода. Будем рассматривать взаимодействие сейсмических волн с неоднородностями в простейшей постановке, а именно: неоднородность имеет сферическую форму и расположена в упругой однородной среде [Сивухин, 1955; Meyer et al., 1958; Gaunard, Uberall, 1978; Дубровский, Морочник, 1986; Ляпин и др., 1996; Маков и др., 1996].

Для получения качественных соотношений, описывающих влияние подземной неоднородности на спектральные характеристики местного микросейсмического шума, рассмотрим задачу о рассеянии плоской сейсмической волны на сферической полости радиуса R_n , расположенной в упругом безграничном пространстве, в предположении, что вокруг полости располагается сферический слой с внешним радиусом R_l , упругие свойства которого отличаются от аналогичных свойств безграничной среды (рис. 2.24).

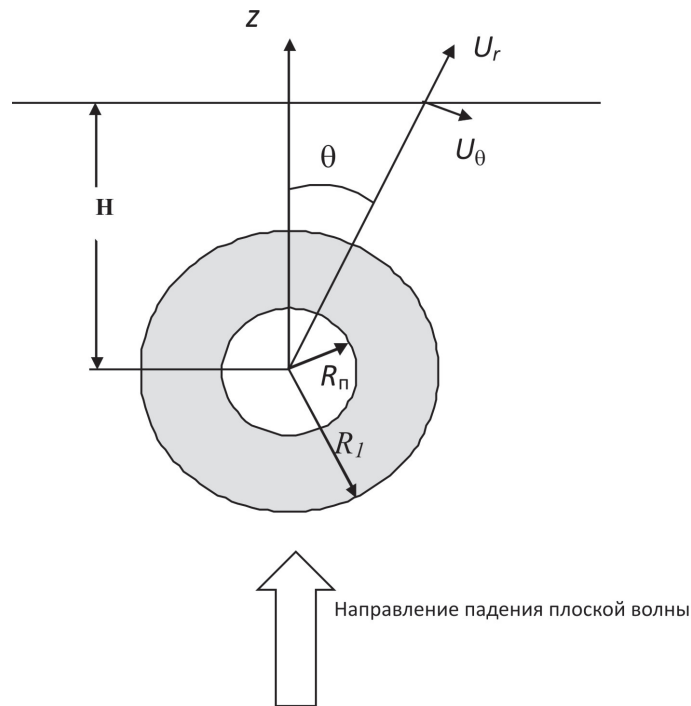


Рис. 2.24. Схема взаимодействия плоской сейсмической волны со сферической неоднородностью

Вектор смещения в сейсмической волне запишем через скалярный Ψ и векторный \vec{A} потенциалы в виде

$$\vec{u} = \text{grad } \Psi + \text{rot } \vec{A}.$$

Пусть на неоднородность падает плоская монохроматическая продольная волна, распространяющаяся вертикально вверх (рис. 2.24) и которая описывается потенциалом

$$\Psi = \exp\left\{i\omega\left(t + \frac{z}{C_p}\right)\right\},$$

где C_p – скорость распространения продольных волн.

Поместим начало цилиндрических координат (r, θ) в центр полости (в качестве полярной оси выбрана ось z). Разложим падающую волну в ряд по полиномам Лежандра:

$$\Psi = e^{-i\omega t} \sum_{m=0}^{\infty} (-i)^m (2m+1) j_m k r P_m(\cos \theta),$$

где $k = \omega/C_p$, j_m – сферическая функция Бесселя m -го порядка.

Потенциалы Ψ и A удовлетворяют уравнениям Гельмгольца и определяются из следующих уравнений:

I. В зоне $R_{II} \leq r < R_I$:

$$\Psi = \Psi_1(r, \theta) = e^{-\omega t} \sum_{m=0}^{\infty} (-i)^m (2m+1) \{b_m h_m^{(2)}(kR) + c_m h_m^{(1)}(kR)\} P_m(\cos \theta)$$

$$A = A_1(r, \theta) = e^{-\omega t} \sum_{m=1}^{\infty} (-i)^m (2m+1) \{a_m h_m^{(2)}(qR) + e_m h_m^{(1)}(qR)\} P_m(\cos \theta)$$

II. В зоне $r \geq R_I$:

$$\Psi(r, \theta) = e^{-\omega t} \sum_{m=0}^{\infty} (-i)^m (2m+1) \{d_m h_m^{(2)}(kR)\} P_m(\cos \theta);$$

$$A(r, \theta) = e^{-\omega t} \sum_{m=1}^{\infty} (-i)^m (2m+1) \{f_m h_m^{(2)}(qR)\} P_m(\cos \theta),$$

где $h_m^{(1)}$ и $h_m^{(2)}$ – функции Ганкеля соответственно первого и второго рода; n_m – функции Неймана; $P_m(\cos \theta)$ – присоединенный полином Лежандра; $q = kC_s/C_p$; C_s – скорость поперечных волн в среде; a_m, b_m, c_m, d_m, e_m и f_m – постоянные коэффициенты, определяемые из граничных условий:

$$P_m(\cos \theta) = \sin \theta \frac{dP_m(\cos \theta)}{d(\cos \theta)} \text{ при } R_{II} \leq r < R$$

и условий обращения действующих в среде напряжений в ноль на границе $r = R_{II}$ и их непрерывности на границе зоны неоднородности: $r = R_I$.

Численным расчетом определяются неизвестные коэффициенты и относительная спектральная плотность $F(z, \theta)$ – отношение спектра вертикальных перемещений:

$$U_z = U_r \cos \theta - U_\theta \sin \theta$$

к спектру вертикальных перемещений падающей волны:

$$U_z^0 = -k \exp\{-ikr \cos \theta + i\omega t\}.$$

Величина $F(z, \theta)$ характеризует изменчивость спектра исходной волны в результате ее взаимодействия с контрастной неоднородностью на некоторой условной поверхности, расположенной в безграничной, однородной среде. Отметим, что такой подход позволяет получить качественную картину влияния неоднородности и не может быть использован для анализа экспериментов, когда все измерения выполняются на земной поверхности.

Пример численного расчета относительной спектральной плотности $F(z, \theta)$ на поверхности, отстоящей на расстоянии H от центра полости и параллельной фронту падающей волны, представлен на рис. 2.25 в зависимости от относительного эпицентрального расстояния $R_e = r/R_{II}$. Расчеты выполнялись для следующих значений параметров: $z = H = 9R_{II}$; $\nu = \nu_1 = 0,33$; $G_1/G = 0,5$; $R_1 = 3R_{II}$, где ν – коэффициент Пуассона, G – модуль сдвига материала среды, индексом «1» обозначены значения для области $R_{II} \leq r < R_1$.

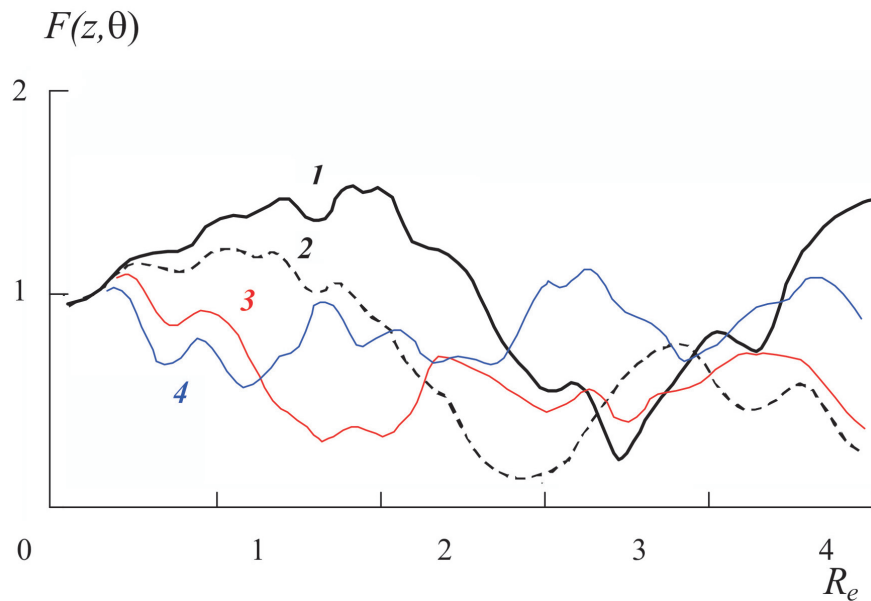


Рис. 2.25. Относительная спектральная плотность сейсмических колебаний в эпицентральной зоне подземной неоднородности; θ , °: 1 – 0; 2 – 10; 3 – 20; 4 – 30

Из рис. 2.25 видно, что контрастная неоднородность, характеризующаяся меньшей по сравнению с окружающей средой жесткостью, оказывает существенное влияние на амплитуду спектра сейсмического сигнала, причем это влияние не только зависит от угла θ , но и характеризуется немонотонным характером (отчетливо видны локальные экстремумы). В частности, это означает, что по пространственным аномалиям спектральных характеристик микросейсмических колебаний можно определять эпицентры подземных неоднородностей и, вообще говоря, оценивать их масштаб.

Результаты экспериментальных исследований. С целью экспериментальной проверки возможности оценки степени нарушенности среды на основе анализа спектральных характеристик местного микросейсмического фона выполнялась регистрация сейсмических колебаний вдоль профиля, пересекающего контролируемый участок земной коры либо участок, на котором предполагается наличие подземной неоднородности. Такая регистрация позволяет оценивать не только положение ее эпицентра, но также характерные про-

странственные размеры. Наблюдения выполнялись на контрольных участках земной коры, заведомо содержащих сильные контрастные неоднородности на глубине.

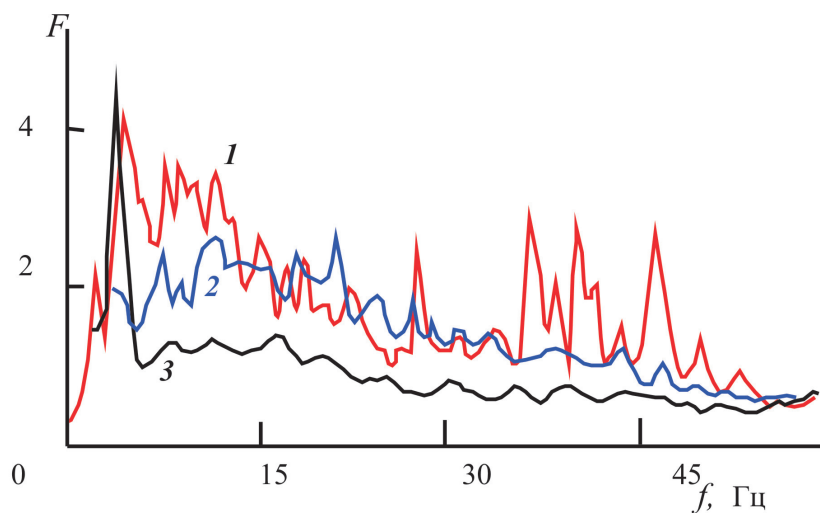


Рис. 2.26. Спектр сейсмического шума на радиальном профиле, проходящем через эпицентр подземной неоднородности ($H = 1000$ м; $R_n \sim 30$ м; $R_1 \sim 100$ м); эпицентральное расстояние, м: 1 – 50; 2 – 250; 3 – 900

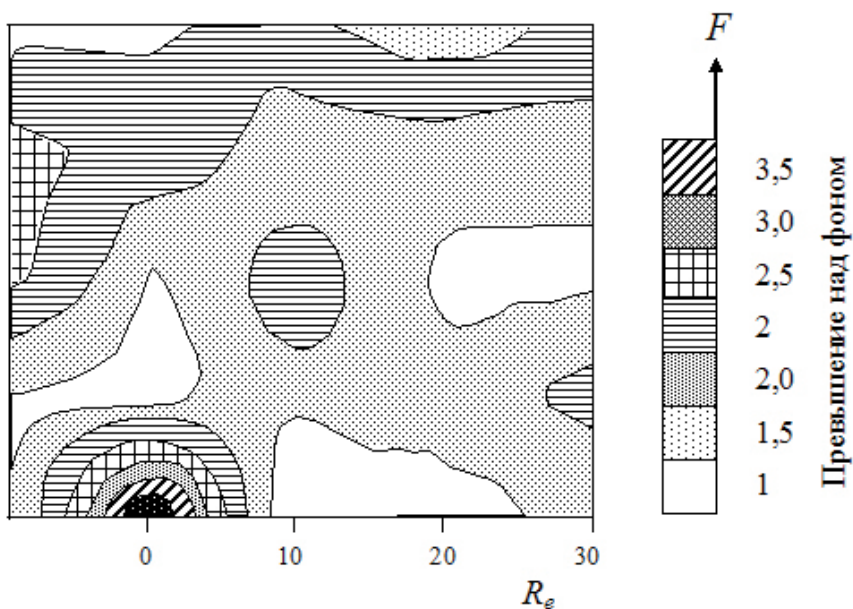


Рис. 2.27. Пространственное распределение относительной спектральной плотности микросейсмического шума F в эпицентральной зоне подземной неоднородности

Обработка и анализ данных показали, что в эпицентре подземной неоднородности наблюдается увеличение амплитуды спектральной плотности мощности колебаний в диапазоне частот 5–15 Гц, как это показано на рис. 2.26. По мере приближения к эпицентру наблюдается увеличение спектральной плотности сейсмического шума. Здесь следует отметить, что результаты профильных наблюдений подтверждаются площадной регистрацией сейсмического фона в этом эксперименте (рис. 2.27).

Аналогичные результаты получены в другом эксперименте (рис. 2.28), которые также свидетельствуют о повышенной спектральной плотности сейсмического фона в эпицентре подземной неоднородности.

Другим параметром, который реагирует на наличие подземной неоднородности, является отношение энергий микросейсмического шума в двух различающихся диапазонах частот (фактор наполненности спектра высокими частотами). В качестве иллюстрации на рис. 2.29 приведено отношение энергии фоновых микроколебаний E_1 и E_2 в разных диапазонах частот Δf_1 и Δf_2 в зависимости от эпицентрального расстояния для одного из экспериментов.

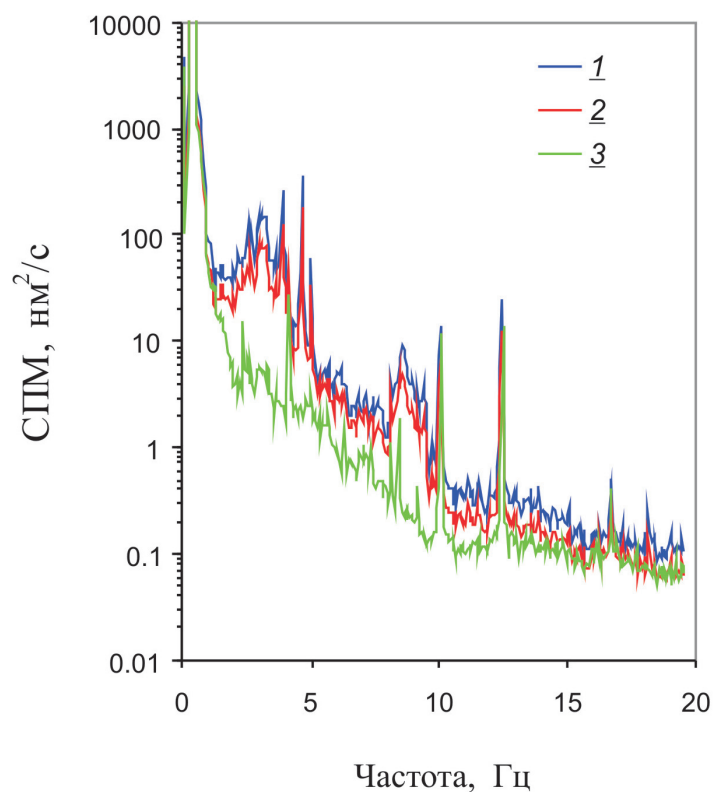


Рис. 2.28. Спектральная плотность мощности сейсмического шума в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером ~ 100 м, расположенной на глубине 500 м. Эпицентрального расстояния, м: 1 – 200; 2 – 500; 3 – 1000

Следует отметить, что подобную зависимость можно получить для других частотных диапазонов Δf_1 и Δf_2 . При этом для анализа следует выбирать величины Δf_1 и Δf_2 , для которых неоднородность проявляется на графике $E_2/E_1(r)$ наилучшим образом.

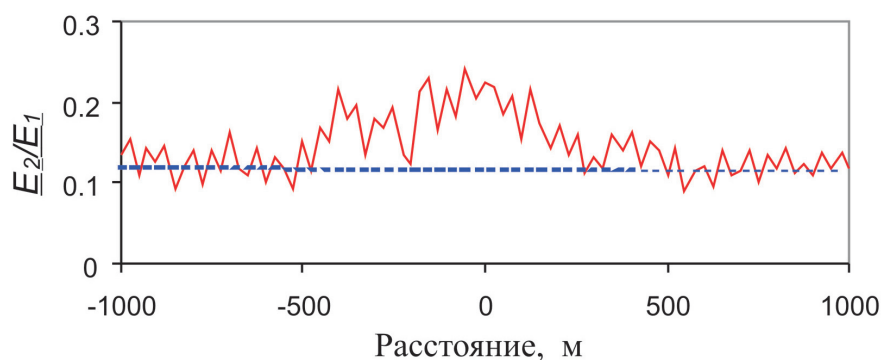


Рис. 2.29. Отношение энергии фоновых микроколебаний E_2 и E_1 в диапазоне частот 12–22 Гц и 2–12 Гц для эпицентральной зоны подземной неоднородности размером ~ 50 м, расположенной на глубине 450 м ($R_n \sim 50$ м; $R_1 \sim 140$ м)

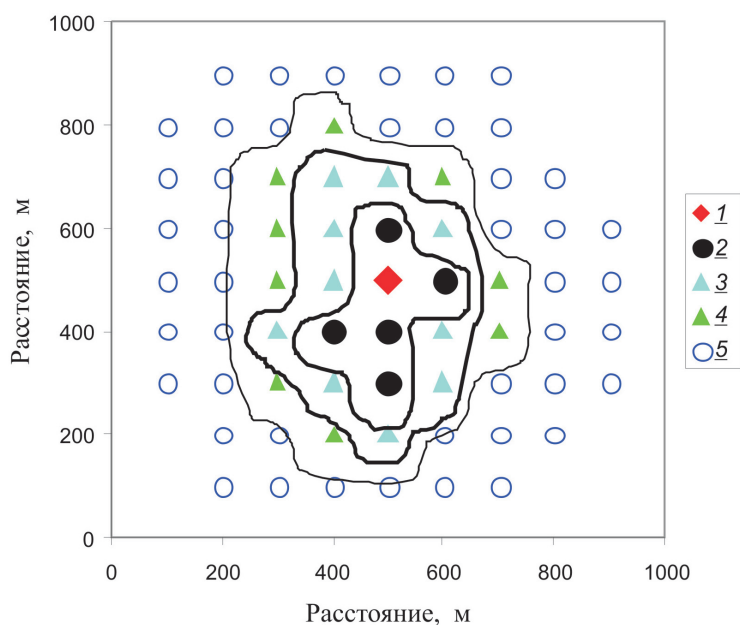


Рис. 2.30. Отношение горизонтальной компоненты сейсмического фона к вертикальной (параметр Накамуры K) в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером ~ 100 м, расположенной на глубине ~ 500 м; Значения параметра K : 2 – $>1,4$; 3 – $1,25 \div 1,4$; 4 – $1,15 \div 1,25$; 5 – $<1,25$. 1 – положение эпицентра неоднородности

Одной из наиболее устойчивых характеристик сейсмического фона является отношение амплитуды горизонтальной компоненты A_g к вертикальной A_v ¹ – параметр, используемый в методе Накамуры для определения характеристик слоистой среды [Nakamura, 1989].

Разное соотношение между A_g и A_v для разных участков земной коры указывает на различие структурных характеристик приповерхностных участков. Применительно к выявлению подземной контрастной неоднородности выполняется площадная регистрация микросейсмического фона. На рис. 2.30 приведен пример анализа таких измерений для одного из экспериментов. Отчетливо видно, что отношение A_g/A_v заметно выше в эпицентральной зоне неоднородности, причем в районе эпицентра это отношение максимально.

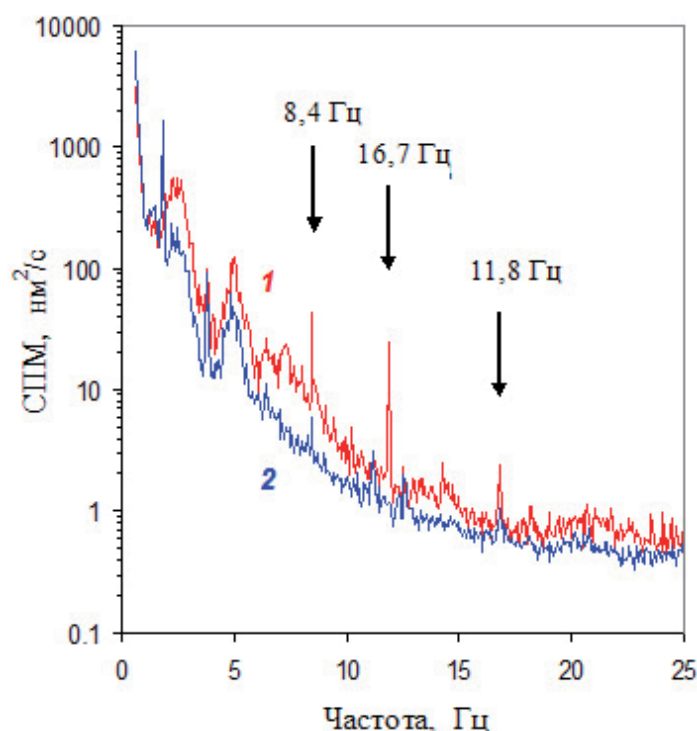


Рис. 2.31. Спектральная плотность мощности сейсмического шума в эпицентральной зоне подземной неоднородности размером ~100 м, расположенной на глубине 500 м. Эпицентральное расстояние, м: 1 – 100; 2 – 1000

В случаях высокой контрастности механических характеристик подземной неоднородности, как это наблюдается, например, в сухих карстовых полостях,

¹ В этом случае анализируется отношение среднеквадратичных значений горизонтальной и вертикальной компоненты колебаний, вычисленное за определенный интервал времени.

положение эпицентра характеризуется наличием квазимонохроматических составляющих сейсмического шума (возникновением узких спектральных пиков в спектре), либо увеличением пиковой амплитуды монохроматических составляющих относительно фоновых значений спектра. Это хорошо демонстрирует рис. 2.31, из которого видно, что по мере приближения к эпицентру подземной неоднородности возникает спектральный пик с частотой около 11,8 Гц и наблюдается значительное увеличение относительной амплитуды спектральных пиков на частотах 8,4 и 16,7 Гц.

После определения эпицентра подземной неоднородности можно на основе выполнения дополнительных исследований (бурение скважины, сейсмическая томография и т.д.) оценивать глубину залегания неоднородности. По данным о глубине залегания и размерам области, в которой отмечены аномальные вариации спектральных характеристик сейсмического шума, можно с использованием расчетных методов [Спивак, Лукишов, 2007] оценивать горизонтальный характерный размер неоднородности, а в ряде случаев оценивать и степень контрастности механических свойств заполнителя по отношению к окружающему массиву горных пород. Пики с частотами 8,4 и 16,7 Гц присутствуют на всех эпицентральных расстояниях, однако они характеризуются существенно большей амплитудой в районе эпицентра.

Особенности спектральных характеристик сейсмического фона в эпицентральной области подземной контрастной неоднородности могут быть с успехом использованы на практике, например, при оценках размеров залежей газовых месторождений [Аптикаев, Шулейкин, 2005]. Один из таких характерных примеров [Нерсесов и др., 1990] приведен на рис. 2.32.

Исследования выполнялись Комплексной сейсмологической экспедицией ИФЗ РАН на газовом месторождении «Амангельды». Регистрация сейсмического фона выполнялась в 10 пунктах трехкомпонентной регистрации, расположенных вдоль профиля, пересекающего газовую залежь (рис. 2.32, а). Измерения проводились в течение 1 месяца в частотном диапазоне 0,7–16 Гц. Следует отметить, что для анализа выбирались участки записи с минимальным уровнем сейсмического фона в периоды отсутствия ветровых и транспортных помех.

С использованием данных регистрации анализировалось отношение среднеквадратичных амплитуд $F = A(f_1)/A(f_2)$ для двух частот: $f_1 = 0,84$ Гц и $f_2 = 1,26$ Гц. Средние значения F для 30 реализаций сейсмического фона по трем компонентам представлены на рис. 2.32, б (в нижней части рисунка приведен разрез газоносной структуры вдоль исследуемого профиля). Здесь хорошо видно, что форма графиков $F(x)$, где x – расстояние вдоль профиля, для вертикальной компоненты и компоненты СЮ (кривые 2 и 3) существенно немонотонна над газовой залежью. Залежь проявляется заметным повышением отношения F на земной поверхности. Как предположили авторы, слабое проявление эффекта залежи на компоненте ВЗ связано, скорее всего, с пространственным расположением изучаемой структуры относительно диаграммы направленности используемых сейсмометров. Повторная обработка данных с учетом несовпадения оси чувствительности сейсмических датчиков с на-

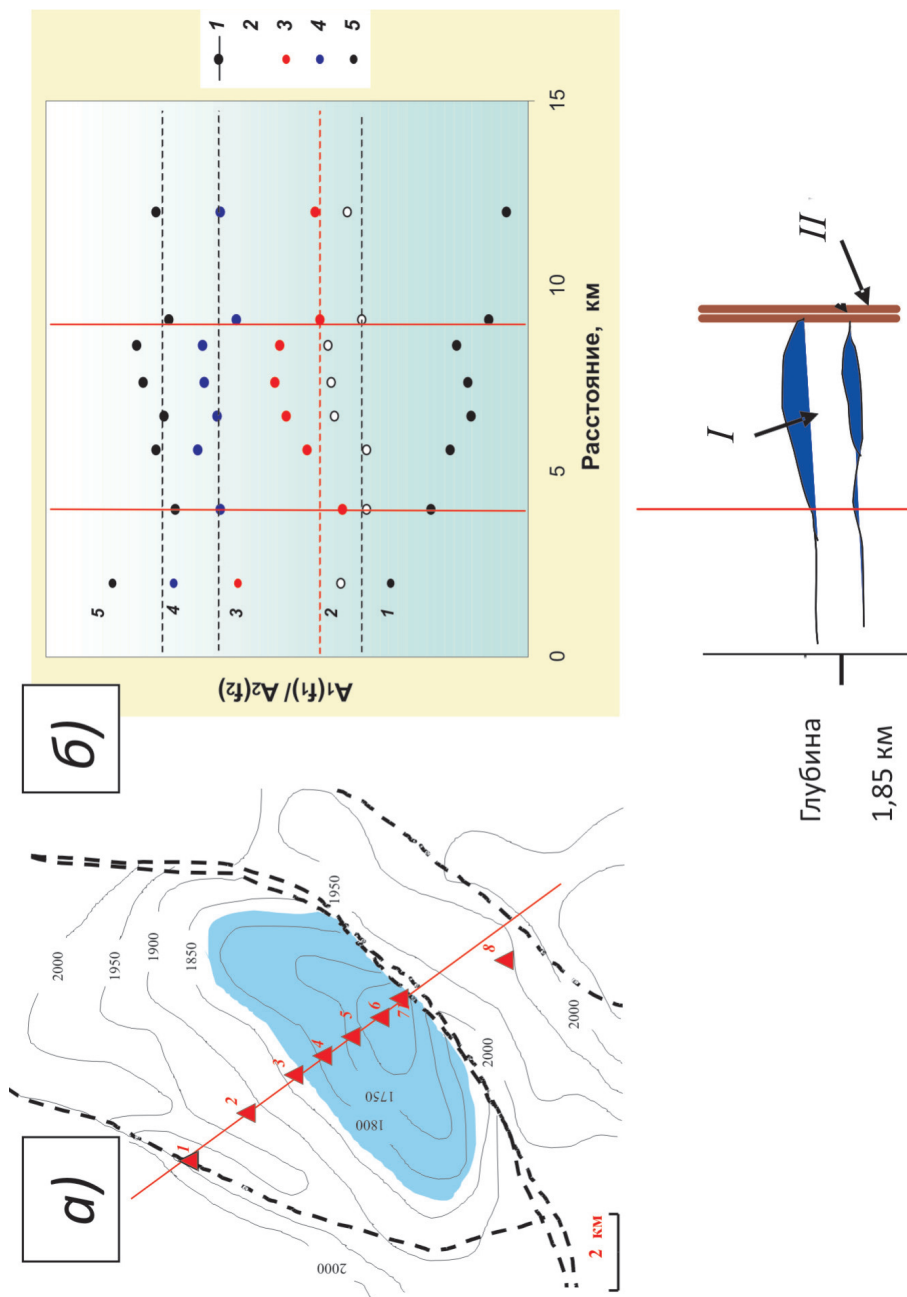


Рис. 2.32. Структурная карта и схема пунктов сейсмической регистрации (а). б – результаты вычисления отношения F и разрез газоносной структуры (I), II – тектонический разлом [Нересов и др., 1990]

правлением линейных размеров месторождения показала, что над сводовой частью газового месторождения характер кривых (кривые 4 и 5 на рис. 2.32, б) свидетельствует об увеличении отношения F .

Приведенные данные свидетельствуют об эффективности сейсморезонансного метода при оценках эффективных размеров подземных контрастных неоднородностей.

2.7. Микросейсмический шум как индикатор геодинамических процессов в земной коре

Известно, что сейсмические процессы разного происхождения, включая сейсмический шум, отражают структурные особенности среды [Берзон и др., 1962; Каазик, Копничев, 1986; Китов и др., 1990; Спивак, 1998; Спивак, Кишкина, 2004], ее напряженное состояние [Динариев, Николаевский, 1993; Соболев, Осокина, 1985; Спивак, 1999а], а также динамику деформирования [Смирнов, Черпанцев, 1991; Адушкин и др., 1993б; Veksler et al., 1991]. Это служит основой диагностических приемов и методов контроля за ходом деформационных процессов, происходящих в среде, а также за изменением ее свойств (в том числе структуры) со временем.

Изменение напряженно-деформированного состояния структурно-неоднородной среды вызывает изменение ее характеристик как колебательной системы, что является причиной вариаций местных микросейсмических колебаний и характеристик релаксационных процессов, постоянно протекающих в блочной среде вследствие внутреннего и внешнего энергообмена. Любые отклонения блочно-иерархической системы от равновесного состояния в результате прямых воздействий либо искусственного изменения привычного режима деформирования (что может происходить, например, при подземном строительстве в масштабах, сопоставимых с размером самоорганизованного структурного элемента среды) нарушают ход естественных процессов, а это, в свою очередь, вызывает аномалии в пространственных и временных вариациях и закономерной периодичности микросейсмических явлений.

Оценка механического состояния локальных участков земной коры предполагает использование модели релаксационного процесса, связывающей между собой параметры сейсмических колебаний и механические характеристики среды (степень нарушенности, размер активных структурных блоков, деформационные характеристики, величина сбрасываемых при релаксации среды напряжений и т.д.) [Кочарян, Спивак, 2003]. В основе модели лежат представления о среде как о локально неустойчивой системе, когда время от времени происходит скачкообразное деформирование отдельно взятого структурного элемента среды в стесненных условиях [Спивак, 1994; Спивак, Кишкина, 2004]. Процесс релаксации такого блока (сброс накопленных упругих напряжений) сопровождается импульсным сейсмическим сигналом (рис. 2.1).

В общем случае решение уравнения движения активного (релаксирующего) блока в стесненных условиях записывается в виде [Спивак, 1994]

$$v(t) = \Omega(\gamma L - B) \sin \Omega t + eL(1 - \cos \Omega t), \quad (2.1)$$

где $v(t)$ – скорость смещения активной грани, γ – деформация сдвига, L – эффективный линейный размер блока, e – скорость деформации, величины Ω и B определены зависимостями

$$\Omega = \frac{4\alpha G}{\rho L^2}; B = \frac{3k\sigma L}{4\alpha G}, \quad (2.2)$$

где ρ и G – соответственно плотность и модуль сдвига горной породы, k – коэффициент трения скольжения на межблоковой поверхности, σ – напряжение, действующее по нормали к активной поверхности блока, α – постоянный коэффициент, определяющий сейсмическую эффективность процесса – долю высвободившейся в результате релаксации упругой энергии, расходуемой на движение E_s (для слабых сигналов допустимо принять $\alpha \sim 2,5 \cdot 10^{-3}$) [Садовский, 1992; Кочарян, Спивак, 2003].

С учетом того, что величина высвободившейся в результате релаксации блока энергии $E = \Delta\sigma L^3/2G$, где $\Delta\sigma$ – сброс напряжения, записываются зависимости для определения размеров релаксирующего (активного) блока L , дифференциального смещения активной грани блока u , значений E и $\Delta\sigma$ через параметры сейсмического импульса (максимальная скорость колебаний v_0 , преимущественная частота f , эффективное количество периодов N) в виде [Спивак, Кишкина, 2004]

$$L = \sqrt{\frac{\alpha G}{\rho \pi^2 f^2}}, u = \frac{v_0 N}{\pi f}, E = \frac{v_0^2 N^2 L G}{2 \pi^2 f^2}, \Delta\sigma = \frac{v_0 N G}{\pi f L}. \quad (2.3)$$

Соотношения (2.3) служат основой для определения геодинамических характеристик активной среды по величине параметров, характеризующих регистрируемые слабые сейсмические события релаксационного типа.

В основе описания геодинамических характеристик среды на основе анализа фоновых сейсмических колебаний (участки сейсмической записи, не содержащие импульсные события) лежат следующие предположения: колебания механической системы, характеризующейся иерархией блоков, должны содержать частоты собственных колебаний структурных элементов разного ранга. Поскольку из практики известно, что количество импульсных сейсмических событий достаточно быстро растет с уменьшением их энергии (амплитуды), в пределе мы получаем непрерывный колебательный процесс. Это означает, что для описания фоновых колебаний с известным приближением допустимо использовать те же соотношения (2.3), что и для импульсных событий.

При использовании сейсмического фона в качестве источника информации о геодинамических характеристиках среды частота f представлена набором пиковых частот спектра. Действительно, спектр сейсмического фона в подавляющем большинстве случаев содержит набор квазигармонических со-

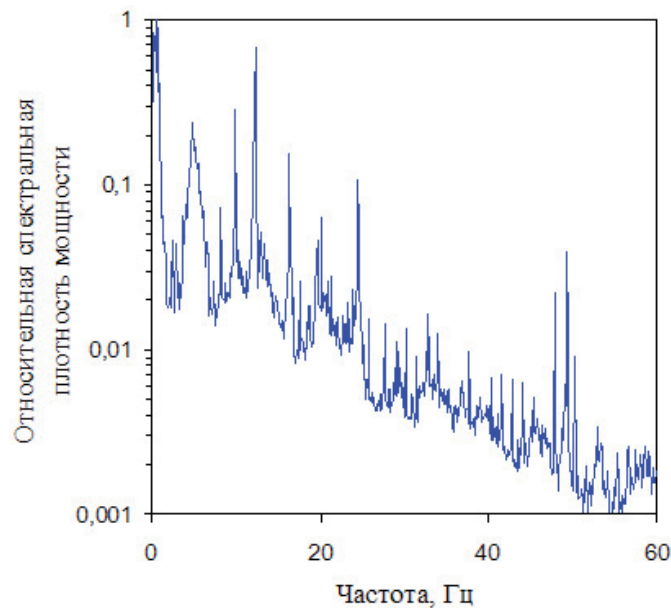


Рис. 2.33. Пример спектральной плотности мощности фоновых микроколебаний с набором квазигармонических составляющих

ставляющих (рис. 2.33). Среди монохроматических составляющих легко выделяется группа колебаний техногенного происхождения, которые характеризуются узким спектральным пиком, высокой стабильностью пиковой частоты со временем, а главное — отчетливо выраженной пространственной поляризацией. Большая же часть квазигармонических колебаний отличается меньшей стабильностью пиковой частоты и существенно зависит от места сейсмической регистрации. Эта часть квазигармонических колебаний обусловлена резонансными процессами в геологической среде блочного строения, а также режимом ее деформирования. Траектория движения частиц среды в таких колебаниях хаотична (для сравнения на рис. 2.34 приведены траектории движения частиц среды в квазигармонических колебаниях резонансного и техногенного типа).

С учетом сказанного можно выделить набор характерных частот исследуемого участка геологической среды f_i ($i = 1, 2, 3, \dots, n$). В качестве параметров v_0 и u в соотношениях (2.3) выбираются спектральная амплитуда колебаний v_i , соответствующая выбранной частоте f_i , и смещение за период колебаний u_i .

В результате анализа сейсмического фона определяются размеры структурных элементов среды L_i для каждого ее участка и эффективная деформация блоков за период колебаний $\epsilon_i = u_i/L_i$.

Дополнительной характеристикой степени нарушенности горных пород на исследуемом участке геологической среды является наполненность колебаний высокими частотами. Количественная характеристика степени нарушен-

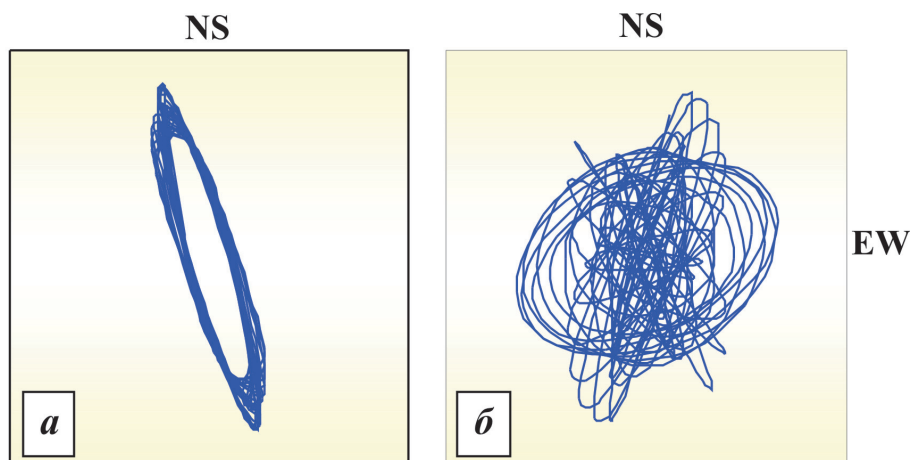


Рис. 2.34. Траектория движения частиц среды в горизонтальной плоскости по результатам регистрации сейсмического фона на о. Сахалин 29.05.2001 г. *а* – частотный диапазон 12–13 Гц (техногенный источник), *б* – частотный диапазон 9,8–10,4 Гц (источник релаксационного типа)

ности среды в этом случае – отношение энергии колебаний в разных частотных диапазонах:

$$\frac{E_1}{E_2} = \frac{\int_{\Delta f_1} |S|^2 dt}{\int_{\Delta f_2} |S|^2 dt}, \quad (2.4)$$

где $|S|^2$ – спектр мощности колебаний, а диапазоны частот Δf_1 и Δf_2 выбирают соответственно в высокочастотной и низкочастотной частях спектра.

Естественно предполагать, что более высокие значения E_1/E_2 соответствуют более консолидированным участкам среды и наоборот.

Интегральная оценка механической устойчивости исследуемого участка геологической среды основана на том, что деформирование среды блочного строения происходит по-разному, в зависимости от того, насколько ее состояние близко к равновесному. Если параметры местных фоновых и импульсных колебаний с учетом суточных, сезонных и других естественных вариаций не изменяются со временем (точнее, их параметры не сильно отличаются от «привычных», характерных для данного временного промежутка), то состояние такого участка с большой вероятностью близко к устойчивому. В том случае, когда параметры колебаний существенно варьируют со временем (среда не вошла в устойчивое состояние), исследуемый участок рассматривается как нестабильный.

Мерой устойчивости конкретно взятого участка земной коры является, таким образом, суммируемая величина вариаций всех параметров, характеризующих среду, и ее временная изменчивость. В качестве такой величины

выбирается целевая функция устойчивости $F(t)$, которая определяется следующим образом:

$$F(t) = \sum_i a_i \Delta Y_i, \quad (2.5)$$

где $\Delta Y_i = |Y_i - Y_*|$, Y_i – конкретная i -я характеристика поля колебаний (амплитуда, характерные частоты, вариации параметров в выбранном окне, кластерные характеристики пространственного распределения очагов импульсных колебаний и т.д.); Y_* – характерные значения величины Y_i для данного периода времени и конкретных условий; a_i – весовые коэффициенты, значения которых качественно соответствуют значимости рассматриваемого параметра (в первом приближении в качестве весовых коэффициентов выбирается величина, обратная значению дисперсии Y_i [Спивак, Кишкина, 2004]).

Опыт применения рассмотренного подхода рассмотрим на двух примерах.

Диагностика массивов горных пород при выборе участков под захоронения радиоактивных отходов (РАО) на территории ПО «Маяк». Сейсмическая регистрация выполнялась на пяти участках территории ПО «Маяк» (рис. 2.35) с помощью малоапертурных сейсмических групп, каждая из которых состояла

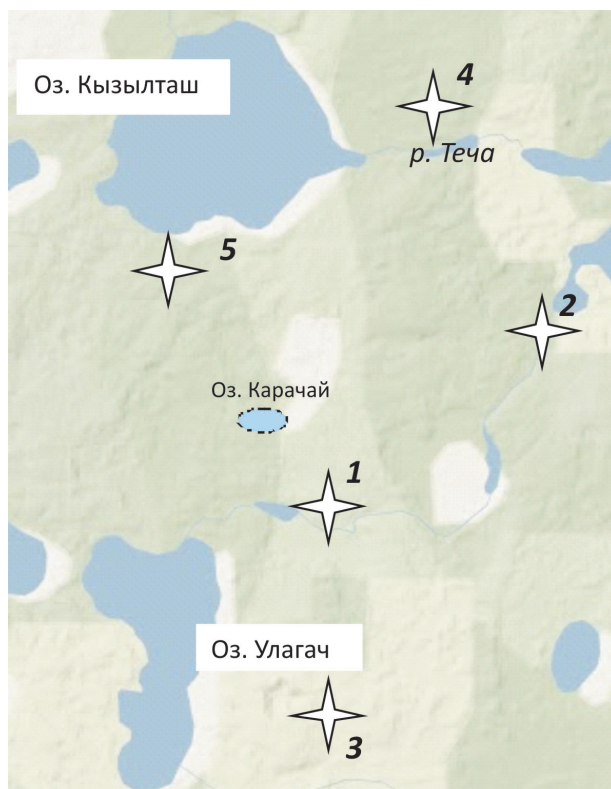


Рис. 2.35. Схема расположения малоапертурных сейсмических групп на территории ПО «Маяк» (звездочки); цифра возле звездочки – номер контролируемого участка

из центрального пункта трехкомпонентной регистрации и двух периферийных пунктов, расположенных на расстояниях около 500 м от центрального, и в которых регистрировалась вертикальная компонента колебаний [Адушкин и др., 1997а, б].

В качестве исходных данных для анализа использовались участки сейсмической записи, содержащие импульсные события с очагами в пределах исследуемой территории, а также участки записи, характеризующиеся минимальной статистически представительной среднеквадратичной амплитудой колебаний в выбранном временном интервале.

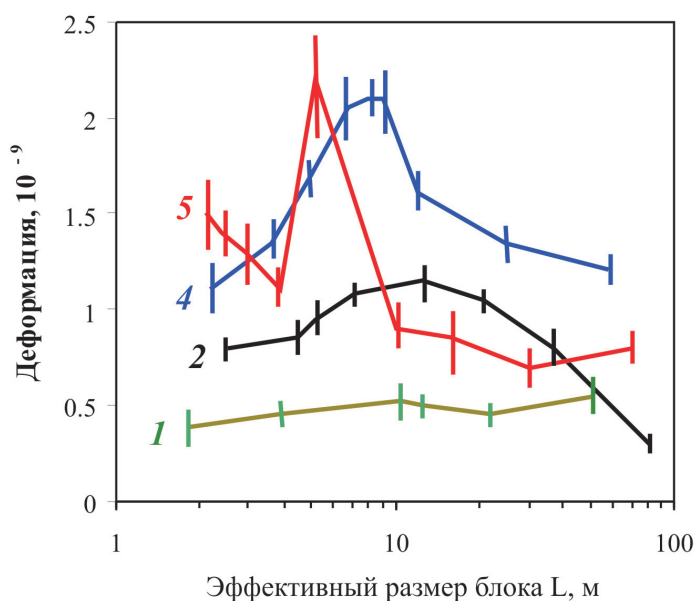


Рис. 2.36. Максимальная деформация активного блока за период колебаний в зависимости от его размера L (участки 1, 2, 4 и 5 территории ПО «Маяк»)

Результаты обработки фоновых микроколебаний приведены на рис. 2.36 в виде зависимости деформации активных блоков за период колебаний от их размера L (окно сглаживания при вычислении спектральных характеристик 1,7 Гц). Из рис. 2.36 видно, что распределение структурных блоков по размеру разное для разных участков исследуемой территории. Более того, на разных участках среды наблюдаются заметные различия в деформировании блоков разного размера¹. В частности, из рис. 2.36 следует, что участок 1 характеризуется практически одной и той же деформацией блоков разного размера, что свидетельствует об их консолидации, а следовательно, – достаточно высокой эффективной устойчивостью.

¹ Величина деформации блоков в фоновых колебаниях характеризует их относительную подвижность, следовательно – устойчивость.

Напротив, участки 4 и 5 характеризуются высокой несогласованностью деформаций блоков разного размера. Причем наиболее подвижными являются блоки с линейными размерами около 5 м на участке 5 и около 7–9 м на участке 4. К потенциально неустойчивым, хотя и в меньшей степени, чем участок 1, следует отнести и участок 2, на котором несколько выделяются по деформации блоки с размерами около 12 м.

Сделанный вывод подтверждается анализом отношения E_1/E_2 (рис. 2.37). Действительно, наполненность спектра мощности скорости колебаний высокими частотами наиболее высокая на участке 1 и заметно ниже на участках 4 и 5.

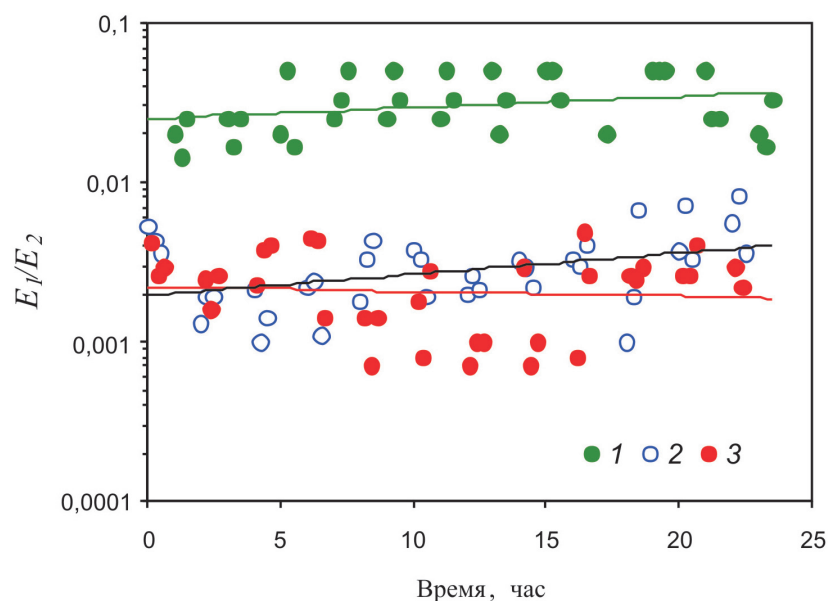


Рис. 2.37. Динамика отношения E_1/E_2 в диапазонах частот соответственно 10–20 и 0,5–10 Гц; № участка: 1 – 1; 2 – 4; 3 – 5

Весьма информативными являются данные, полученные в результате анализа импульсных событий релаксационного типа. Так, имеющийся опыт свидетельствует о том, что очаги наиболее крупных по амплитуде (энергии) импульсных событий группируются в зонах влияния тектонических структур (разломов) [Спивак, 2010в]. Это позволяет картировать разломные зоны в пределах территории, контролируемой малоапертурной сейсмической группой¹. В качестве примера на рис. 2.38 приведено пространственное распределение очагов импульсных микроколебаний, полученное по результатам сейсмической регистрации на территории ПО «Маяк». Следует отметить удовлетво-

¹ Размер такой области определяется чувствительностью сейсмической группы, характерным диапазоном амплитуд сейсмических сигналов релаксационного типа, а также сейсмическими свойствами среды.

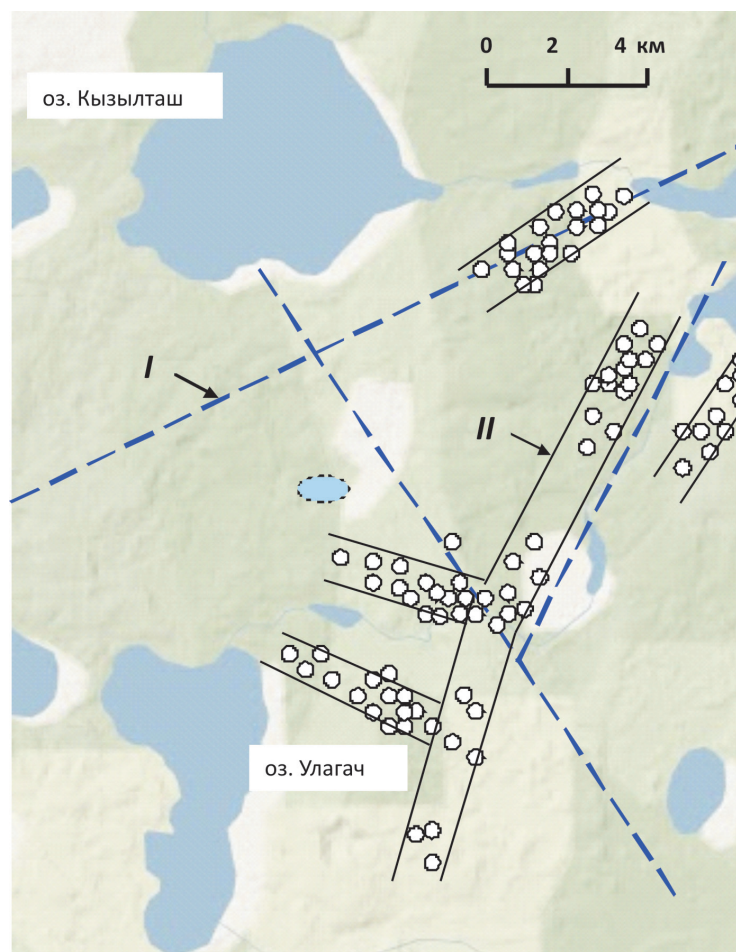


Рис. 2.38. Распределение эпицентров очагов импульсных микроколебаний релаксационного типа с амплитудой в очаге, превышающей 2 мкм/с, на территории ПО «Маяк» (незаполненные кружки); I – разломные зоны, установленные на основе геологических методов [Velichkin et al., 1995]; II – границы, окаймляющие разломные зоны на земной поверхности, установленные по результатам микросейсмических наблюдений

рительную кластеризацию очагов¹ в зонах разломов, картированных геологическими методами. Помимо разломов, выделенных с помощью геологических методов, сейсмический метод выделяет ряд других линейных структур, которые характеризуются повышенной деформируемостью.

Анализ параметров, характеризующих импульсные события, позволяет выполнять ранжирование контролируемых участков земной коры по харак-

¹ В отличие от геологического картирования, которое выполняется на поверхности земной коры, очаги импульсных событий локализируются на глубинах 50–500 м.

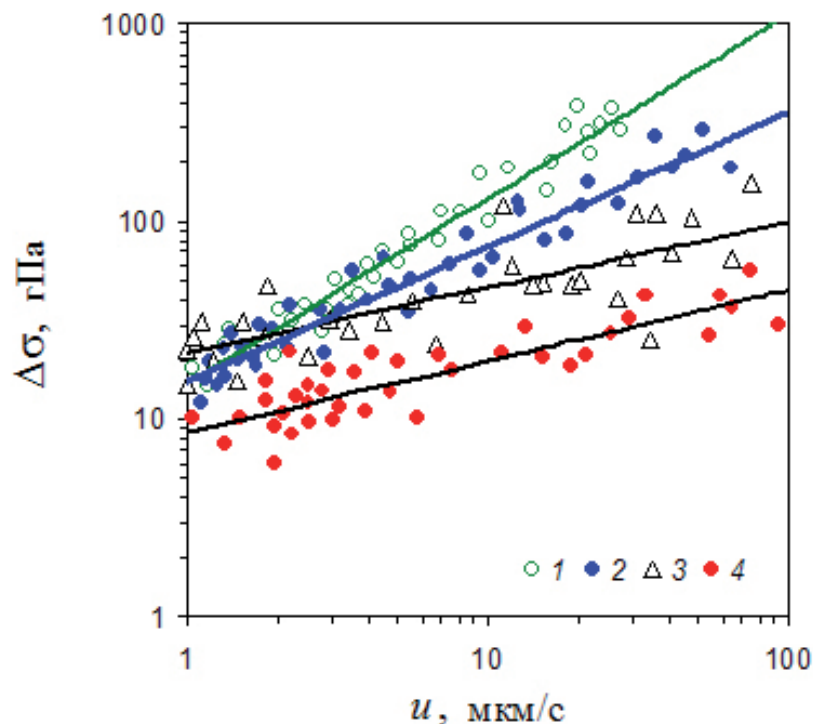


Рис. 2.39. Сброс напряжений при релаксации блоков разного размера на участках территории ПО «Маяк» в зависимости от дифференциального смещения активной границы блока u ; № участка: 1 – 1; 2 – 1; 3 – 4; 4 – 5

теру зависимости $\Delta\sigma(u)$. Результаты анализа приведены на рис. 2.39, из которого можно сделать следующий вывод: участок 1 имеет устойчивый характер релаксационных процессов, характеризуется наибольшей интегральной прочностью (наклон зависимости $\Delta\sigma(u)$ максимален), участок 3 имеет неустойчивый характер релаксационных процессов (наибольший разброс снимаемых при релаксации напряжений), что может свидетельствовать о невысокой механической устойчивости.

Диагностика геодинамического режима территории Ново-Воронежской АЭС. Ново-Воронежская АЭС (НВАС) расположена в центральной части Европейской России на левом берегу р. Дон (рис. 2.40). Район НВАС характеризуется наличием ряда крупных тектонических структур разрывного типа, осложняющих его геодинамику. С целью определения геодинамической обстановки ближайшей к НВАС территории выполнялись микросейсмические наблюдения на нескольких участках земной коры, примыкающих к зонам влияния основных разломов (рис. 2.40). Оценка размеров активных блоков, их подвижности и основных характеристик релаксационных процессов, протекающих в среде, выполнялась на основе вышеизложенного подхода [Спивак и др., 1999].

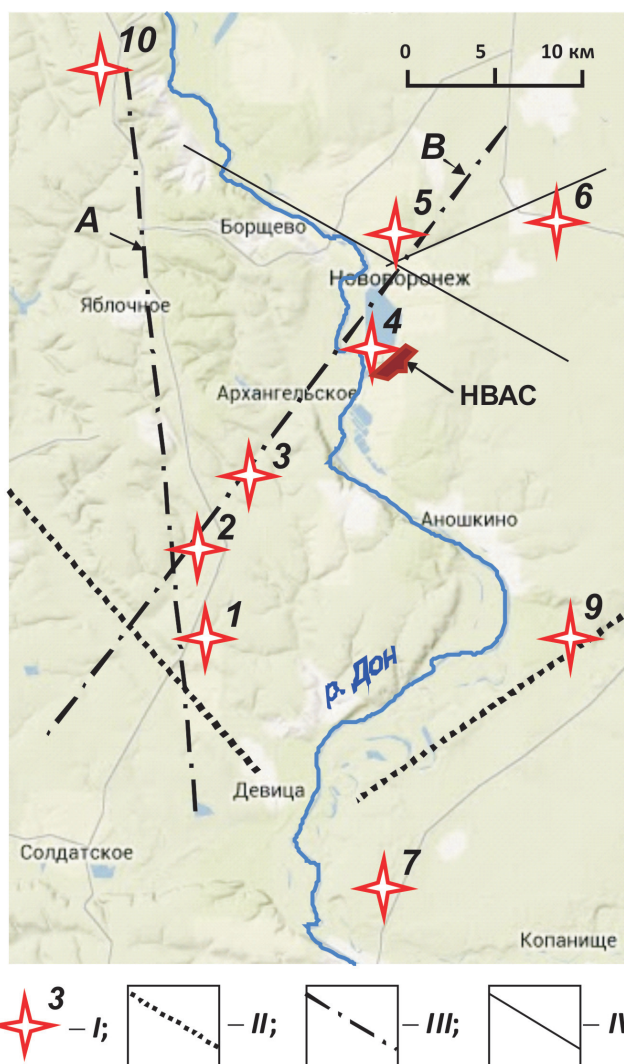


Рис. 2.40. Схема разрывных нарушений ближнего района НВАС и расположение малоапертурных сейсмических групп; I – расположение группы и ее номер; разломы: II – глубинные 1-го ранга; III – генеральные 1-го ранга; IV – региональные

Анализ фоновых колебаний. Результаты определения размеров блочных структур и деформации на их границах, полученные при анализе фоновых микроколебаний, представлены для некоторых участков на рис. 2.41. Видно, что в пределах участков выделяются структурные блоки с характерными линейными размерами от 3 до 80 м. Каждый из участков характеризуется индивидуальным распределением блоков по размерам, а также различной величиной деформации, которую можно рассматривать как характеристику подвижности блока.

Наиболее широкий набор динамически неустойчивых блоков разного размера зафиксирован на участках 1 и 3, что является косвенной характеристикой их повышенной структурной нарушенности по сравнению с остальными участками. Вместе с тем величина деформаций структурных блоков в стесненных условиях на указанных участках минимальна, что свидетельствует о низкой свободе их перемещений (плотная «упаковка»), а следовательно, их невысокой способности к релаксации, т.е. активности. Наибольшая подвижность блоков с размерами 10–30 м отмечается на участках 2, 9 и 10, которые могут рассматриваться как наиболее активные. Другие участки (5, 7 и 8) по степени подвижности структурных блоков, а следовательно, степени их потенциальной активности занимают промежуточное положение.

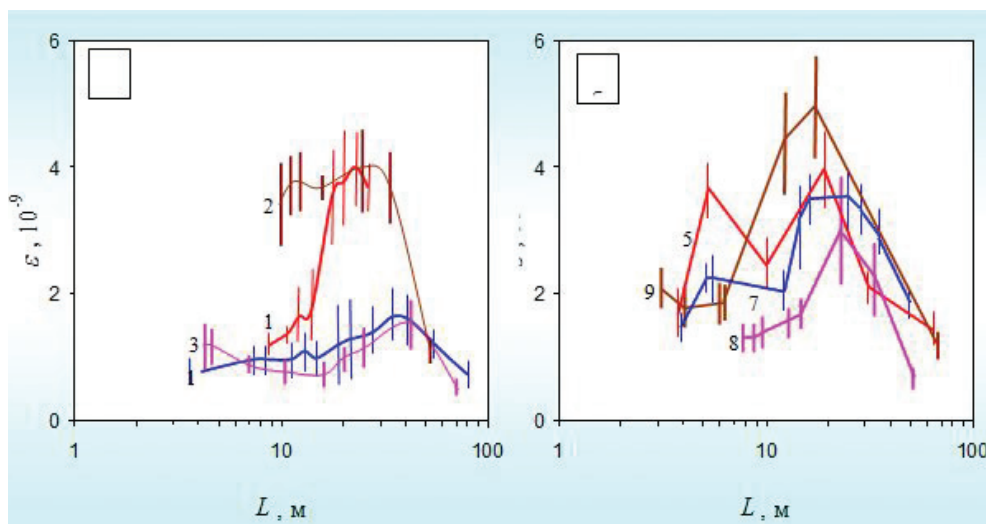


Рис. 2.41. Деформация структурных блоков разного линейного размера для некоторых участков района НВАС

Анализ импульсных колебаний релаксационного типа. Недостаточная статистика амплитудных характеристик импульсных колебаний (ИК) не позволяет определить статистически обоснованную зависимость амплитуды ИК v от эпицентрального расстояния до очага r . По этой причине для определения амплитуд ИК в очаге в настоящей работе привлекалась статистически корректная зависимость $v(r)$, полученная ранее для горных массивов, сложенных как кристаллическими, так и осадочными горными породами [Адушкин и др., 1991; Спивак и др., 1999].

Распределение очагов ИК для некоторых участков территории НВАС приведено на рис. 2.42. Анализ распределения очагов ИК по всем участкам показывает, что в целом очаги локализуются в окрестности разрывных нарушений.

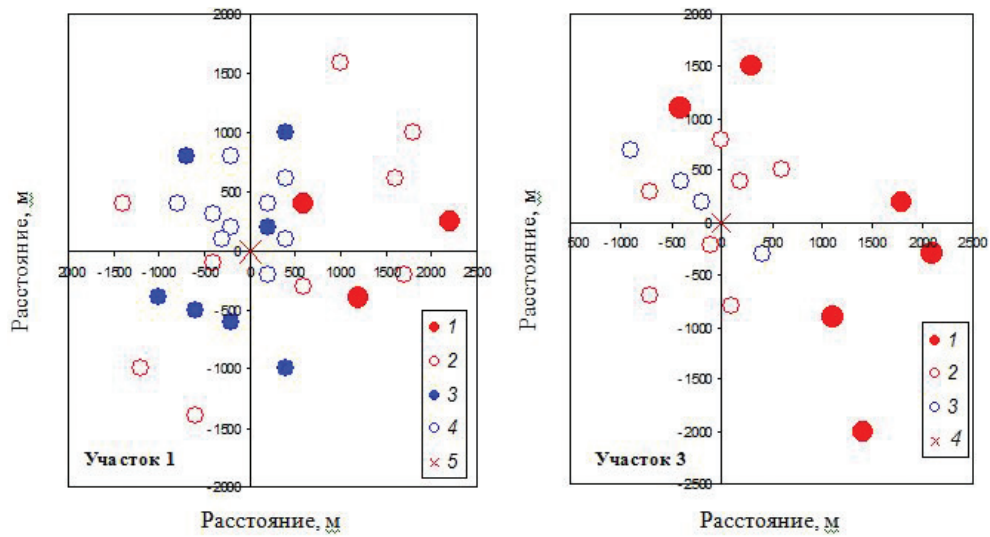


Рис. 2.42. Пространственное распределение очагов импульсных событий релаксационного типа. Амплитуда событий в очаге, нм/с: участок 1: 1 – более 80; 2 – 60–80; 3 – 40–60; 4 – менее 40; 5 – положение малоапертурной группы; участок 2: 1 – более 60; 2 – 40–60; 3 – менее 40; 4 – положение малоапертурной группы

Ранжирование контролируемых участков района НВАС по характеру зависимости $\Delta\sigma(u)$ позволяет выделять участки, характеризующиеся разной «жесткостью» (рис. 2.43).

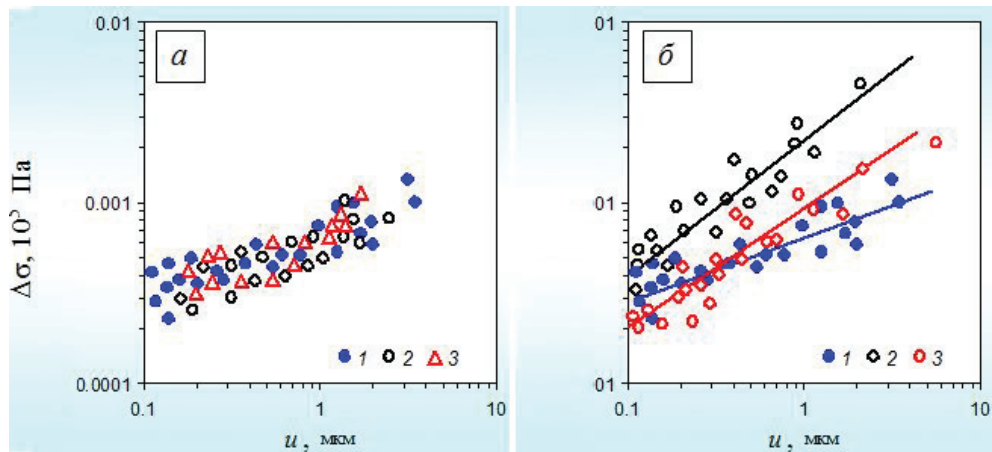


Рис. 2.43. Сброс напряжений при релаксации активных блоков на разных участках территории НВАС: а – участки: 1 (1), 3 (2), 5 (3); б – 1 (1), 6 (2), 10 (3)

Глава 3

ЭМАНАЦИОННОЕ ПОЛЕ РАДОНА

Изучение газообмена на границе земная кора–атмосфера (фактически в системе литосфера–атмосфера) представляет значительный интерес с точки зрения описания динамики глубинных процессов, протекающих в недрах Земли, и установления современного термодинамического режима и закономерностей тепломассопереноса в ее внутренних оболочках [Гуфельд, 2007; Летников, 2002; Маракушев, 1992]. Значительный интерес вызывает также эманация подземных газов при определении характера и количественных характеристик межгеосферных взаимодействий [Адушкин и др., 2006].

Эманационные поля подземных газов являются одним из важнейших элементов взаимодействия геосфер на границе земная кора–атмосфера. При этом интенсивность эманаций подземных газов характеризует не только их запасы и термодинамическое состояние в источниках, но также фильтрационные свойства земного вещества, которые могут изменяться в результате тех или иных геодинамических процессов.

Действительно, внешние возмущения (длиннопериодные деформации различной природы, вибровоздействия естественного и техногенного происхождения, неравномерности собственных и орбитальных движений Земли и т.д.) приводят к изменению характеристик твердого земного вещества, в частности его проницаемости, а также проницаемости каналов миграции газов, представленных, например, тектоническими структурами (разломами и трещинами) разного ранга.

Состав эманующих газов зависит от конкретного участка земной коры и характеризуется, как правило, наличием H_2 , N_2 , CO_2 , паров воды, а также ряда углеводородных соединений CH_4 , C_2H_6 , C_2H_4 и др. [Войтов, 1986, 1993; Файф и др., 1981]. Характерной особенностью подземных газов является наличие в них небольшого количества инертных газов и их изотопов (He, Ne, Ar, Tn, Rn). Среди последних особое место занимает изотоп радона ^{222}Rn – радиогенный газ, принадлежащий к уран-радиевой радиоактивной серии.

Повсеместное распространение радона в земной коре, непрерывность генерации в урансодержащих геологических формациях, а также его особые свойства: невысокая химическая активность, простота регистрации вследствие его радиоактивности, небольшое время полураспада $T_0 = 3,824$ сут – все это делает

его оптимальным индикатором современных геодинамических процессов, протекающих в земной коре. При этом, несмотря на весьма малое содержание радона в общем газовом потоке (около 10^{-16} – 10^{-18} % [Войтов, 1998; Уткин, 2000]), интенсивность его эманаций может служить характеристикой эманации и других газов. Последнее связано с механизмом миграции природного радона: весьма обоснованным представляется утверждение, что достаточно тяжелый радон (плотность $9,73 \text{ кг/м}^3$) переносится к земной поверхности путем захвата пузырьками водорода и метана [Войтов и др., 2000; Шулейкин, Резниченко, 2007].

Исследование радоновых эманаций представляет значительный интерес по ряду причин:

1. Эманации ^{222}Rn указывают на наличие в недрах природных источников радия (радон относится к уран-радиевой радиоактивной серии и является результатом радиоактивных превращений урана-238). На этом основан широко применяемый на практике эманационный метод радиометрической разведки месторождений радиоактивных руд [Рудаков, 2009].

2. Пространственные распределения объемной активности подпочвенного радона хорошо отражают структуру земной коры, маркируя зоны повышенной проницаемости среды, которые, как правило, отождествляются с зонами нарушения ее сплошности (разломы и трещины разного масштаба). Действительно, при площадных измерениях аномально высокие эманации ^{222}Rn на отдельных участках земной коры в известных случаях¹ связаны с наличием каналов преимущественной миграции флюидов, что позволяет выполнять картирование, например, тектонических структур с их ранжированием по проницаемости [Спивак, 2009; Weisbrod et al., 2009].

3. Весьма важной представляется роль радоновых эманаций в качестве индикатора интенсивности газовых эманаций из недр вообще. Последнее связано с одним из механизмов миграции природного радона из глубины к свободной поверхности: весьма обоснованным представляется утверждение, что достаточно тяжелый радон (плотность $9,73 \text{ кг/м}^3$) переносится путем захвата пузырьками водорода и метана, объем которых в составе эманацирующих из недр Земли газов значителен [Войтов и др., 2000; Рудаков, 2009].

4. Поступающий в атмосферу природный радон является основным естественным и фактически единственным ионизатором воздуха. Интенсивность радоновых эманаций напрямую определяет классический (нетурбулентный) электродный эффект, а следовательно, величину электрического поля в приземном слое атмосферы [Войтов и др., 2000; Шулейкин, 2006; Спивак, Косарев, 2012].

5. Ввиду того что интенсивность радоновых эманаций напрямую связана со степенью дробления среды, радоновые эманации представляют собой досто-

¹ Случай локальных интенсивных эманаций по разломным зонам отличается высокой реакцией объемной активности подпочвенного радона на внешние слабые возмущения в отличие от случаев повышенных эманаций, обусловленных концентрированными в пространстве мощными источниками либо близко расположенными к земной поверхности источниками невысокой интенсивности [Спивак и др., 2009].

верный индикатор подготовки мощных геодинамических явлений, например землетрясений [Уткин, 2000].

6. Немаловажен при постановке радоновых измерений геоэкологический фактор, поскольку радон как радиоактивный инертный газ является одним из основных источников радиационной опасности.

Обобщая вышесказанное, можно констатировать, что радон представляет собой уникальный индикатор геодинамического состояния среды. При этом изменение поля радоновых эманаций всегда (хотя и с некоторой задержкой¹) сопровождает изменения геодинамического режима среды, что позволяет рассматривать радоновые эманации также в качестве индикатора изменений структуры исследуемого участка земной коры, проницаемости каналов миграции газа и т.д., а также устанавливать отклик среды на внешние воздействия.

Интенсивность радоновых эманаций из недр Земли определяется многими факторами, среди которых к основным можно причислить пористость (трещиноватость) и проницаемость среды, напряженно-деформированное состояние массива горных пород, атмосферное давление и т.д.

Так как измерения активности радона непосредственно на земной поверхности (в приземном слое атмосферы) существенно осложнены его «разбавлением» приземной атмосферой, а также не всегда благоприятной метеобстановкой, для характеристики интенсивности радоновых эманаций используется объемная активность радона в подпочвенной атмосфере, регистрация которой выполняется на глубине, превышающей толщину почвенного слоя (сложные механо-химические процессы в почвенном слое рассматриваются, как правило, отдельно).

Количество мигрирующего из недр природного радона определяется интенсивностью его генерации в урансодержащих геологических формациях и временем миграции, которое, в свою очередь, определяется проницаемостью грунтов и горных пород. Это связано с тем, что согласно зависимости (1.23) активность радона зависит от времени его распространения от источника.

Так как деформационные процессы, постоянно протекающие в среде, вызывают изменение ее фильтрационных свойств (а следовательно, времени миграции радона), интенсивность поступления радона в атмосферу используется не только как характеристика прямого газообмена между литосферой и атмосферой, но также в качестве индикатора деформационных процессов в недрах Земли [Войтов, 1998]. В частности, аномальные вариации интенсивности радоновых эманаций предлагается рядом авторов использовать в качестве предвестника землетрясений [Уткин, Юрков, 1998; Уткин, 2000].

В результате большого объема измерений, выполненных в разных условиях, к настоящему времени накоплен обширный экспериментальный материал, который, во-первых, подтверждает правомерность использования радоновых

¹ Величина задержки отклика поля радоновых эманаций зависит от конкретных условий: глубина залегания источника, свойства каналов миграции и т.д. (например, отклик на приливную деформацию происходит с задержкой от 1 до нескольких часов [Адушкин и др., 2006; Спивак, 2010]).

эманаций для характеристики интенсивности геодинамических процессов [Беликов, Шестаков, 2000; Fujiyoshi et al., 2005], в том числе в условиях мегаполиса [Дорожко, Макаров, 2005], и, во-вторых, демонстрирует достаточно высокую корреляцию объемной активности подпочвенного радона R с глобальными вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры [Рудаков, 1992; Рудаков и др., 2003], метеоусловиями [Ionnides et al., 1996], влажностью почвы и напряженностью электрического поля в приземном слое атмосферы [Адушкин и др., 2006; Войтов и др., 2000; Фирстов и др., 2006; Шулейкин, 2007]. Отмечается также роль тектонических разломов в пространственном распределении объемной активности подпочвенного радона [Banwell, 1988; Ionides et al., 1996; Адушкин и др., 2006; Спивак, Кожухов, 2004].

Для получения информации об интенсивности эманационного поля природного радона и его вариаций регистрация объемной активности радона в подпочвенной атмосфере проводилась в настоящей работе на срединных участках структурных блоков земной коры, а также вдоль профилей, пересекающих тектонические нарушения (с целью определения влияния разломных зон). В связи с тем что интенсивность радоновых эманаций характеризуется заметными временными вариациями, величина и периодичность которых в значительной степени определяются приливным воздействием (глава 1) [Спивак и др., 2009в]. При выполнении сопоставительных измерений на разных участках земной коры регистрация выполнялась в периоды, характеризующиеся минимальной динамикой лунно-солнечных приливов в изучаемом районе.

С целью установления корреляционных характеристик между эманационным процессом радона, другими геофизическими полями и внешними возмущениями (лунно-солнечный прилив, барические вариации в атмосфере) выполнялись продолжительные по времени измерения с длительностью, достаточной для вычисления основных периодичностей процесса.

Все измерения выполнялись в период слабых вариаций уровня подземных вод [Горбунова, 2006]. Для окончательного анализа привлекались данные, полученные в периоды времени, характеризующиеся отсутствием продолжительных осадков.

Минимальная глубина отбора проб составляла 0,8 м и выбиралась по результатам регистрации температуры почвы на разных глубинах. Результаты измерений показали отсутствие суточных вариаций на фоне медленных сезонных изменений температуры, начиная с глубины 0,5 м.

3.1. Пространственные вариации объемной активности подпочвенного радона

Район Нелидово-Рязанской тектонической структуры. Источником природного радона в исследуемом регионе являются геологические формации, содержащие радиоактивные элементы уран и радий. Наиболее высокие концентрации U и Ra встречаются в юрских глинах, четвертичных ледниковых

суглинках, известняках карбона, меловых и четвертичных песках, а также в фосфоритовых конкрециях, гравийно-галечниковых горизонтах четвертичных отложений.

Основными источниками радона являются отложения Бобриковской свиты визейского яруса нижнего карбона, представленные в нашем случае глинами, серыми песками и прослойками бурых углей. На значительной территории Московского региона встречаются залежи угля и углистых сланцев, обогащенных ураном до $(6-20) \cdot 10^{-3} \%$. На отдельных участках встречаются мелкие месторождения и рудопроявления урана.

Бобриковская свита на исследуемом участке земной коры залегает на глубинах 150–250 м, что с учетом известной его проницаемости (5–15 дарси [Кочарян, Спивак, 2003]) определяет небольшие времена миграции радона к дневной поверхности (1–10 ч).

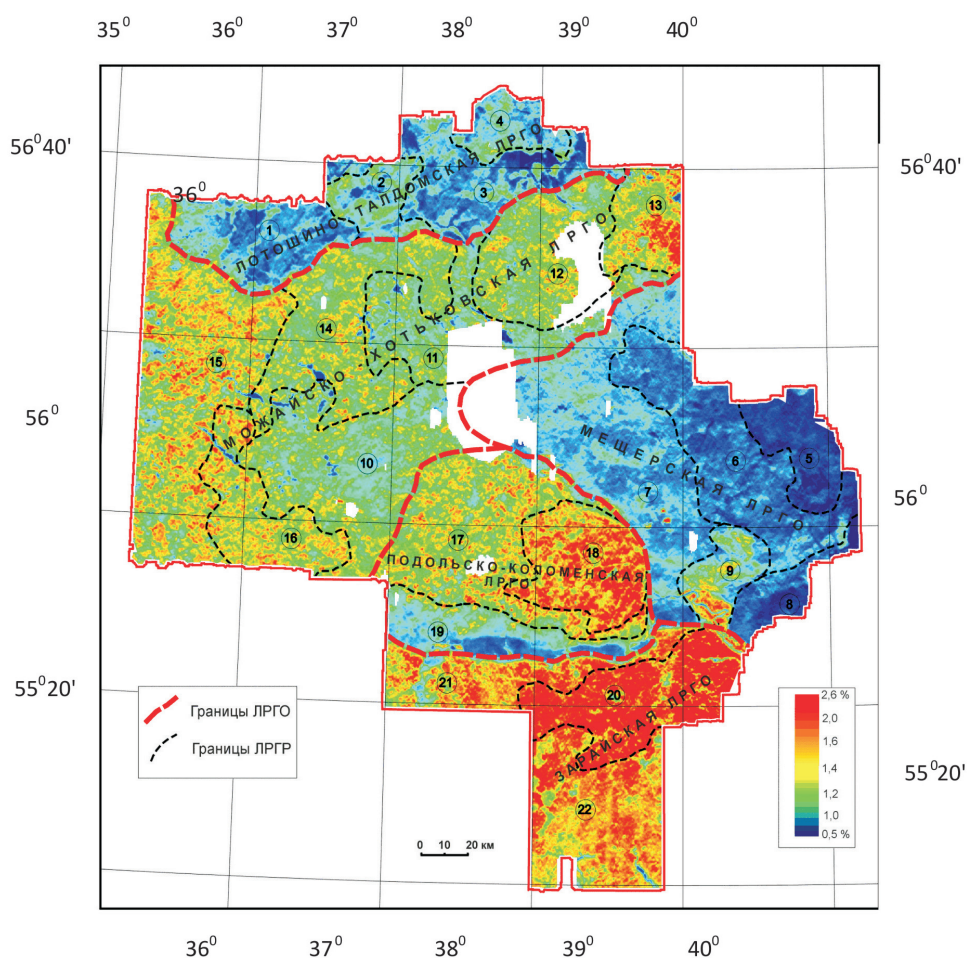


Рис. 3.1. Карта концентраций U с элементами ландшафтно-радиогеохимического районирования

Следует отметить также, что помимо естественных источников радона существуют источники антропогенной природы в виде золоотвалов ТЭЦ, карьеров по добыче фосфоритов и, наконец, прямых источников радиоактивности в виде подземных могильников и захоронений радиоактивных отходов промышленного производства разной активности.

Перечисленные источники радона распределены по территории крайне неравномерно (в качестве примера на рис. 3.1 приведена карта концентрации природного U в пределах Московской области [Отчет..., 1999]). Антропогенные источники усиливают указанную пространственную неравномерность и определяют ярко выраженные в ряде случаев локальные аномалии радиоактивных элементов (рис. 3.2).

Объем мигрирующего из недр природного радона определяется интенсивностью его генерации в урансодержащих геологических формациях, а также проницаемостью грунтов и горных пород. Интенсивность поступления радона к приповерхностным участкам земной коры характеризуется его объемной активностью в подпочвенной атмосфере, реже активностью в приземной атмосфере. При этом следует отметить, что регистрируемая в эксперименте объемная активность радона является характеристикой не только концентрации радона в газовой смеси, но и опосредованно времени его фильтрации к дневной поверхности T в соответствии с зависимостью (1.23).

С учетом этого можно сделать заключение о том, что при анализе пространственного распределения объемной активности подпочвенного радона необходимо принимать во внимание только *локальные* пространственные вариации, которые позволяют выделять ограниченные по размеру участки наиболее интенсивных радоновых потоков. Как правило, это тектонические нарушения, характеризующиеся повышенной проницаемостью (зоны повышенной трещиноватости рыхлого чехла как проявление тектонических разломов фундамента и проницаемых зон осадочных пород [Анисимова, Короновский, 2007]).

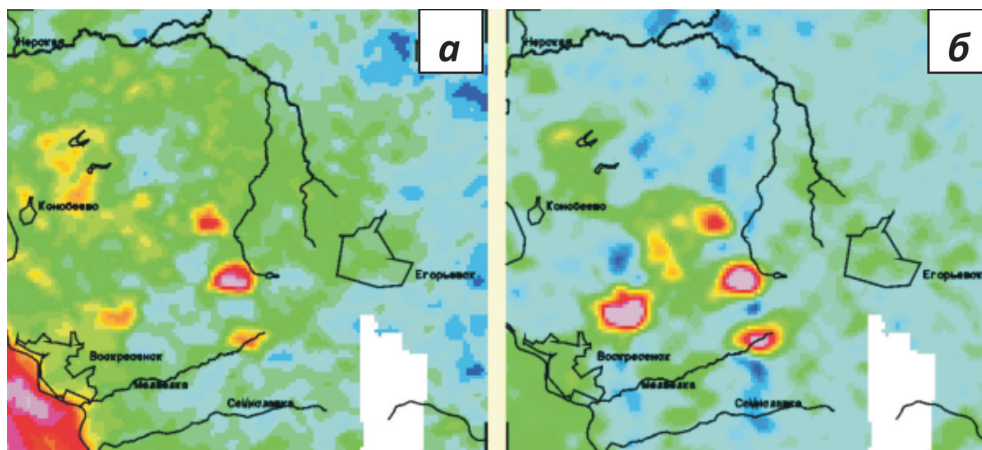


Рис. 3.2. Аномалии U в окрестности г. Егорьевск. Интенсивность аномалий (б) до $6 \cdot 10^{-4} \%$, соответствующие им аномалии дозы до 13 мкР/ч (а)

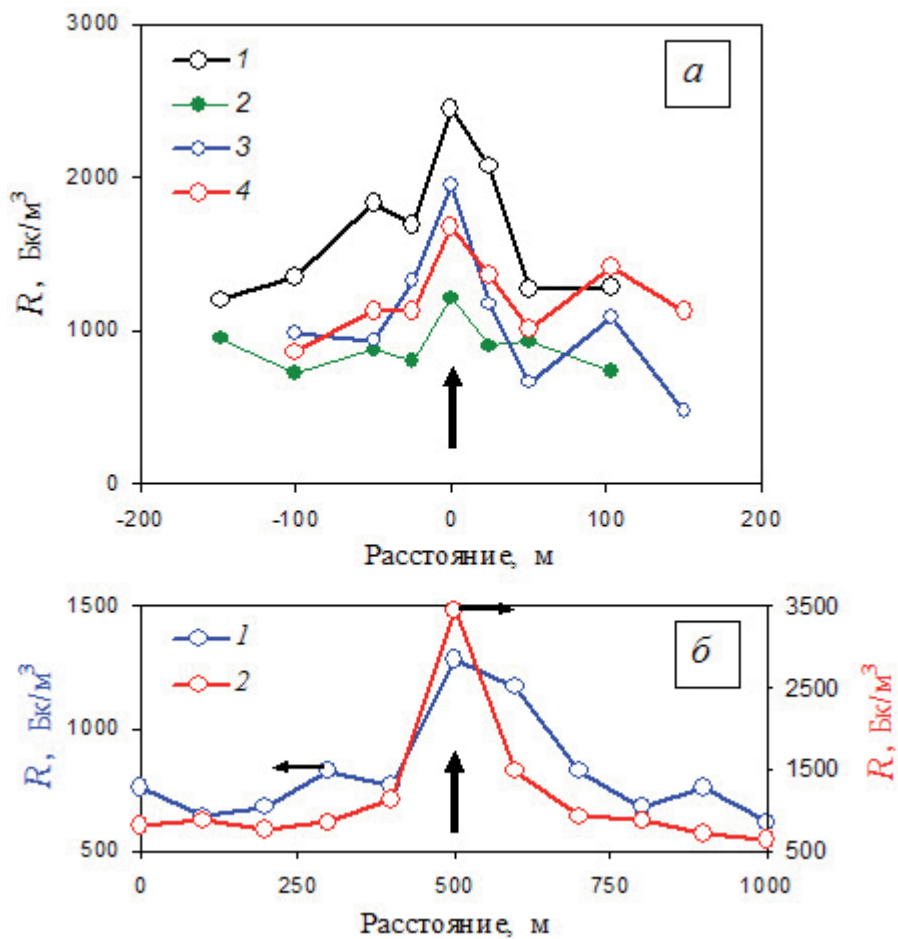


Рис. 3.3. Объемная активность радона в подпочвенной атмосфере вдоль трасс, пересекающих тектонические нарушения II порядка относительно НРШЗ в пунктах: а – 1–4; б – 6 (1) и 5 (2); вертикальными стрелками обозначено положение тектонического разлома

Действительно, объемная активность подпочвенного радона R характеризуется существенно более высокими значениями на срединных участках тектонических разломов по сравнению с прилегающими участками, принадлежащими структурным блокам. В качестве примера на рис. 3.3, а приведены результаты измерений R , выполненных вдоль трасс, пересекающих тектонические структуры II порядка относительно НРТС. Повторные измерения, выполненные через год, подтверждают стабильность полученных характеристик (рис. 3.3, б).

Ногинская разломная зона. Изучение геофизических полей в районе Ногинской разломной зоны выполнялось одновременно в стационарных и оперативных пунктах регистрации. Рассмотренное выше влияние тектонических нарушений на характер пространственного распределения объемной активности

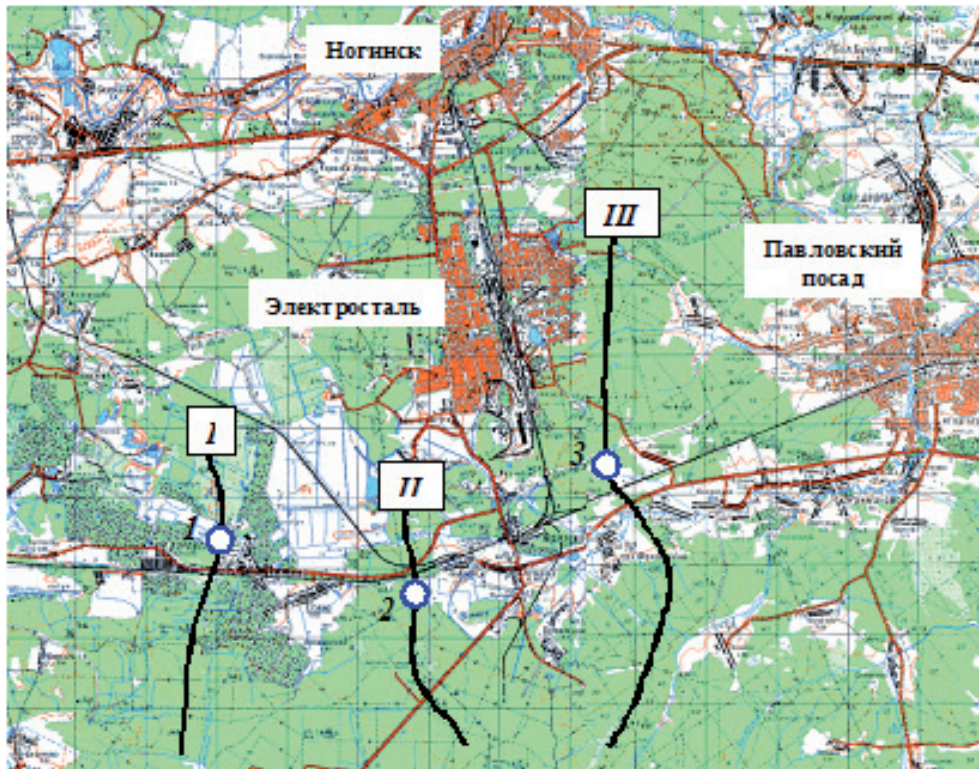


Рис. 3.4. Схема профилей I–III при регистрации объемной активности подпочвенного радона в районе Ногинского разлома (1–3 – пункты долговременной регистрации, расположенные вблизи серединной линии разлома)

радона в подпочвенной атмосфере позволило использовать эту особенность при установлении срединных участков Ногинской тектонической структуры, расположенных в районе с высоким уровнем промышленного и инженерного освоения, где использование геологических методов выделения структур затруднено: участок, расположенный в ближнем Подмосковье. С этой целью выполнялась регистрация объемной активности подпочвенного радона вдоль профилей I–III, пересекающих разломную зону с севера на юг (рис. 3.4).

На рис. 3.5 представлены результаты регистрации средней за период наблюдений величины объемной активности подпочвенного радона в пунктах, расположенных вдоль профилей I–III. Видно, что на трассах наблюдаются локальные участки с повышенной объемной активностью подпочвенного радона.

Ярко выраженная локальность пространственных максимумов величины R , а также тот факт, что они расположены примерно на одной широте (Ногинский разлом характеризуется субширотным распространением), позволяют сделать заключение о том, что наблюдаемые максимумы соответствуют срединным участкам исследуемой разломной зоны. В дальнейшем на этих участках располагались пункты 1–3 долговременных наблюдений, выполняемых с

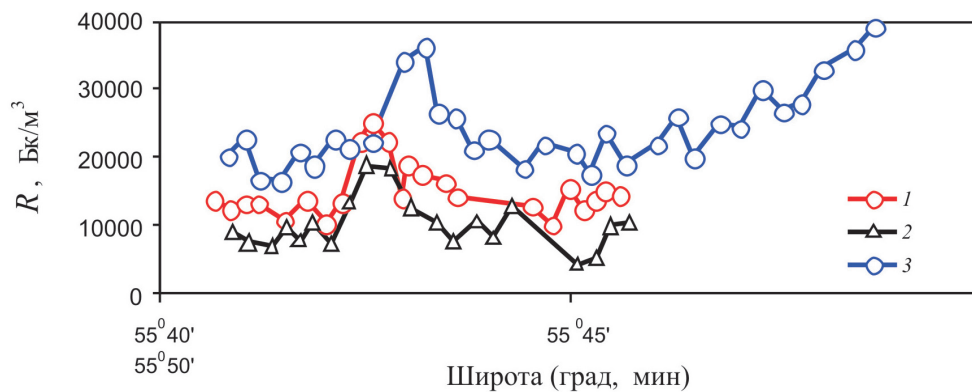


Рис. 3.5. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона R в пунктах, расположенных вдоль профилей I–III (1–3) (рис. 3.4)

целью установления временных вариаций эманационного поля радона в зоне влияния Ногинского разлома.

3.2. Особенности эманации радона с глубиной

Интерес к распределению активности природного радона с глубиной определяется двумя причинами: 1) как радиогенный газ радон представляет собой определенную экологическую опасность для населения и производственного персонала в зданиях и сооружениях, расположенных как на земной поверхности, так и в подземных условиях; 2) характер распределения концентрации радона с глубиной позволяет устанавливать механизм миграции газа для конкретных участков земной коры.

Расчетная модель переноса радона. В простейшем случае массоперенос радона с глубины к земной поверхности допустимо рассматривать как некоторый установившийся диффузионный процесс. В этом случае для определения концентрации радона на разных глубинах привлекается уравнение

$$m \frac{dR_c}{dt} = D \frac{d^2 R_c}{dz^2} + mV \frac{dR_c}{dz} - mR_c \lambda + Q, \quad (3.1)$$

где R_c – концентрация радона в единице объема порового пространства канала миграции; m – пористость; D – коэффициент диффузии; λ – постоянная распада эманаций; V – скорость конвективного переноса; Q – скорость выделения эманаций в поровое пространство в единице объема среды; ρ – плотность вещества-заполнителя канала миграции газа; z – глубина.

Коэффициент диффузии определяется не только свойствами материала-заполнителя канала миграции, но также влажностью и температурой подпочвенной атмосферы. Для оценки зависимости коэффициента диффузии от

температуры (в соответствии с кинетической теорией газов) допустимо привлекать зависимость

$$D = D_0 \left\{ \frac{T}{273} \right\}^k,$$

где T – температура по шкале Кельвина, D_0 – коэффициент диффузии при нормальных условиях; $k \sim 0,5$.

Отметим, что на скорость диффузии значительное влияние оказывает влажность. При повышении влажности скорость диффузии уменьшается. При влажности проницаемых горных пород до 6% коэффициент диффузии изменяется несильно (в пределах $6 \div 7 \cdot 10^{-6}$ м²/с). При влажности до 15% он составляет уже $\sim 10^{-6}$ м²/с, при влажности 17% значение коэффициента диффузии опускается до $5 \div 10 \cdot 10^{-7}$ м²/с.

Скорость конвективного переноса V определяется движением газовых потоков в пористой проницаемой среде под действием перепада давления между атмосферой и подпочвенной атмосферой на заглубленных участках грунта, содержащих источники радона. Характерные значения V для грунтовых масс лежат в диапазоне $1,5 \div 6,2 \cdot 10^{-6}$ м ($13 \div 54$ см/сут), что близко к скорости конвективного переноса эманаций в естественном залегании. Для разломных зон скорость конвективного переноса может характеризоваться существенно большей величиной, вплоть до 10^{-3} м/с.

Для описания миграции газа от заглубленного источника радона до земной поверхности необходимо рассматривать два случая: 1) случай с распределенными по массиву грунта источниками радона и 2) случай сосредоточенного на определенной глубине источника в отсутствие источников по пути миграции газа.

Реально величины D , V и Q не являются константами, и поэтому решение уравнения (3.1) вызывает большие сложности. С целью упрощения решения уравнения (3.1) прибегают к квазистационарному приближению, считая, что в каждый момент времени перечисленные параметры задачи можно считать константами. Тогда для случая распределенных источников решение уравнения (3.1) запишется в виде

$$R_c = \frac{Q}{m\lambda} \left\{ 1 - \exp \left[\frac{mV}{2D} - \sqrt{\left(\frac{mV}{2D} \right)^2 + \frac{m\lambda}{D} z} \right] \right\}. \quad (3.2)$$

Для случая сосредоточенного на глубине H источника радона решение уравнения (3.1) будет иметь вид

$$R_c = R_0 \frac{S_h \left\{ \sqrt{\left(\frac{mV}{2D} \right)^2 + \frac{mV}{2D} z} \right.}{S_h \left\{ \sqrt{\left(\frac{mV}{2D} \right)^2 + \frac{m\lambda}{2D} H} \right.} \exp \left[\frac{mV}{2D} (H - z) \right] \quad (3.3)$$

при следующих граничных условиях:

$$R_c = 0 \text{ при } z = 0, \quad R_c = R_0 \text{ при } z = H.$$

При $V = 0$ выражения (3.2) и (3.3) принимают простой вид:

$$R_C = \left\{ 1 - \exp \left[-z \sqrt{\frac{m\lambda}{D}} \right] \right\} \text{ для случая 1,} \quad (3.4)$$

$$R_C = R_0 \frac{S_h \left\{ z \sqrt{\frac{m\lambda}{D}} \right\}}{S_h \left\{ H \sqrt{\frac{\Psi}{D}} \right\}} \text{ для случая 2.} \quad (3.5)$$

Для примера вид зависимостей (3.4) и (3.5) представлен на рис. 3.6. Вычисления выполнялись при следующих значениях параметров: $\lambda = 2,1 \cdot 10^{-6}$ 1/с; $m = 0,01$ (значения других параметров приведены в подписи к рисунку).

Основная особенность графиков рис. 3.6 связана с характером зависимости $R(z)$. Случаи распределенного в горной породе и сосредоточенного на глубине источника радона различаются выпуклостью кривых.

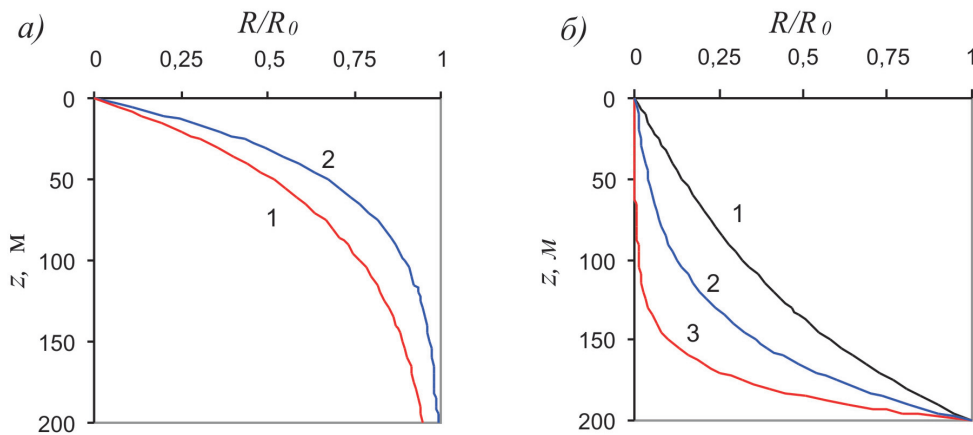


Рис. 3.6. Распределение концентрации радона по глубине для случая с распределенными параметрами радонсодержащими источниками (а) и сосредоточенным источником на глубине (б); D , м²/с: а – $2 \cdot 10^{-5}$ (1); 10^{-4} (2); б – $2 \cdot 10^{-4}$ (1); $5 \cdot 10^{-5}$ (2) и 10^{-5} (3)

Результаты инструментальных наблюдений. В результате инструментальных наблюдений [Спивак и др., 2007а, 2008] получены цифровые ряды объемной активности радона на нескольких глубинах в пункте, расположенном в зоне непосредственного влияния Ногинской тектонической структуры. Регистрация выполнялась на четырех глубинах, для чего использовалась обсадная скважина и три горизонтальных шпура, пройденных в стенках фортификационного сооружения. При этом забивочное устройство обеспечивало изоляцию рабочих объемов скважин и шпуров.

В качестве примера на рис. 3.7 приведены временные вариации объемной активности почвенного радона для глубин 0,8; 5,5; 9 и 11,5 м.

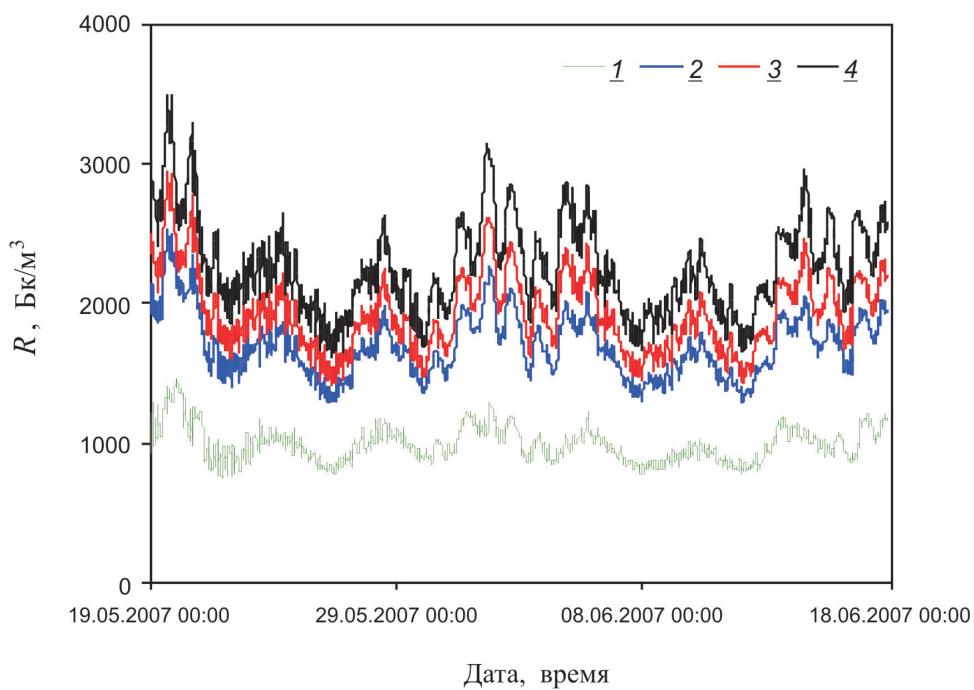


Рис. 3.7. Объемная активность природного радона в подпочвенной атмосфере R на глубинах 0,8 (1), 5,5 (2), 9 (3) и 11,5 (4) м

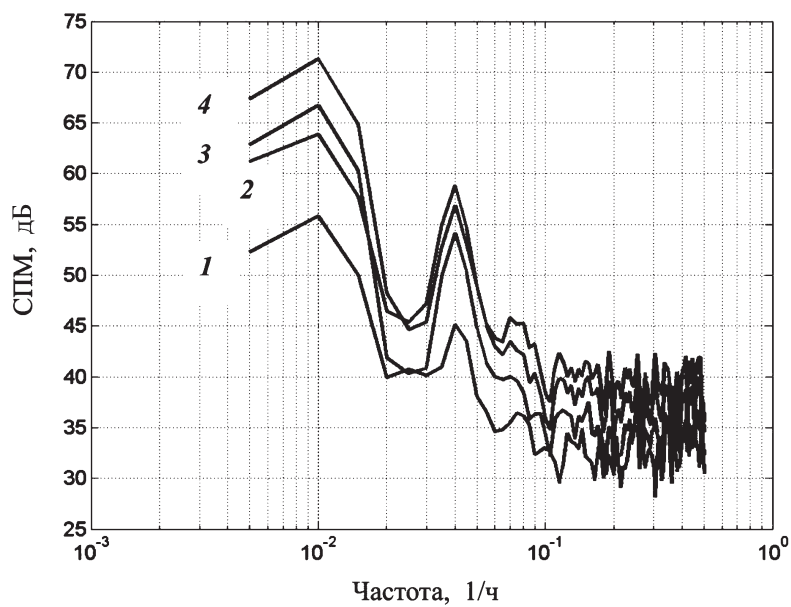


Рис. 3.8. Спектр мощности временных вариаций объемной активности подпочвенного радона на глубинах: 0,8 м (1); 5,5 м (2); 9 м (3) и 11,5 м (4) (оценка с вероятностью 0,95)

Анализ результатов регистрации показывает, что 1) абсолютные значения объемной активности природного радона в подпочвенной атмосфере заметно увеличиваются с глубиной; 2) временные вариации объемной активности подпочвенного радона практически синхронны и характеризуются ярко выраженными периодичностями, причем отчетливо выделяются циклы с периодами T около 0,5; 1 и 4 сут, что отчетливо проявляется на усредненных за время регистрации периодограммах вариаций R в виде максимумов (рис. 3.8).

Для выявления циклов с периодом, превышающим 4 сут, и установления динамики вариаций R с разными периодами вычислялись периодограммы полученных временных рядов с привлечением метода вейвлет-анализа. В качестве вейвлетов использовались импульсные функции Daubechies 5-го порядка.

В результате вейвлет-преобразований временных рядов объемной активности подпочвенного радона на разных глубинах были получены матрицы вейвлет-коэффициентов как функции времени и масштаба и построены периодограммы. Пример результатов вейвлет-анализа одного из рядов данных показан на рис. 3.9. Приведенная скалограмма демонстрирует, во-первых, наличие периодичностей с периодами около 24, 96 и 336 ч (при анализе модуля вейвлет-коэффициента период T определяется удвоением времени между соседними экстремумами), а во-вторых, изменение интенсивности вариаций с разными T со временем. Например, околосуточные периодичности изменяют свою амплитуду на протяжении времени измерений, усиливаясь в диапазоне 270–400 ч и в конце временной шкалы.

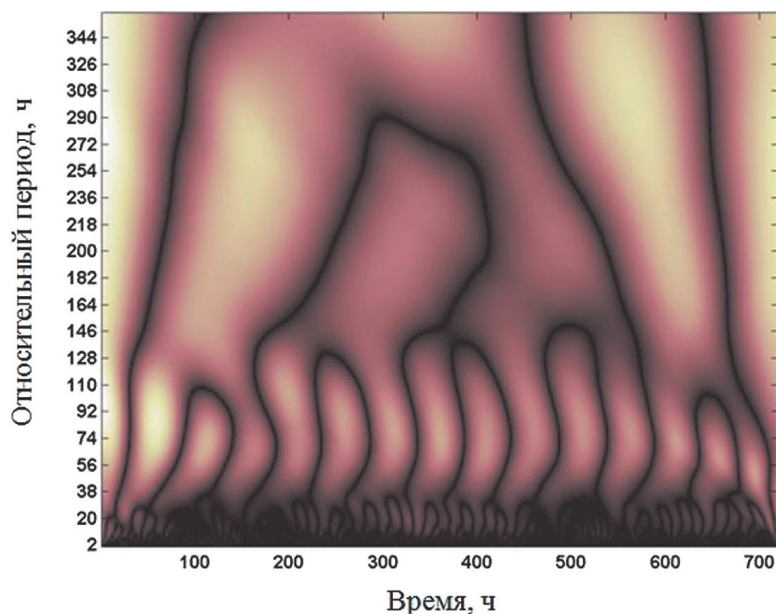


Рис. 3.9. Скалограмма вариаций объемной активности подпочвенного радона на глубине 0,8 м в диапазоне периодов 2,5–440 ч

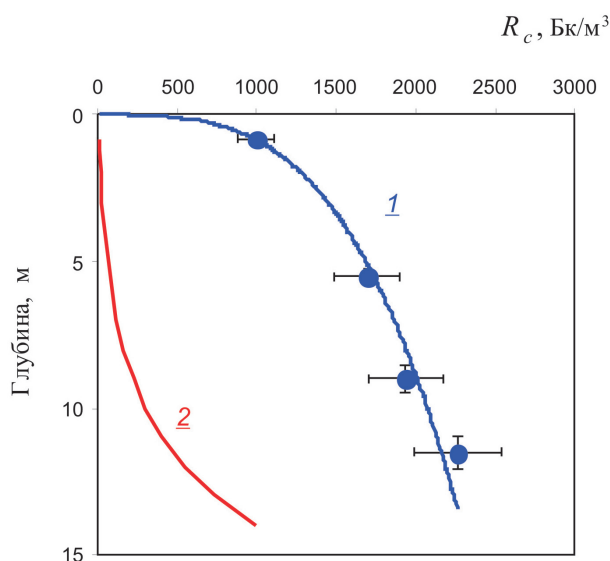


Рис. 3.10. Среднее значение объемной активности природного радона в подпочвенной атмосфере с глубиной; 1 – результаты эксперимента; 2 – расчет для случая линейной диффузии (пористость среды $m = 0,05$, коэффициент диффузии $D = 1,17 \cdot 10^{-6}$ м²/с, граничные условия: $R = 0$ на земной поверхности)

Для количественного сравнения объемной активности подпочвенного радона R на разных глубинах h вычислялись средние за период измерений значения R_c . Результаты представлены на рис. 3.10.

Характер экспериментальной зависимости качественно отличается от известного решения уравнения переноса газа от сосредоточенного источника, расположенного на глубине, к земной поверхности в приближении классической диффузии (коэффициент диффузии $D = \text{const}$) [Новиков, Копков, 1965; Фирстов, Рудаков, 2003] знаком второй производной $I = d^2R/dh^2$ (рис. 3.6). В отличие от случая классической диффузии для сосредоточенного источника $I < 0$ (увеличение R с глубиной стремится к максимальным значениям $I < 0$ на глубине источника) экспериментальная зависимость $R(h)$ характеризуется значениями $I > 0$ (зависимость – выпуклая в сторону увеличения R) (рис. 3.10). С точки зрения теории переноса это свидетельствует о том, что реальная ситуация соответствует либо случаю распределенного источника (наличие источников радона в среде по пути миграции), либо случаю нелинейной диффузии (D является функцией концентрации) с конвективной составляющей (фильтрационное течение). Учитывая то, что в районе проведения измерений источники радона сконцентрированы на глубине, и, принимая во внимание синхронность временных вариаций R на всех глубинах (рис. 3.7), можно сделать заключение о том, что в нашем случае основным механизмом миграции радона с глубины является нелинейная диффузия с весомым вкладом конвективной составляющей.

3.3. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона

Результаты инструментальных наблюдений свидетельствуют о существенных вариациях объемной активности радона в подпочвенной атмосфере со временем. При этом временные вариации R наблюдаются на всех исследованных участках земной коры. В качестве примера на рис. 3.11 и 3.12 приведены временные вариации объемной активности подпочвенного радона для некоторых районов. Из рис. 3.11 видно, что амплитуда колебаний значений R существенна и достигает величины, до двух раз превышающих средние значения. При этом следует отметить, что величина вариаций радоновых эманаций, как и абсолютная их величина, заметно выше в зоне влияния разломов по сравнению с серединными участками примыкающих к разлому структурных блоков.

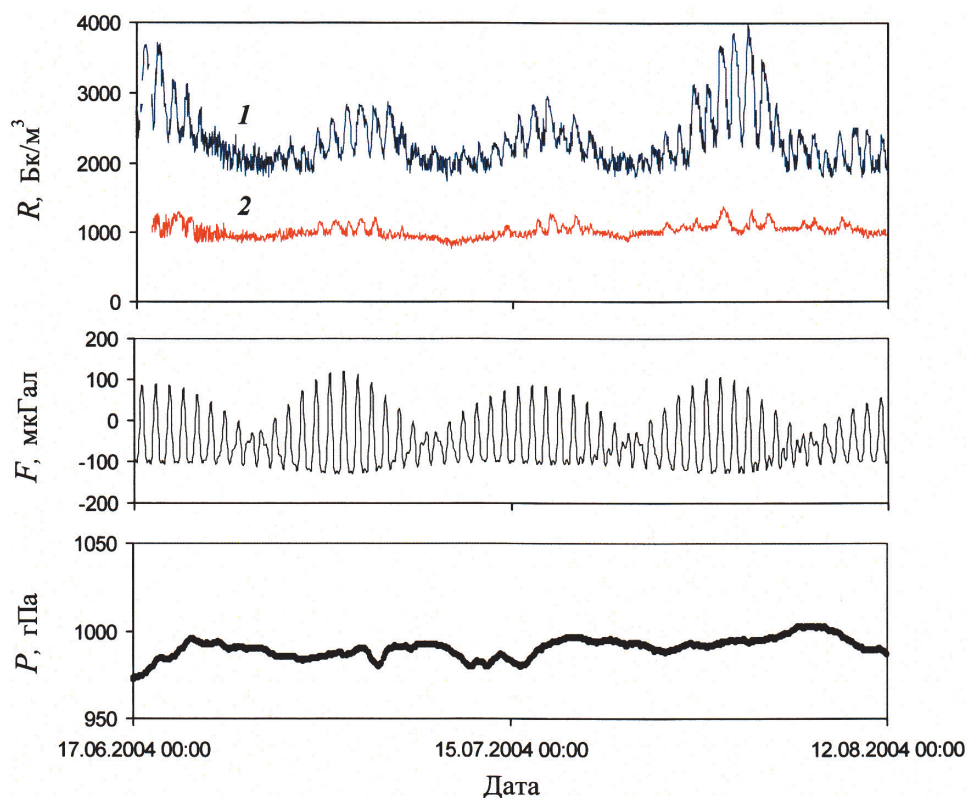


Рис. 3.11. Вариация объемной активности подпочвенного радона-222 в период высокой стабильности метеоусловий (в частности, практически постоянного атмосферного давления P) в пунктах, расположенных в зоне влияния глубинного разлома (1) и на серединном участке примыкающего структурного блока (2); F – вариация вертикальной составляющей приливной силы

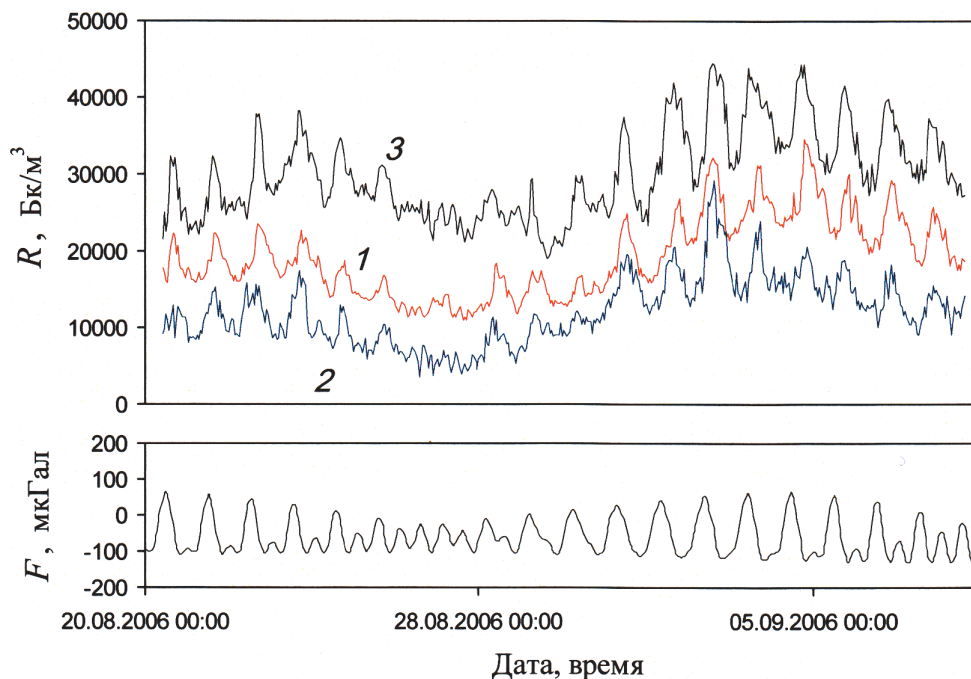


Рис. 3.12. Вариации объемной активности подпочвенного радона пунктах 1–3, расположенных на срединных участках Ногинского разлома соответственно на профилях I–III (рис. 3.4)

Вариации R наблюдаются как вблизи земной поверхности на глубинах около 1 м, так и на разных глубинах (рис. 3.7). В качестве причин указанных вариаций могут выступать факторы, вызывающие изменение фильтрационных характеристик среды. Наиболее значимые из них – влияние приливной деформации (глава 1), а также изменения атмосферного давления (глава 6).

В данном случае представляет интерес рассмотрение величины временных вариаций объемной активности подпочвенного радона на участках земной коры, отличающихся нарушенностью. Степень нарушенности, и, следовательно, степень деформируемости среды на конкретных участках определяется наличием зон ослабления прочности среды в виде тектонических разломов. Действительно, известно, что деформация земной коры при внешних возмущениях разной природы локализуется в окрестности разломных зон [Кочарян, Спивак, 2003]. Естественно предполагать, что зоны реально существующих разломов испытывают существенно большие деформации по сравнению с более консолидированными участками среды вне зоны их влияния. Результатом является повышенная проницаемость разломов, что позволяет выполнять более достоверное их картирование на основе анализа временных вариаций радоновых эманаций, которые вызываются внешними возмущениями.

Это хорошо демонстрирует рис. 3.13, на котором в качестве примера приведены совместно результаты определения величины R вдоль субмеридианного профиля I (рис. 3.4), пересекающего Ногинский разлом, и относительного коэффициента приращения K_R в приливной волне деформации:

$$K_R = \frac{R_{\max}}{R_{\min}},$$

где R_{\max} и R_{\min} – соответственно максимальное и минимальное суточные значения объемной активности подпочвенного радона, зарегистрированные в конкретном пункте за вычетом тренда, связанного с вариацией атмосферного давления.

Повышенный коэффициент приращения K_R в приливной волне деформаций (увеличение деформации среды с ростом приливной силы приводит к более интенсивной эманации газа), а также его сильная изменчивость во времени определяют жесткие условия на проведение профильной радоновой съемки. При сопоставительных площадных и профильных измерениях регистрация объемной активности (а также концентрации радона) в разных измерительных пунктах должна выполняться в периоды времени, соответствующие одинаковым фазам приливной деформации с учетом околосуточных периодичностей и двухнедельной цикличности приливной силы, либо в периоды минимальных вариаций F (в этом случае сравниваются средние значения за время регистрации).

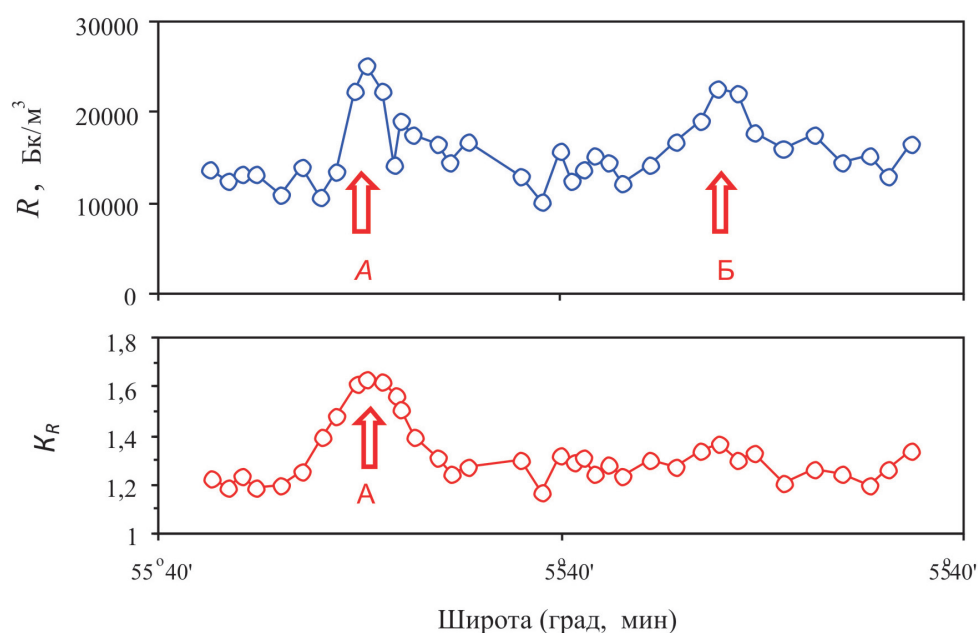


Рис. 3.13. Вариация объемной активности подпочвенного радона R и относительный коэффициент ее приращения K_R в приливной волне вдоль профиля I (рис. 3.4), пересекающего разломную зону. Места расположения предполагаемой серединной линии разлома показаны вертикальными стрелками

Сравнение коэффициентов приращения K_R в результате действия прилива для разных измерительных пунктов позволяет более точно определять положение активных разломных зон. Таким образом, при картировании разломов данные по пространственному распределению объемной активности подпочвенного радона должны дополняться результатами анализа отклика эманационного поля в каждом пункте наблюдений на слабые внешние возмущения.

Из рис. 3.13 видно, что при наличии двух ярко выраженных максимумов A и B на распределении R вдоль профиля регистрации (обозначены вертикальными стрелками), которые в первом приближении допустимо интерпретировать как положения срединной линии разломных зон [Семинский, 2009; Уткин, 2008], на графике относительного коэффициента приращения K_R наблюдается один локальный максимум A . Результаты дополнительного геологического анализа подтверждают наличие проявлений разломной зоны на широте, соответствующей максимуму A . Таким образом, привлечение дополнительной информации о временных вариациях интенсивности радоновых эманаций позволяет с большей точностью определять положение срединных (наиболее проницаемых) участков разломных зон.

Можно предполагать, что точка A на рис. 3.13 в большей степени соответствует расположению срединной линии разлома. Наблюдаемый максимум вариации R в точке B связан скорее всего с повышенной интенсивностью источника радона (в точке B отсутствует необходимая реакция среды в виде ее разуплотнения в приливной волне, что является характерной особенностью структурных нарушений).

Результаты инструментальных наблюдений и анализ полученных данных позволяют в качестве итога сформулировать следующие выводы:

1. Пространственное распределение интенсивности радоновых эманаций носит сложный характер в связи с существенно неравномерным распределением источников природного радона. Локальные увеличения объемной активности подпочвенного радона приурочены к срединным участкам тектонических структур. Тектонические разломы проявляются не только значительными (по сравнению с прилегающими участками земной коры) радоновыми эманациями, но также амплитудами их временных вариаций.

2. Объемная активность радона в подпочвенной атмосфере характеризуется выраженными временными вариациями.

3. Объемная активность радона в атмосфере подпочв увеличивается с глубиной, причем временные вариации $R(t)$ практически синхронны для разных глубин и характеризуются для условий проведения регистрации наличием циклов с околосуточным периодом, а также периодами 4 и 14 сут. Синхронность и характер изменения средних значений R с глубиной h свидетельствуют о том, что основным механизмом миграции радона с глубины является нелинейная диффузия.

Глава 4

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

4.1. Электрическое поле в приземном слое атмосферы

Наличие электрического поля Земли и, в частности, в ее приповерхностной зоне установлено экспериментально в XVIII в.

С момента его обнаружения и до настоящего времени проведено и постоянно проводится большое количество исследований, связанных с определением свойств, пространственно-временных закономерностей электрического поля в атмосфере и в грунте.

При отсутствии грозовой активности, а также в отсутствие интенсивной облачности, осадков и других атмосферных явлений (туман, метель, поземка) среднее значение вертикальной компоненты напряженности атмосферного электрического поля вблизи земной поверхности E_z составляет около 120–200 В/м. Над акваториями (океаны, моря, большие по площади водохранилища) напряженность электрического поля в приземном слое атмосферы ниже и составляет около 70–150 В/м.

Геоэлектрическое поле направлено вертикально к земной поверхности так, что эта поверхность заряжена отрицательно, а верхние слои атмосферы – положительно. Наибольшие значения E_z наблюдаются в средних широтах. Ближе к полюсам и к экватору напряженность геоэлектрического поля убывает. С высотой (по мере удаления от земной поверхности) величина E_z быстро уменьшается и, например, на высотах 5–10 км значения E_z не превышают 1–5 В/м.

Инструментальные наблюдения свидетельствуют о существенных пространственных и временных вариациях напряженности электрического поля Земли. Как правило, особенности временных вариаций E_z (максимумы и минимумы) приурочены к местному (локальному) времени, что позволяет рассматривать местные условия в качестве основного фактора, определяющего величину E_z . Это особенно хорошо проявляется вблизи больших городов (мегаполисов), где генерируется наибольшее количество ионов в атмосферу. Также известно, что на величину электрического поля сильное влияние оказывает загрязненность воздуха (наличие пылеватых частиц). Это позволяет

в ряде случаев использовать данные о вариациях E_z для мониторинга степени загрязненности городской атмосферы.

Наряду с локальными вариациями хорошо известны общепланетарные, так называемые «унитарные вариации» напряженности электрического поля, которые по одной из основных версий связаны с вариациями грозовой активности. Рис. 4.1 демонстрирует высокую корреляцию между «унитарными вариациями» напряженности электрического поля E_U и площадью интенсивной грозовой деятельности планеты S (основное количество гроз наблюдается в околоэкваториальных районах Земли).

Атмосферное электричество, несомненно, играет большую роль в живой природе, участвуя в эволюции живых организмов, являясь источником информации о внешнем мире и обеспечивая непрерывное приспособление организмов к изменениям окружающей среды и взаимосвязи на всех уровнях иерархической организации – от отдельной клетки до биосферы. Однако с точки зрения межгеосферных взаимодействий на границе земная кора/атмосфера большой интерес (по ряду причин, как это будет показано ниже) вызывает менее изученное электрическое поле на приповерхностных участках твердой геосферы. С учетом непрерывности токовой системы Земли можно утверждать, что основные особенности электрического поля в приземном слое атмосферы и в грунте совпадают.

Величина электрического поля в атмосфере не постоянна. Даже в условиях «хорошей» погоды (отсутствие осадков и тумана, сильного и умеренного ве-

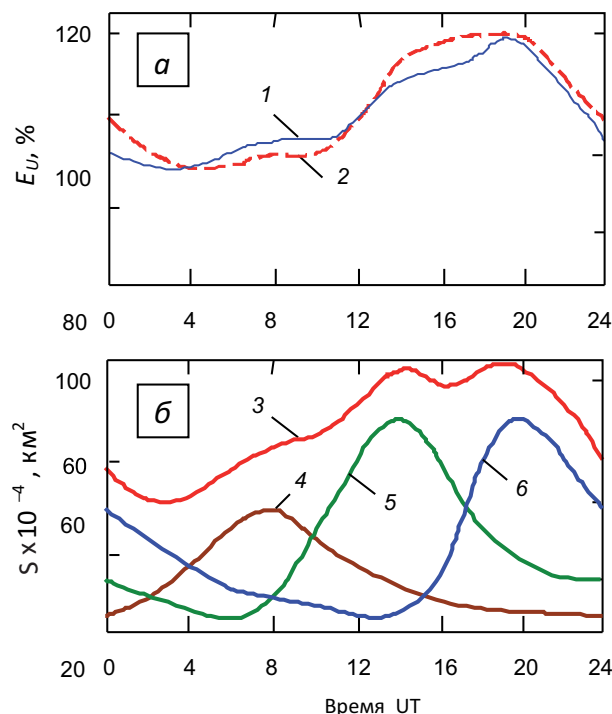


Рис. 4.1. Составляющая унитарных вариаций электрического поля (а) над океанами (1), в полярных областях (2); б – площадь, занимаемая грозовыми явлениями по поверхности Земли (3) и по отдельным континентам: 4 – Азия и Австралия; 5 – Африка и Европа; 6 – Америка

тра (скорость ветра менее 5 м/с), слабо изменяющееся атмосферное давление, отсутствие атмосферных фронтов и грозových проявлений в окрестности не менее 50 км) напряженность электрического поля изменяется в течение суток. При этом величина самого поля и его вариации зависят от географического положения места и характера возмущающих факторов как естественного, так и техногенного происхождения. В качестве примера на рис. 4.2 представлены суточные вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля у земной поверхности для некоторых случаев.

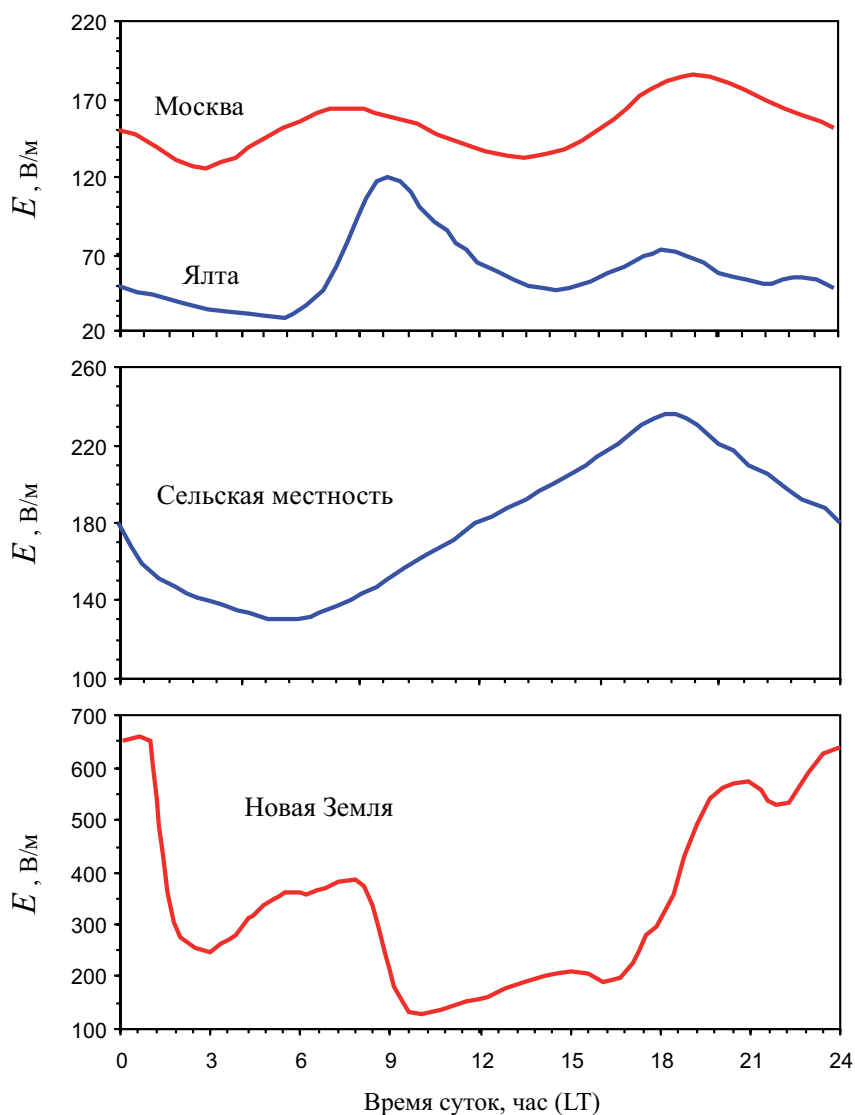


Рис. 4.2. Примеры суточных вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в атмосфере

Рассмотрим данные регистрации вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы, выполненной на Геофизической обсерватории (ГФО) «Михнево» Института динамики геосфер РАН в период благоприятных для электрических измерений метеоусловий. Типичные суточные вариации вертикальной компоненты электрического поля вблизи земной поверхности E_z приведены на рис. 4.3 и свидетельствуют о нестационарности процесса.

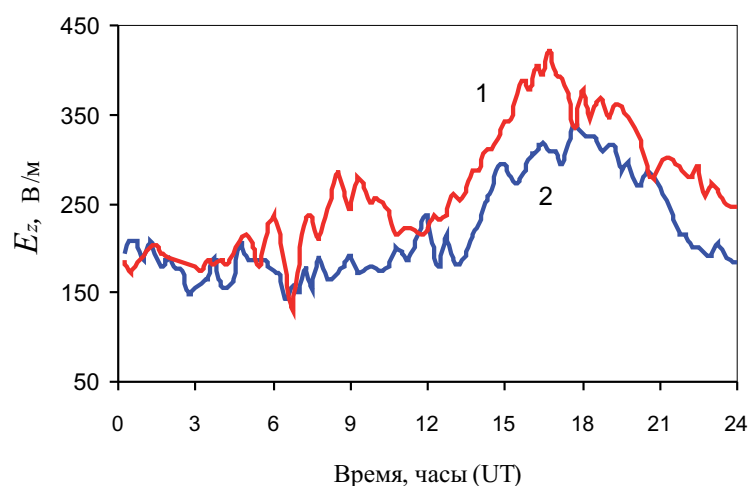


Рис. 4.3. Суточные вариации вертикальной компоненты электрического поля в приземном слое атмосферы на ГФО «Михнево»: 1 – 26.09.2006 г.; 2 – 02.10.2006 г.

Описание цифровых рядов наблюдений $x(t)$, подобных данным рис. 4.3, выполняется на основе модели стационарной случайной функции переменного t . В ряде случаев удается выделить из такого ряда стационарную составляющую (ряд содержит, как правило, трендовую составляющую и периодичности). Для поиска границ стационарности выполняется следующая процедура. С использованием фильтра верхних частот Баттеруорта пятого порядка производится фильтрация исходного ряда (рис. 4.4). В нашем случае частота среза выбирается в диапазоне $3 \cdot 10^{-3} - 3 \cdot 10^{-5}$ Гц.

Затем с использованием критерия согласия Колмагорова выполняется проверка соответствия распределения флуктуаций электрического поля относительно среднего значения нормальному закону распределения, для чего строятся гистограммы флуктуаций, по которым определяются параметры распределения. В результате сравнения теоретической $F_T(x)$ и эмпирической $F_Э(x)$ функций распределения определяется максимальная величина

$$D_n = \max|F_Э(x) - F_T(x)|$$

и с помощью известных соотношений статистики делается заключение о применимости нормального закона распределения.

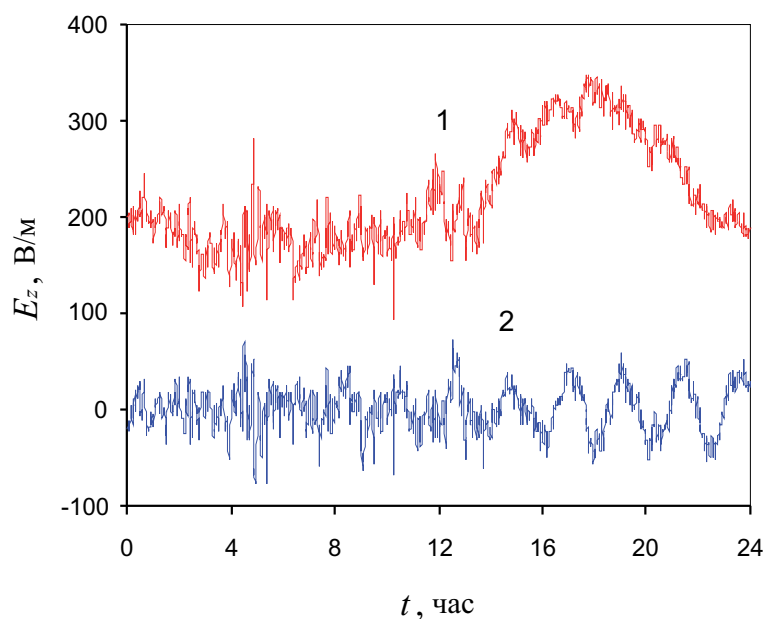


Рис. 4.4. Суточные вариации электрического поля на ГФО «Михнево» 02.10.2006 г.: 1 – исходная запись; 2 – после фильтрации (частота дискретизации 1 Гц, частота среза фильтра 0,0003 Гц)

Анализ результатов инструментальных наблюдений за E_z показывает, что для большинства случаев (в частности, для случая, представленного на рис. 4.3) на интервалах ~1 ч распределение отклонений регистрируемой величины от средних значений хорошо описывается нормальным распределением (рис. 4.5). Это означает, что на этих интервалах вариации напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы допустимо описывать с помощью спектра мощности.

Интерес к флуктуациям величины E_z связан, с одной стороны, с поиском пульсаций, характеризующих глобальную электрическую цепь, с другой – с изучением свойств приземной атмосферы как геофизической среды.

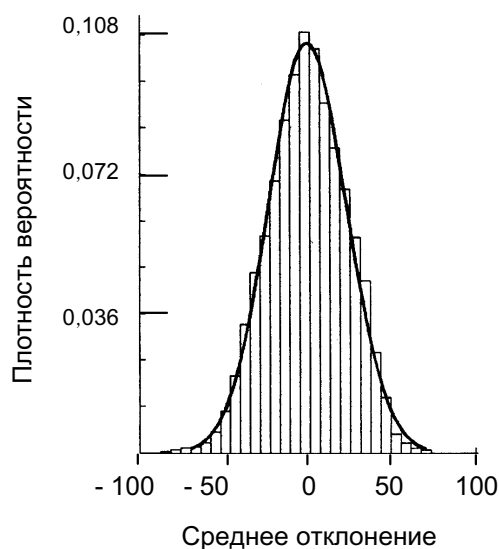


Рис. 4.5. Распределение флуктуаций E_z 02.10.2006 г. (частота среза фильтра 0,0003 Гц); аппроксимация нормальным распределением с $\sigma = 23$, $E_0 = 0$

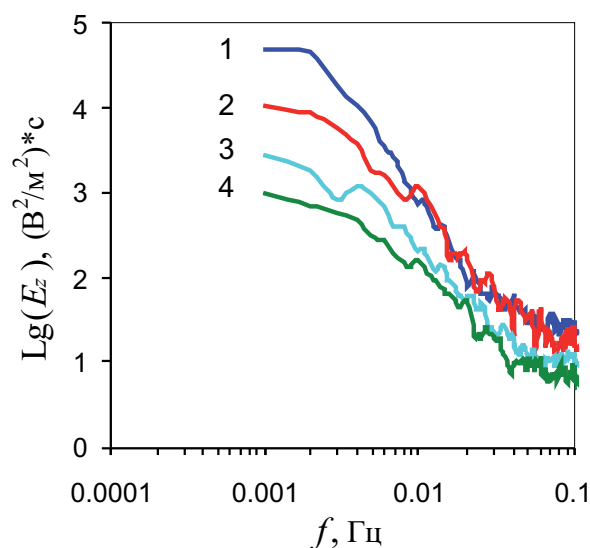


Рис. 4.6. Спектры мощности пульсаций E_z за 6 ч в течение суток (02.10.2006 г.); время суток, ч: 1 – 1–6; 2 – 7–12; 3 – 13–18; 4 – 19–24

Типичные спектры пульсаций E_z в приземном слое атмосферы представлены на рис. 4.6. Зависимость спектральной плотности S от частоты f в области $5 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2}$ хорошо аппроксимируется степенной функцией

$$S(f) \sim f^{-k},$$

где показатель степени k изменяется в интервале 2–5.

Регистрация электрического поля в приземной атмосфере выполняется с использованием датчиков разного, как правило, антенного типа. Хорошо зарекомендовали себя электрометры типа ИВЭП и А – 03 (пассивные электрические антенны с чувствительными электронными усилителями (рис. 4.7)). В частности, датчик ИВЭП, предназначенный для измерений в диапазоне 1 Гц – 10 кГц, имеет три выхода, коэффициенты передачи которых относятся как 1:10:100. Совместное использование выходов обеспечивает измерение вариаций напряженности вертикальной компоненты электрического поля в широком диапазоне амплитуд (от 0,001 В/м до 400 В/м). Узкополосный режекторный фильтр обеспечивает подавление промышленной помехи 50 Гц.

Для регистрации в низкочастотном диапазоне (0–20 Гц) применяется электростатический флюксметр ИНЭП (рис. 4.7), обеспечивающий регистрацию напряженности вертикальной компоненты электрического поля в атмосфере в диапазоне амплитуд от 1 до 2000 В/м.

Измерения электрического поля в приземном слое атмосферы в полевых условиях выполняются на открытых площадках, изолированных от грунта и расположенных на высоте около 1 м над земной поверхностью. На рис. 4.8 представлены примеры такой регистрации.

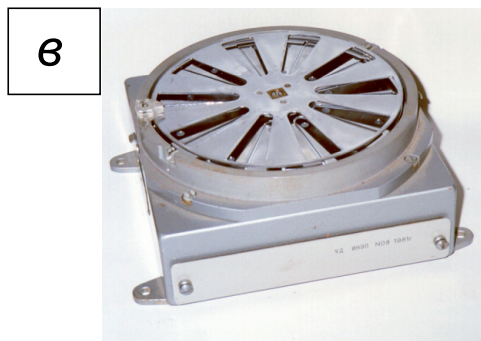
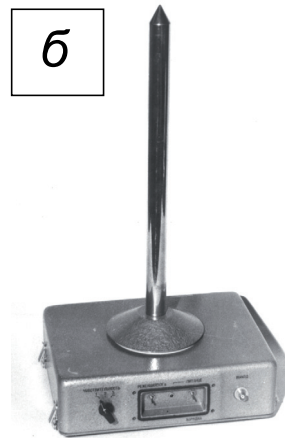


Рис. 4.7. Электрометры ИВЭП (а) и А03 (б); электростатический флюксметр ИНЭП со снятой защитной крышкой (в)



Рис. 4.8. Примеры расположения и размещения регистраторов электрического поля в полевых условиях; слева – регистраторы ИНЭП и ИВЭП в условиях «хорошей» погоды, справа – регистратор ИНЭП в «перевернутом» положении с целью снижения помехи от осадков

4.2. Зависимость невозмущенного состояния электрического поля в атмосфере от интенсивности радоновых эманаций

Значительный интерес представляют пространственные и временные вариации электрического поля с точки зрения получения информации о строении приповерхностных участков земной коры и режимах протекающих в них геофизических процессов, в том числе в условиях слабых и сильных внешних воздействий естественного и техногенного происхождения.

Известно предположение [Грунская, 2002; Кашлева, 2008; Кузнецов, Симкин, 1990; Шулейкин, 2006], что напряженность электрического поля атмосферы на приповерхностных участках в значительной мере определяется интенсивностью радоновых эманаций. Это определяет повышенный интерес к изучению взаимодействия эманационного поля радона и электрического поля в приземном слое атмосферы [Рудаков, 2009].

Результаты инструментальных наблюдений. При анализе влияния радоновых эманаций на величину электрического поля в приземном слое атмосферы привлекались данные, полученные в результате выполнения синхронной регистрации геофизических полей на территории ПО «Маяк» [Адушкин и др., 1998] в Горном Алтае (район Горноалтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г.) [Локтев, Соловьев, 2005; Спивак, 2010а] и в Тункинской рифтовой зоне в Прибайкалье [Адушкин и др., 2011а; Спивак, 2010].

Результаты измерений свидетельствуют о сопоставимости временных вариаций объемной активности подпочвенного радона R и вертикальной компоненты напряженности электрического поля на земной поверхности E (ре-

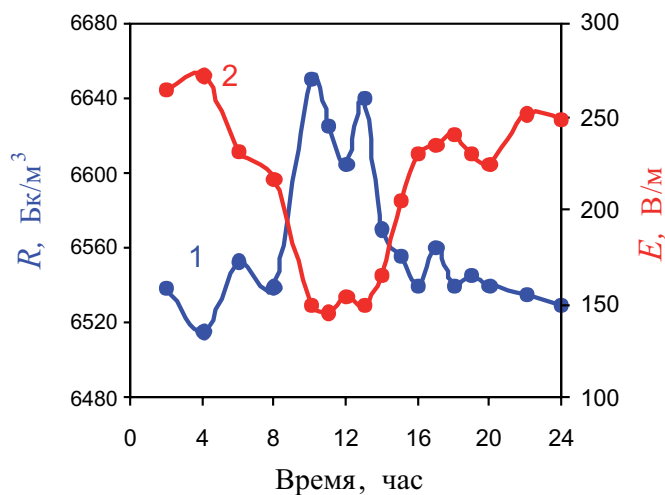
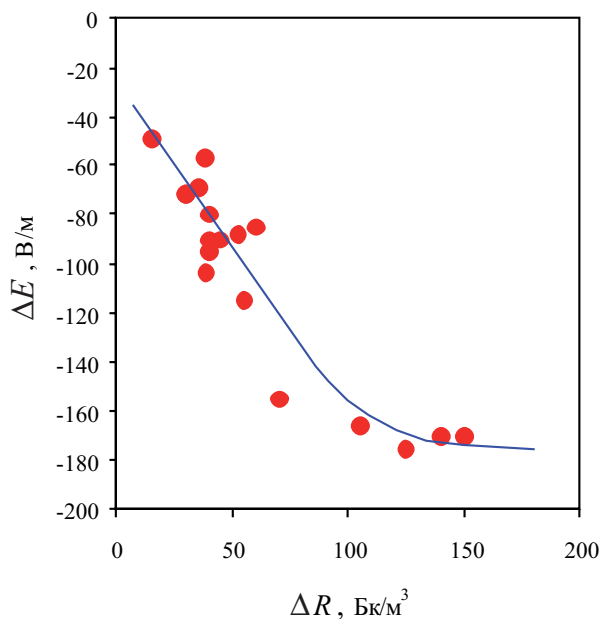


Рис. 4.9. Усредненные по трем суткам суточные вариации вертикальной компоненты напряженности электрического поля вблизи земной поверхности, вызванные изменением интенсивности радоновых эманаций (ПО «Маяк»)

Рис. 4.10. Абсолютная величина вариаций электрического поля на земной поверхности ΔE в зависимости от изменений радоновых эманацй ΔR



гистрация электрического поля выполнялась на высоте около 1 м над земной поверхностью).

В качестве иллюстрации на рис. 4.9 приведены совместно усредненные за трое суток временные вариации величин R и E . Из сравнения графиков на рис. 4.9 видно, что увеличение объемной активности подпочвенного радона вызывает уменьшение электрического поля и наоборот, что позволяет предполагать наличие обратной зависимости между рассматриваемыми величинами R и E . Связь между вариацией объемной активности подпочвенного радона ΔR и абсолютной величиной вариации напряженности электрического поля ΔE приведена на рис. 4.10.

Аналогичные данные получены при регистрации геофизических полей в зоне влияния Курайской тектонической структуры (Горный Алтай). В частности, на рис. 4.11 приведены результаты синхронных измерений величин R и E , выполненных в пункте Акташ в период активизации Курайского разлома [Спивак, 2010]. Данные рис. 4.11 свидетельствуют о том, что значительные увеличения объема эманацй радиоактивного радона ^{222}Rn не только вызывают падение абсолютной величины электрического поля в приземном слое атмосферы, но могут привести даже к изменению знака электрического поля вблизи земной поверхности.

Возможную связь между R и E демонстрируют также данные, полученные при пространственных наблюдениях. В частности, на рис. 4.12 представлены результаты инструментальных наблюдений, выполненных вдоль одного из профилей, пересекающих Тункинскую рифтовую зону [Адушкин и др., 2011а]. Приведенные на рис. 4.12 результаты измерений показывают обратную зависимость между объемной активностью подпочвенного радона и вели-

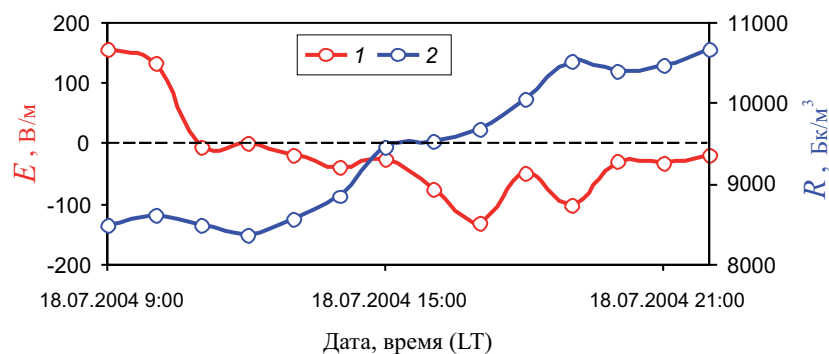


Рис. 4.11. Изменение напряженности электрического поля E и объемной активности подпочвенного радона R в пункте Акташ (зона влияния Курайского разлома)

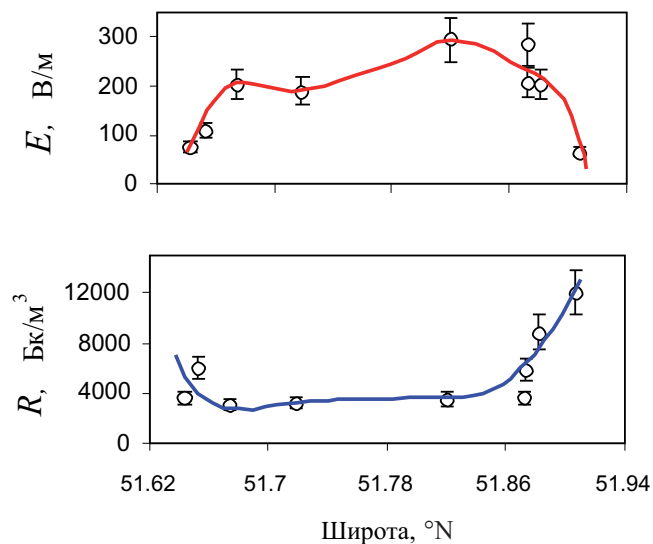


Рис. 4.12. Изменение напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы E и объемной активности подпочвенного радона R вдоль субмеридианного профиля, пересекающего Тункинскую рифтовую впадину (Байкальская рифтовая зона)

чиной электрического поля в приземном слое атмосферы (пространственные вариации E и R находятся в противофазе: поступление радиоактивного радона вызывает уменьшение напряженности вертикальной составляющей электрического поля).

Совместный анализ данных, полученных при выполнении профильных измерений в районах Курайской и Тункинской тектонических структур, подтверждает наличие обратной зависимости между абсолютными величинами объемной активности подпочвенного радона и вертикальной компонентой

напряженности электрического поля (рис. 4.13). Более того, допустимо говорить о высокослабой отрицательной корреляции между величинами E и R (коэффициент ранговой корреляции Спирмена K составляет в данном случае 0,99 при коэффициенте значимости $\rho \leq 0,01$).

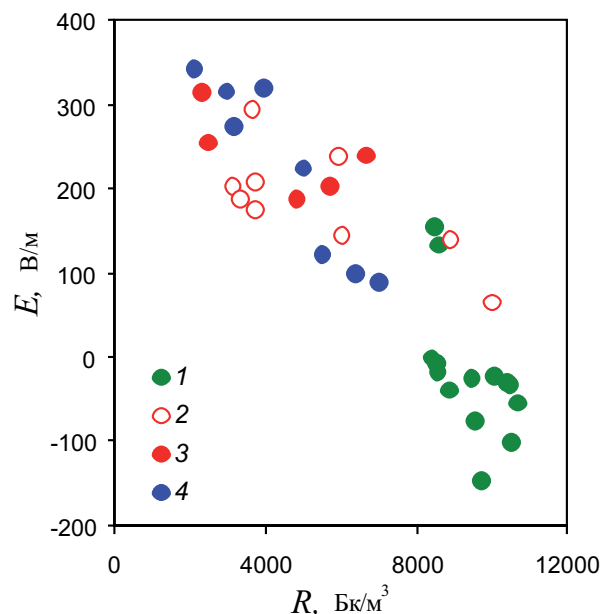


Рис. 4.13. Корреляция между вертикальной компонентой напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы и объемной активностью подпочвенного радона по результатам регистрации: 1 – временных вариаций в течение суток 18.07.2004 г. в зоне влияния Курайской тектонической структуры; 2 и 4 – площадных наблюдений соответственно вдоль субмеридианного и субширотного профилей, пересекающих Тункинскую рифтовую впадину; 3 – площадных наблюдений вдоль профиля, пересекающего Курайскую тектоническую структуру (Горный Алтай)

Расчетная модель влияния радоновых эманаций из недр на электрическое поле в приповерхностном слое атмосферы. Эсхалация радона в атмосферу приводит к повышению уровня ионизации приповерхностных атмосферных слоев и образованию приповерхностного плазменного слоя. Каждая α -частица, используемая атомом ^{222}Rn со средней энергией 6 МэВ, производит около $2 \cdot 10^5$ электрон-ионных пар. Ионизирующее излучение радона создает большое число ионов O_2^+ . При выходе радона в 10 эман скорость ионообразования соответствует $6,33 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}\text{с}^{-1}$.

Таким образом, атмосферная радиоактивность является основным ионизирующим фактором, определяющим проводимость в приземных слоях. Увеличение уровня атмосферной радиоактивности при выходе радона на поверхность существенно меняет проводимость и электрическое поле в слое Земля–ионосфера.

Основным механизмом этого влияния на проводимость приземного слоя является осаждение ионов из газовой фазы на конденсированных аэрозольных частицах и образование больших ионных кластеров в результате ионизации и плазмохимических реакций. Под действием ионизации воздуха вблизи земной поверхности возникает электродный эффект.

Квазистационарные электродинамические процессы в слое Земля–ионосфера описываются следующей системой уравнений:

$$\vec{E} = -\nabla\varphi; \nabla\vec{E} = 4\pi(\rho + \rho_s); \quad (4.1a)$$

$$\vec{j} = \sigma\vec{E}; \frac{\partial(\rho + \rho_s)}{\partial t} + \nabla(j + j_s) = 0, \quad (4.1б)$$

где \vec{E} и φ – величины электрического поля и потенциала, \vec{j} и Φ – плотность тока и заряда, j_s и Φ_s – плотность стороннего тока и заряда, σ – проводимость среды.

Система уравнений (4.1) дополняется уравнениями, определяющими химический состав приповерхностного слоя воздуха. Входящие в полную систему уравнений материальные величины в виде проводимости, подвижности ионов и скоростей химических процессов определяются плотностью среды, ее температурой, сечениями квантовомеханических процессов, а также напряженностью электрического поля. Расчет химического состава необходимо проводить с учетом турбулентного переноса рассматриваемых частиц.

Проводя преобразование уравнений (4.1), можно получить следующее уравнение для электрического поля в слое Земля–ионосфера:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + 4\pi\sigma \right) \nabla \cdot \vec{E} + 4\pi(\nabla \cdot \sigma)\vec{E} = -4\pi\nabla \cdot \vec{j}_s. \quad (4.2)$$

Входящая в уравнения (4.1) и (4.2) величина проводимости среды σ является функцией плотности и температуры среды и определяется плазмохимическим составом приземного слоя:

$$\sigma = \sum_i e\mu_i^+ N_i^+ + \sum_k e\mu_k^- N_k^-, \quad (4.3)$$

где μ_i^+ – подвижность положительного иона сорта i , μ_k^- – подвижность отрицательного иона сорта k . Для вычисления проводимости атмосферы необходимо найти концентрации ионов, зависящие от скорости ионообразования.

Предполагая, что характерный временной масштаб рассматриваемых процессов превосходит время релаксации $1/4\pi\sigma$, из (4.2) можно получить уравнение для распределения стороннего тока по высоте и в этом приближении провести простую оценку возмущения электрического поля [Сорокин и др., 2001]. Если при инъекции с земной поверхности в атмосферу концентрация аэрозолей достигнет величины $N_0 = 10^3 \text{ см}^{-3}$ и при этом относительная доля положительно заряженных аэрозолей составит 10%, отрицательно заряженных 0, то получим, что поле на поверхности $E(0) = -3,3E_0$, где E_0 – величина невозмущенного атмосферного поля у поверхности. При $E_0 = 130 \text{ В/м}$ возмущенное выбросом поле будет равно 430 В/м. Это достаточно большая

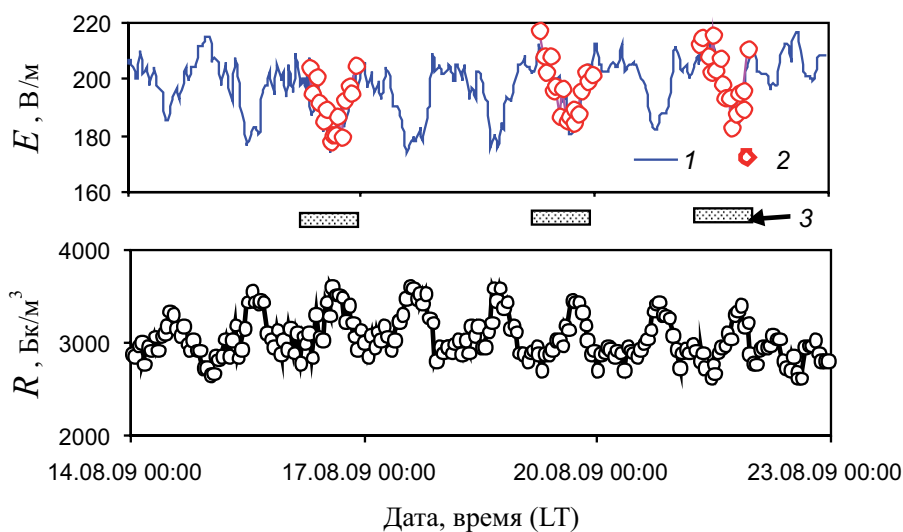


Рис. 4.14. Напряженность электрического поля на земной поверхности E для трех периодов времени, характеризующихся «хорошей» погодой (3); 1 – результаты расчета по модели; 2 – данные инструментальных наблюдений (Тункинский рифт [Адушкин и др., 2011]); нижняя панель – объемная активность подпочвенного радона R

величина, свидетельствующая о том, что выбросы радона из почвы могут приводить к достаточно большим вариациям атмосферного электрического поля.

В заключение на рис. 4.14 представлены результаты расчетов напряженности электрического поля на земной поверхности на основе модели с привлечением данных регистрации объемной активности подпочвенного радона на одном из участков Тункинского рифта [Адушкин и др., 2011a; Болбот и др., 2012]. Там же для сравнения приведены результаты регистрации вертикальной составляющей электрического поля в приземном слое атмосферы, полученные в периоды «хорошей» погоды. Сравнение данных показывает, что предложенная расчетная модель вполне адекватно описывает результаты инструментальных наблюдений. Более того, учитывая сильную зависимость электрического поля приземного слоя атмосферы от метеоусловий [Адушкин и др., 2011a; Локтев, Соловьев, 2010], можно с помощью расчетной модели выделять вариации E , связанные с радоновыми эманациями в произвольных погодных условиях.

Сложность обработки и последующего анализа результатов инструментальных наблюдений в приповерхностной зоне Земли связана с необходимостью учета разнообразных факторов, влияющих на пространственные и временные характеристики геофизических полей. Предложенный подход к оценке напряженности электрического поля на земной поверхности, учитывающий обобщающие эмпирические зависимости и результаты расчетов, позволяет прогнозировать величину электрического поля у земной поверхности

в условиях «хорошей» погоды по результатам более стабильных, практически не зависящих от метеоусловий измерений радоновых эманаций¹.

4.3. Электрическое поле и геодинамические процессы

Особый интерес с точки зрения установления закономерностей развития геодинамических процессов представляет исследование электрических эффектов в приповерхностной зоне земной коры. Наличие геопотенциала по латерали, величина которого зависит от свойств горных пород, их водонасыщенности, напряженно-деформированного состояния и т.д., определяет напряженность электрического поля в твердой среде и может служить хорошим индикатором изменения свойств среды и режимов протекающих в ней деформационных процессов.

Электрические поля в массивах горных пород весьма разнообразны и имеют различную физическую природу. В сейсмоактивных районах наблюдаются вариации электропроводности горных пород, вариации магнитного поля и электрического поля атмосферы Земли, аномалии теллурических токов, возникают низкочастотные электромагнитные импульсы и радиоизлучение. Наиболее интересные электромагнитные проявления сопутствуют распространению сейсмических волн и деформационным процессам в среде.

Для описания электрических явлений предлагаются различные механизмы генерации сигналов и разрабатываются теоретические модели. Ряд теоретических работ посвящен механизму возмущений геомагнитного поля, связанному с распространением сейсмических волн. Известны механизмы, связанные с электрокинетическим эффектом, возникающим при фильтрации жидкости по капиллярам и трещинам. Этот эффект привлекается для объяснения целого ряда явлений, возникающих в среде, например сейсмоэлектрического эффекта второго рода.

Развиваются исследования механоэлектрических процессов обусловленных деформированием и разрушением горных пород. Действие механоэлектрических преобразователей приводит к разделению электрических зарядов и может вызываться различными причинами: влиянием пьезоэлектрических включений, возникновением заряженных дислокаций на дефектах кристаллической решетки, образованием электрически заряженных трещин, электрохимическими эффектами на границах минеральных зерен и т.п.

Еще один механизм возбуждения электромагнитных сигналов связан с электрической поляризацией горных пород при динамических воздействиях. Здесь необходимо отметить, что электрическая поляризация горных пород

¹ Имеются в виду влияния влажности, осадков, низкой облачности и т.д. Влияние барических вариаций в атмосфере на объемную активность подпочвенного радона известно [Болбот и др., 2012].

при динамическом воздействии имеет непрерывный характер по мере роста нагрузки в отличие от ударной поляризации кристаллов и некоторых других природных материалов, для которых электрическая поляризация имеет пороговый характер (электрическая поляризация материала возникает после достижения определенного уровня нагружения).

Этот механизм реализуется, например, при взрывном нагружении горных пород либо в результате быстрого изменения напряженно-деформированного состояния горных пород при релаксационных процессах в среде блочно-иерархического строения. Скачкообразная разгрузка изначально напряженного структурного элемента среды в виде асимметричного стесненного поворота приводит к резкому изменению напряженно-деформированного состояния активного блока и окружающего его пространства, в результате чего возникает электрическая поляризация горной породы. Величина электрического дипольного момента, возникшего в области активного блока, оказывается достаточной для того, чтобы возмущения электромагнитного поля были зарегистрированы на расстояниях, превышающих размеры активного (релаксирующего) блока на два-три порядка.

Вариации электрического и магнитного полей при внешних воздействиях на геологическую среду могут служить индикатором современной активности тектонических структур, а также интенсивности межгеосферных взаимодействий на границе земная кора–атмосфера. Это определяет актуальность исследований электромагнитных эффектов, возникающих в геологической среде и атмосфере при геодинамических процессах естественного и техногенного происхождения.

Результаты синхронной регистрации электрического и сейсмического полей. Для регистрации электрического поля в верхних слоях грунта используется система из трех электродов (рис. 4.15), размещенных в грунте на глубине 20–40 см на расстоянии 30–100 м друг от друга в зависимости от вещественного состава и влажности грунта.

Сейсмические измерения выполняются с помощью сейсмоприемников разного типа (глава 2), составляющих микрогруппу.

Синхронная сейсмическая регистрация и регистрация электрического поля на приповерхностных участках земной коры показывают, что во всех случаях микросейсмическое и электрическое поля в грунте характеризуются наличием коротких импульсов разной амплитуды. Напомним, что для целей характеристики среды привлекаются микро-



Рис. 4.15. Свинцовый электрод для регистрации градиента потенциала в грунте

сейсмические импульсы релаксационного типа. Что касается электрических импульсов, то для анализа привлекаются импульсы, характеристики которых (форма, длительность и в первую очередь эффективная частота) отличаются от атмосферных импульсов (атмосферики) и известных техногенных помех. Детальный анализ показывает, что электрические импульсы, частота которых находится в диапазоне сейсмических частот (0,5–20 Гц), генерируются в земной коре.

Количество импульсов зависит от конкретного участка земной коры. Если для тектонически спокойных участков земной коры, к которым относится, например, Московская синеклиза, включающая НРТС, количество регистрируемых импульсов составляет 1–30 в час, то в зонах активных тектонических структур (например, Курайской разломной зоны на Горном Алтае либо Байкальской рифтовой зоны) количество импульсов исчисляется сотнями и более в час (и, следовательно, тысячами и десятками тысяч за время проведения наблюдений, что требует разработки специальных средств автоматизированной обработки результатов). В качестве примера на рис. 4.16 приведен фрагмент записи электрического поля в грунте для зоны влияния Курайского разлома.

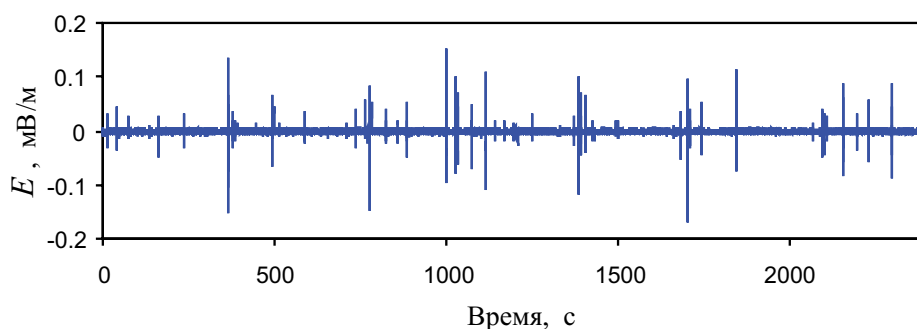


Рис. 4.16. Фрагмент записи горизонтальной компоненты электрического поля в грунте в диапазоне частот 0,5–20 Гц (зона влияния Курайского разлома, Горный Алтай)

Так же, как и в случае анализа дискретной составляющей микросейсмического фона, при проведении сопоставительного анализа привлекаются амплитуды электрических импульсов в очаге, оценка значений которых проводится с использованием зарегистрированных амплитуд в разных точках пространства, определения расстояния до очага и выбора закона затухания (приведенный ниже совместный анализ последовательностей микросейсмических и электрических импульсов в грунте, как мы увидим, существенно облегчает эту процедуру).

Детальный анализ свидетельствует о том, что в значительном количестве случаев электрические и сейсмические импульсы сопутствуют друг другу (рис. 4.17), причем всегда сейсмические импульсы запаздывают относительно электрических. Это позволяет предполагать, что электрические и сейсмические сигналы порождаются единым источником. Одним из подтверждений

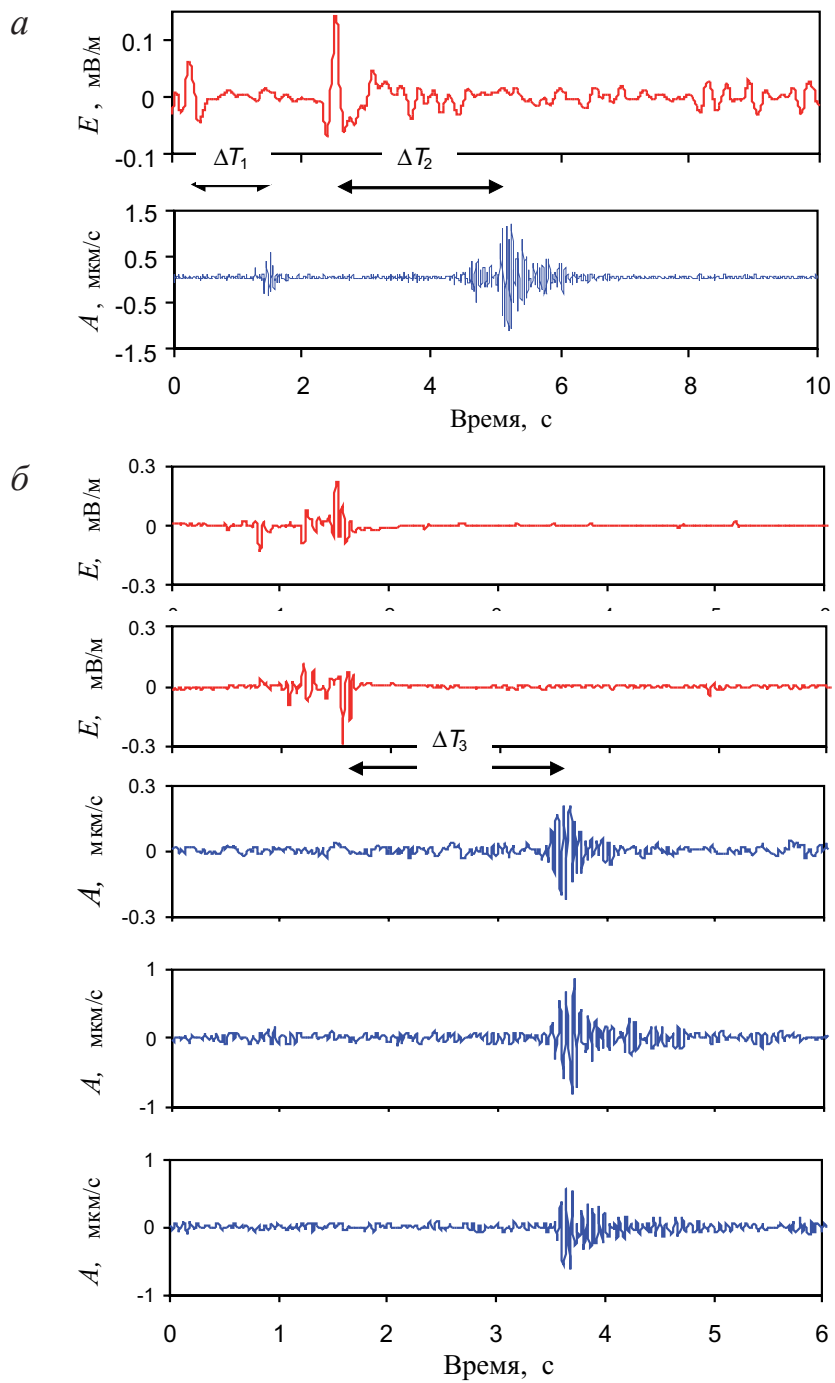


Рис. 4.17. Примеры синхронной записи микросейсмического фона и электрического поля в грунте для двух участков земной коры: *a* – зона Курайского разлома (Горный Алтай), *б* – зона Тункинского разлома (Байкальская рифтовая зона)

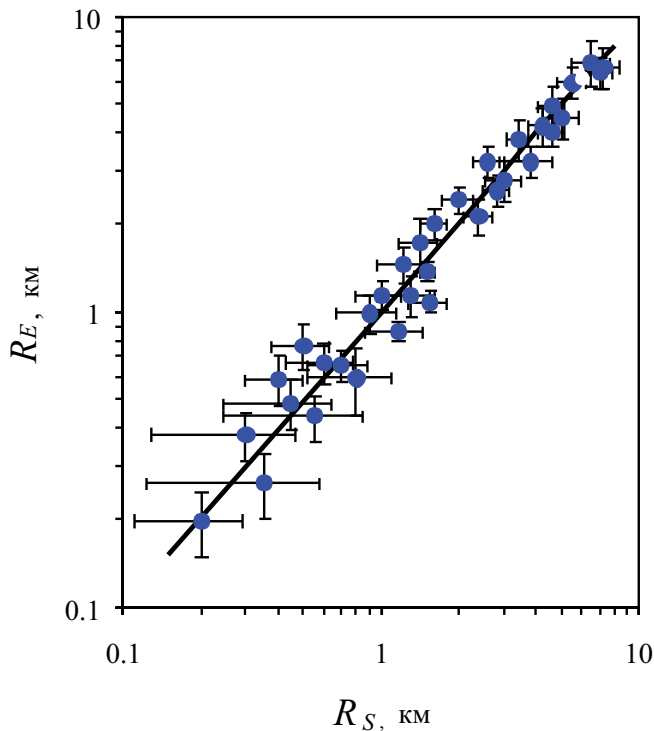


Рис. 4.18. Соотношения между расстоянием до источника R_S , определенным по сейсмическим данным, и расстоянием до источника R_E , определенным по времени запаздывания сейсмического сигнала t_d

выдвинутой гипотезы является то, что расстояния r до источников импульсов, определенные в одном случае локацией очага сейсмических импульсов сейсмическими методами, а в другом случае – по разности времен регистрации электрического и сейсмического сигнала t_d , близки между собой (при этом принимается, что скорость распространения электрического сигнала в среде бесконечно большая по сравнению со скоростью распространения сейсмических волн). В качестве примера на рис. 4.18 приведено соотношение между расстоянием до источника, определенным по сейсмическим данным R_S , и расстоянием до источника R_E , определенным по времени запаздывания сейсмического сигнала t_d .

Регистрация также показала, что очаги одиночных сейсмических импульсов (не сопровождаемых электрическими) расположены, как правило, на больших расстояниях от пункта регистрации. Этим объясняется отсутствие электрических импульсов в случае единого источника электрических и сейсмических сигналов: степень затухания электрического импульса при распространении в массиве горных пород значительно выше степени затухания сейсмического импульса. Хотя нельзя исключать и того, что релаксация активного элемента среды, которая всегда сопровождается сейсмическими колебаниями, может не вызывать электрических эффектов, так как процесс генерации электрических сигналов гораздо более сложный и зависит от большего количества факторов: электрохимических условий, водонасыщенности и механического состояния среды и т.д.

Одним из наиболее вероятных механизмов синхронной генерации сейсмических и электрических импульсов в сухих горных породах является стесненный поворот активных блоков при их релаксации. В этом случае разделение электрических зарядов происходит либо на множественных контактах в объеме горной породы сложного композиционного и структурного строения, либо на активной грани блока вследствие активизации внутренней структуры межблокового промежутка.

4.4. Статистические и корреляционные свойства микросейсмических и геоэлектрических импульсов в земной коре

В пользу единого механизма генерации электрических и сейсмических импульсов говорит совпадение статистик зарегистрированных последовательностей электрических и микросейсмических импульсов [Спивак, Харламов, 2008]. Сходство статистик последовательностей сейсмических и электрических импульсов следует рассматривать как дополнительное подтверждение гипотезы о единстве их источников.

Совместный анализ амплитуд электрических и сейсмических импульсов позволил установить соответствие между величинами A и E . В частности, соотношение между среднечасовыми значениями амплитуды сейсмических и электрических импульсов (A_c и E_c соответственно), вычисленных по результатам анализа распределения амплитуд импульсов для каждого часа регистрации, представимо в виде

$$E_c = 0,026\sqrt{A_c}$$

где A_c и E_c – соответственно средние за часовой интервал времени амплитуды микросейсмических импульсов (в мкм/с) и электрических импульсов (в мВ/м).

Для тектонически активных районов, где поток электрических импульсов с амплитудами, существенно превышающими фоновую, весьма велик, среднечасовые значения напряженности электрического поля в грунте $E_{\phi c}$, как показывают расчеты, практически совпадает с величиной E_c . Это позволяет рассматривать более удобную для вычислений величину $E_{\phi c}$ в качестве некоторой обобщенной характеристики потока импульсов, например, при совместном анализе электрического поля в грунте и сейсмического фона в разных диапазонах частот.

В частности, в результате такого анализа установлена достаточно высокая корреляция между временными вариациями среднечасовой амплитуды микросейсмических колебаний в диапазоне частот 10–20 Гц и средней за часовой интервал времени напряженности электрического поля в диапазоне частот 0,5–20 Гц (рис. 4.19). Коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет в этом случае 0,75 на уровне значимости не хуже 0,95.

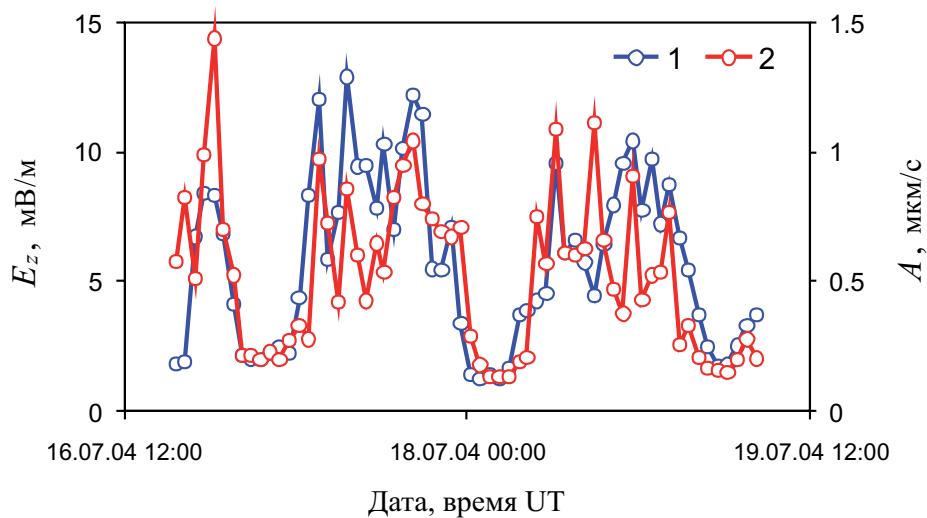


Рис. 4.19. Вариация амплитуд микросейсмического фона в диапазоне частот 10–20 Гц (1) и электрического поля в грунте в диапазоне частот 0,5–20 Гц (2); усреднение выполнено по часовым интервалам

4.5. Модели генерации электрических и магнитных сигналов при деформировании блоков земной коры

При разработке модели источника электрических импульсов будем исходить из единства источника сейсмического и электрического сигналов. В качестве такого источника может выступать, например, локальная колебательная система, связанная со скачкообразным стесненным деформированием активного блока земной коры (релаксация блока). Будем полагать, что генерация электрического сигнала происходит в результате разделения электрических зарядов либо изменения токовых систем в процессе деформирования активного блока. Это возможно при активизации имеющихся и возникновении новых трещин (первый механизм генерации электрического импульса) либо непосредственно в результате резкого изменения напряженно-деформированного состояния горных пород со сложной внутренней микроструктурой (второй механизм генерации).

В качестве источника электрических и магнитных сигналов будем рассматривать активную поверхность структурного блока земной коры, которая формируется в результате его стесненного поворота при сбросе напряжений, накопленных за предыдущий период медленного деформирования среды. Под активной поверхностью будем понимать одну из граней блока, вдоль которой образуется нарушение сплошности либо происходит преобразование

вещества-заполнителя межблокового промежутка. При этом будем считать, что соседние блоки не деформируются, а релаксация активного блока вызывает дифференциальные движения в блочной среде, следствием которых является несогласованная деформация материала межблоковых промежутков с возникновением дефектов в виде микро- и макротрещин.

Для простоты будем рассматривать блок в форме куба с размером ребра L (рис. 4.20).

Величиной, характеризующей одновременно изменение напряженно-деформированного состояния блока и степень активизации межблокового промежутка, является дифференциальная подвижка активного блока u , которую можно оценить следующим образом. Скорость дифференциального смещения $v(t)$ на активной грани блока, определяемая в результате регистрации микросейсмических импульсов релаксационного типа, хорошо описывается зависимостью вида (импульс Берлаге)

$$v(t) = \alpha v_0 t e^{-\beta \omega t} \sin \omega t, \quad (4.4)$$

где α – нормировочный коэффициент, v_0 – максимальная скорость смещения, причем в случае прерывистого скольжения активной грани (см. главу 2)

$$v_0 = \frac{\omega}{2N} \sqrt{\frac{2E}{GL}}.$$

Здесь ω – циклическая частота процесса, N – количество подвижек при прерывистом скольжении, G – эффективный упругий модуль материала блока, E – упругая энергия, высвобождающаяся в результате релаксации блока с линейным размером L .

Величина смещения активной грани

$$u = \int_0^t v(t) dt$$

определяется интегрированием (4.4) и с достаточной для практических оценок точностью аппроксимируется зависимостью

$$u(t) = u_0 \left\{ 1 - e^{-\frac{t}{T}} + \beta t e^{-\frac{\omega t}{2}} \sin \omega t \right\}, \quad (4.5)$$

где $u_0 = \frac{2v_0 N}{\omega}$ – максимальное смещение активной грани.

Отсюда легко оценивается изменение напряженного состояния активного блока. Предполагая, что процесс релаксации описывается соотношениями

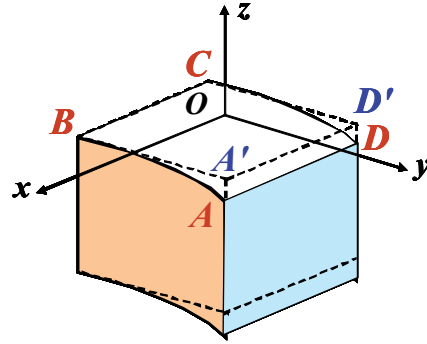


Рис. 4.20. Упрощенная схема стесненного поворота блока. Сплошная линия – начальное (нагруженное) состояние блока; пунктир – форма блока после разгрузки; $ABCD$ – активная грань блока

линейной упругости, получаем для величины сбрасываемого напряжения зависимость

$$\Delta\sigma(t) = \left\{ \frac{2EG}{L} \right\}^{1/2} \left\{ 1 - e^{-\frac{t}{T}} + \beta t e^{-\frac{\omega t}{2}} \sin \omega t \right\}. \quad (4.6)$$

Механизм генерации электрического сигнала в земной коре¹. Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о том, что возмущения электрического и магнитного полей на поверхности Земли превышают фоновые значения лишь при условии когерентности микрополей отдельных трещин. Это условие, которое можно трактовать как необходимость существования преимущественной ориентации трещин, образующихся при деформировании горных пород (ориентация не может быть хаотичной и раскрытие плоскостей трещин происходит в определенном направлении), является основным препятствием для применения разработанных моделей.

В нашем случае релаксация структурного блока в виде стесненного поворота вызывает активизацию примыкающих к нему межблоковых промежутков, которые представлены уже существующими в массиве структурными нарушениями соответствующего ранга. При этом возникает разрушение механических связей между соседними блоками (фактически это означает обновление имеющейся либо образование новой системы трещин).

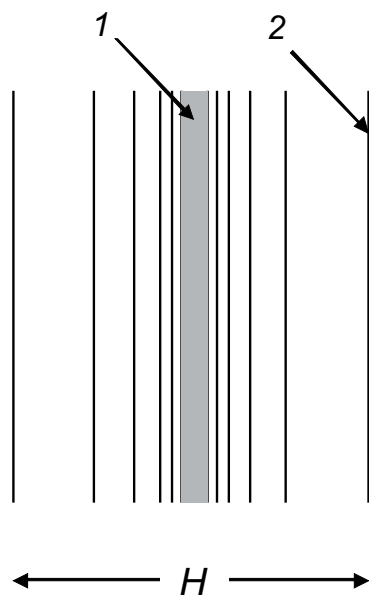


Рис. 4.21. Идеализированная структурная модель тектонического разлома; 1 – магистральный разрыв; 2 – оперяющие трещины

При расчетах с использованием первого механизма генерации электрических импульсов будем использовать структурную модель межблоковых границ, согласно которой для неосложненных разрывов среднего масштаба структуру нарушения сплошности можно характеризовать некоторым магистральным разрывом мощностью a и системой субпараллельных ему трещин, которые находятся в зоне влияния разрыва мощностью H (рис. 4.21). При этом по мере удаления от магистрального разрыва трещинная пустотность снижается по экспоненциальной зависимости.

Для оценок рассмотрим межблоковый промежуток, примыкающий к активной грани релаксирующего блока. При размерах блока $L = 10-100$ м межблоковый промежуток характеризуется размером $a \sim L \cdot 10^{-3} = 10^{-2}-10^{-1}$ м. Раскрытие Δl межблокового промежутка оценивается величиной 0,1 м и в данном случае составит $10^{-3}-10^{-2}$ м. В результате

¹ Расчеты выполнены совместно с С.П. Соловьевым.

дифференциальной подвижки (4.5) при изменении действующих напряжений (4.6) тектоническое нарушение–граница активного блока активизируется с образованием системы субпараллельных трещин.

При образовании новых либо оживлении имеющихся трещин на их сторонах возникают разноименные электрические заряды. На расстояниях, много больших характерных размеров трещин, такая система зарядов будет эквивалентна электрическому диполю. Генерация электромагнитных сигналов происходит в процессе появления и изменения дипольного момента трещин. Дипольный момент трещин изменяется за счет увеличения заряда на поверхности трещин либо за счет изменения расстояния между бортами трещин. Разделение электрических зарядов на каждой из субпараллельных трещин приводит в сумме к формированию достаточно большого по величине электрического дипольного момента.

Будем считать, что раскрытие межблокового промежутка приводит к возникновению электрических зарядов на бортах системы трещин, параллельных межблоковой границе на общей площади S , равной $\sim 0,1$ части площади поверхности активной грани блока, с поверхностной плотностью электрических зарядов $\Sigma = 10^{-5} - 10^{-4}$ Кл/м². Дипольный момент возникшей системы зарядов при $S = 10$ м² (размер активной грани релаксирующего блока полагаем для определенности равным 10×10 м) составляет в этом случае $p \approx S \Sigma \cdot L = 10^{-7} - 10^{-6}$ Кл·м (вектор дипольного момента направлен по нормали к активной межблоковой границе).

В результате на бортах трещин возникают разноименные электрические заряды. На расстояниях, значительно превышающих размер трещин, такая система зарядов будет эквивалентна электрическому диполю. Генерация электромагнитных сигналов происходит в процессе возникновения и изменения дипольного момента за счет увеличения заряда на бортах трещин либо за счет изменения величины их раскрытия.

При втором механизме генерации электромагнитных сигналов, связанном с электрической поляризацией горных пород при динамических воздействиях, скачкообразная разгрузка изначально напряженного структурного элемента среды в виде асимметричного стесненного поворота блока приводит к резкому изменению напряженно-деформированного состояния активного блока и прилегающего к нему объема среды. В результате возникает электрическая поляризация горной породы (отметим, что в случае симметрии поля напряжений электрический дипольный момент, возникший в объеме материала за счет его электрической поляризации, будет равен нулю).

Лабораторные эксперименты по динамическому нагружению гранита в широком диапазоне давлений от единиц МПа до десятков ГПа показывают, что электрическая поляризация гранита имеет непрерывный характер по мере роста нагрузки и уже при малых значениях скачка напряжений ($\sim 10^5 - 10^6$ Па) регистрируются хорошо заметные электрические сигналы.

Оценим дипольный момент, возникающий в объеме горной породы активного блока в результате резкого изменения его напряженно-деформированного состояния.

Амплитуда сейсмических импульсов релаксационного типа, регистрируемых на участках земной коры с высокой тектонической активностью, достигает 30–300 мкм/с, что определяет величину максимальной скорости смещения активной грани блока в интервале 50–500 мкм/с и величину сбрасываемого напряжения $\Delta\sigma \approx 10^4\text{--}10^6$ Па. С привлечением связи электрической поляризации p и действующего напряжения σ для гранита

$$p = 4 \cdot 10^{-7} \sigma, \text{ Кл/м}^2,$$

где σ выражена в ГПа, получим, что поляризация активного блока размером $L = 10$ м составляет $P_0 \approx 4 \cdot 10^{-12}\text{--}4 \cdot 10^{-10}$ Кл/м², а дипольный момент $p \approx 4 \cdot 10^{-9}\text{--}4 \cdot 10^{-7}$ Кл·м.

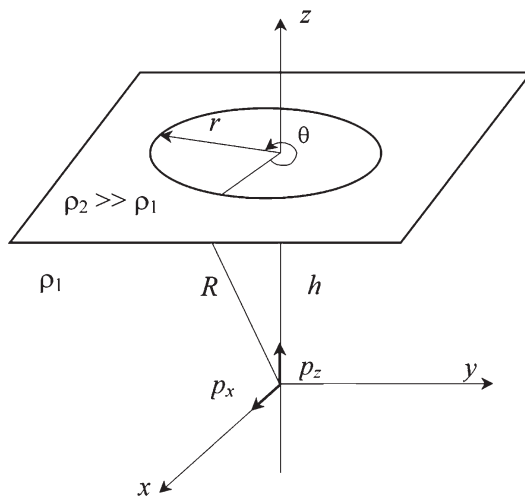


Рис. 4.22. Схема координат и схема расположения электрического диполя в проводящей среде

Оценки дипольного момента для двух описанных выше механизмов генерации электромагнитных сигналов позволяют определить амплитуду низкочастотного электрического и магнитного полей при стесненном повороте релаксирующего блока.

Для оценки амплитуды низкочастотного электрического и магнитного полей, генерируемых диполем, воспользуемся схемой, приведенной на рис. 4.22. Диполь с вертикальной компонентой p_z и горизонтальной p_x , расположен на глубине h от горизонтальной границы раздела двух сред с конечными электропроводностями. Выражения для компонент электрического и магнитного полей на границе раздела грунта и воздуха имеют вид

$$\begin{aligned} E_{2z} &= \frac{p_z(2h^2 - r^2) + 3p_x hr \cos \theta}{2\pi\epsilon_0 R^5}, \\ E_{2r} &= \frac{3p_z hr + p_x(2r^2 - h^2) \cos \theta}{2\pi\epsilon_0 R^5}, \\ E_{2\theta} &= \frac{p_x \sin \theta}{2\pi\epsilon_0 R^3}, \end{aligned} \quad (4.7)$$

$$\begin{aligned} B_{2z} &= \frac{\mu_0 p_x r \sin \theta}{4\pi\epsilon_0 \rho_1 R^3}, \quad B_{2r} = \frac{\mu_0 p_x}{4\pi\epsilon_0 \rho_1} \sin \theta \left(\frac{1}{r^2} - \frac{h}{r^2 R} - \frac{h}{R^3} \right), \\ B_{2\theta} &= \frac{\mu_0 p_x}{4\pi\epsilon_0 \rho_1} \cos \theta \left(\frac{1}{r^2} - \frac{h}{r^2 R} \right), \end{aligned}$$

где p_z и p_x – вертикальная и горизонтальная компоненты дипольного момента соответственно, $R = \sqrt{r^2 + h^2}$, ϵ_0 – электрическая постоянная, μ_0 – магнитная

постоянная, ρ_1 – удельное электрическое сопротивление грунта, индексы 1 и 2 относятся к грунту и воздуху соответственно.

Компоненты электрического (E_r, E_0) и магнитного полей (B_z, B_r, B_0) на границе раздела двух сред непрерывны, а компонента E_z испытывает скачок:

$$E_{1z} = E_{2z} \frac{\rho_1}{\rho_2} = E_{2z} \frac{\sigma_2}{\sigma_1}.$$

При типичных значениях электропроводности грунта $\sigma_1 = 10^{-2} - 10^{-4}$ См/м и воздуха $\sigma_2 = 10^{-12} - 10^{-14}$ См/м вертикальная компонента электрического поля в грунте пренебрежимо мала.

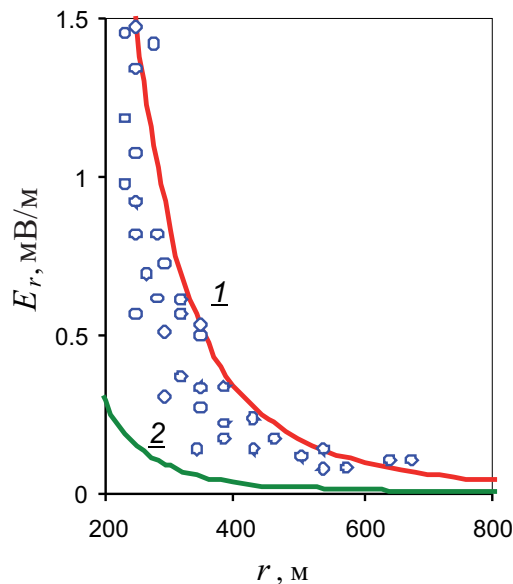
Подставляя в (4.7) значения $h = 50$ м, $\rho_1 = 10^4$ Ом·м, $p_z = p_x = 0,707 p$, $\theta = 45^\circ$, получим, что величина вертикальной компоненты электрического поля в воздухе на расстоянии $r = 100$ м от источника составит $\approx 0,4 - 4$ мВ/м. Выделить подобные возмущения на фоне естественных пульсаций электрического поля атмосферы с помощью современных средств регистрации и обработки сигналов не представляется возможным.

Иначе обстоит дело с горизонтальными компонентами. На рис. 4.23 представлено изменение величины горизонтальных компонент электрического поля в грунте с расстоянием от источника.

На расстоянии $r = 100$ м амплитуда горизонтальных компонент составит $\approx 2 - 20$ мВ/м, а на расстоянии $r = 1000$ м – примерно $0,02 - 0,2$ мВ/м. Опыт регистрации фоновых пульсаций горизонтальных компонент электрического поля в грунте показывает, что возмущения с амплитудой менее $0,01$ мВ/м могут быть выделены на фоне естественных пульсаций электрического поля (рис. 4.23).

Величина компонент магнитного поля на расстоянии от источника $r = 100$ м составит $\approx 4 - 40$ пТл. Возмущения с амплитудой порядка 50 пТл могут

Рис. 4.23. Изменение амплитуды электрического поля с расстоянием; ρ , Кл. м: 1 – 10^{-6} ; 2 – 10^{-7} ; кружки – результаты регистрации



быть зарегистрированы современными средствами на фоне пульсаций магнитного поля.

Модель генерации электрических и магнитных импульсов в земной коре на основе анализа токовой системы¹. В качестве источника электрических и магнитных импульсов будем рассматривать токовую систему, формирующуюся на активной грани структурного блока земной коры. Так же, как и в предыдущей модели, форму блока примем в виде куба с размером ребра L (рис. 4.20). Для определенности блок расположим так, что две его активные грани (нижняя и верхняя $ABCD$) параллельны земной поверхности, стесненный поворот выполняется вокруг оси x (x, y, z – декартовы координаты с началом в центре активной грани, причем положение грани может быть задано произвольно).

В результате быстропротекающего стесненного поворота релаксирующего блока формируется дифференциальное смещение на контакте его активной грани с окружающими горными породами, что вызывает электрическую поляризацию вещества-заполнителя межблокового промежутка в результате преобразования его структуры и изменения физико-механических свойств. Сформировавшаяся при этом система токов имеет импульсный характер и является источником электрических и магнитных импульсов, которые распространяются в пространстве.

В связи с тем что интенсивность преобразования вещества в результате механического нагружения, которое в данном случае рассматривается как основной источник разделения зарядов, определяется в значительной мере скоростью его деформирования, величину плотности электрического тока в очаге $j(x, y, t)$, направление которого в первом приближении выбираем вдоль нормали к активной поверхности (вдоль вертикальной оси z , поскольку при малых деформациях блока можно пренебречь горизонтальными смещениями точек, принадлежащих к активной грани), принимаем пропорциональной скорости деформации блока:

$$j_0(x, y) = C_0 \left\{ y + \frac{L}{2} \right\}^2 f(t), \quad (4.8)$$

где $f(t)$ – функция времени, вид которой определяется формой сейсмического импульса (скорость колебаний), сопровождающего релаксационное движение блока:

$$f(t) \sim t \exp\{-bt\} \sin(\omega t), \quad (4.9)$$

где ω – циклическая частота, b – коэффициент, C_0 – коэффициент, величина которого выбирается с учетом конкретных условий задачи (электрическая поляризация материала блока при деформировании², величина деформации, плотность дефектов, образующихся в результате дифференциальных движений и т.д.).

¹ Численные расчеты выполнены совместно с Т.В. Лосевой и М.Ю. Кузьмичевой.

² Один из видов трибоэлектрического эффекта, микроразрушения среды либо несогласованное пластическое деформирование горной породы, заполняющей межблоковый промежуток.

Для описания электродинамических процессов в горных породах воспользуемся полной системой уравнений Максвелла, добавив уравнение сохранения плотности объемного электрического заряда:

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \vec{H} &= \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \operatorname{div} \vec{B} = 0, \vec{B} = \mu_0 \mu \vec{H}, \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \operatorname{div} \vec{D} = \rho, \vec{D} = \varepsilon_0 \varepsilon \vec{E}, \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div} \vec{j} &= 0, \vec{j} = \vec{j}_\sigma + \vec{j}_0, \vec{j}_\sigma = \sigma \vec{E}. \end{aligned} \quad (4.10)$$

Здесь \vec{E} – вектор напряженности электрического поля, \vec{B} – вектор магнитной индукции, ρ – плотность объемного заряда, \vec{j}_0 – плотность стороннего тока, вызванного механическими процессами в разломе, σ – удельная электрическая проводимость среды, ε_0 и μ_0 – электрическая и магнитная постоянные, ε – относительная диэлектрическая, а μ – относительная магнитная проницаемости среды. Используем калибровку Лоренца:

$$\operatorname{rot} \vec{A} = \vec{B}; \operatorname{div} \vec{A} + \varepsilon_0 \varepsilon \mu_0 \mu \frac{\partial \varphi}{\partial t} = 0, \vec{E} = -\nabla \varphi - \frac{\partial \vec{A}}{\partial t}, \quad (4.11)$$

где \vec{A} – магнитный векторный потенциал, φ – электростатический потенциал.

Принимая в первом приближении $\varepsilon = \text{const}$, $\mu = \text{const}$ и подставляя (4.11) в (4.10), получаем

$$\varepsilon_0 \varepsilon \mu_0 \mu \frac{\partial^2 \vec{A}}{\partial t^2} + \mu_0 \mu \sigma \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} - \Delta \vec{A} = -\mu_0 \mu \sigma \nabla \varphi + \mu_0 \mu \vec{j}_0 \quad (4.12)$$

$$\varepsilon_0 \varepsilon \mu_0 \mu \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} - \Delta \varphi = \frac{\rho}{\varepsilon_0 \varepsilon}, \quad (4.13)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\sigma \vec{E}) = -\operatorname{div} \vec{j}_0 \quad (4.14)$$

Так как характерные пространственные масштабы рассматриваемого процесса много меньше длины волны генерируемого электромагнитного излучения ($\omega \sim 30$ Гц), пренебрежем первыми членами в левых частях уравнений (4.12) и (4.13). В результате получаем уравнение диффузии для магнитного векторного потенциала и уравнение Пуассона:

$$\mu_0 \mu \sigma \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} - \Delta \vec{A} = -\mu_0 \mu \sigma \nabla \varphi + \mu_0 \mu \vec{j}_0, \quad (4.15)$$

$$\Delta \varphi = \frac{\rho}{\varepsilon_0 \varepsilon}. \quad (4.16)$$

Предварительные расчеты показали, что можно пренебречь первым членом в выражении для электрического поля (4.11) по сравнению со вторым и, следовательно, первым членом по сравнению со вторым в правой части уравнения (4.15), что дает возможность не решать уравнение (4.16). (Как следует из оценок, характерное время растекания объемного заряда $\sim 10^{-7}$ с.) Тогда

задача сводится к решению уравнения диффузии для магнитного векторного потенциала:

$$\mu_0 \mu \sigma \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} - \Delta \vec{A} = \mu_0 \mu \vec{j}_0. \quad (4.17)$$

Уравнение (4.17) решается численно. При этом учитываются геометрия деформирования активной грани блока, заданное распределение электрической проводимости σ в среде, пространственное распределение тока $j_0(x, y, t)$ в каждый момент времени.

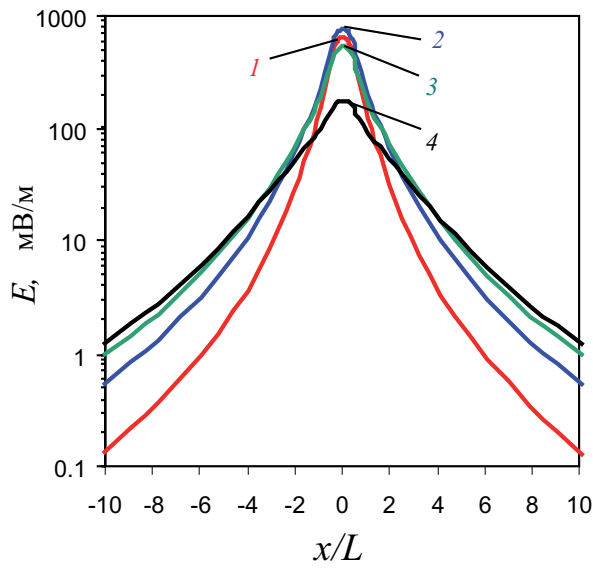


Рис. 4.24. Модуль напряженности электрического поля на земной поверхности в зависимости от относительного расстояния по горизонтали. Время с начала движения блока, мс: 1 – 10; 2 – 20; 3 – 30; 4 – 40

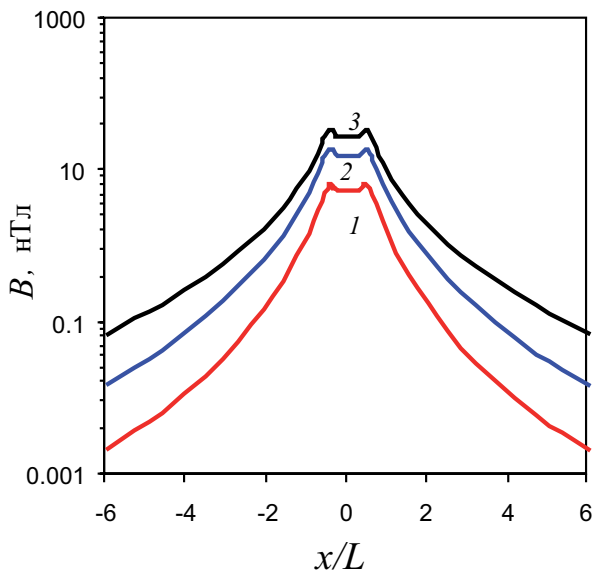


Рис. 4.25. Модуль индукции магнитного поля на земной поверхности в зависимости от относительного расстояния по горизонтали. Время с начала движения блока, мс: 1 – 10; 2 – 20; 3 – 30

На рис. 4.24 и 4.25 приведены некоторые результаты расчетов, которые демонстрируют величину и пространственное распределение наведенного электрического и магнитного полей в разные моменты времени t . Численные расчеты выполнялись при следующих значениях физических величин, входящих в основные уравнения: $b = 30$ 1/с; $\omega = 10\pi$ 1/с; $\sigma = 10^{-2}$ См/м для горных пород.

Особый интерес представляет рассмотрение изменения максимальных амплитуд электрических и магнитных сигналов с расстоянием от источника. Такие зависимости позволяют, во-первых, провести сопоставление результатов расчетов и данных натуральных инструментальных наблюдений, а во-вторых, выполнить оценки, связанные с установлением вероятности регистрации сигналов на разных расстояниях от источника при характерных амплитудах фоновых вариаций геофизических полей, технических характеристиках используемых средств регистрации и возможностях современных методов обработки цифровых рядов.

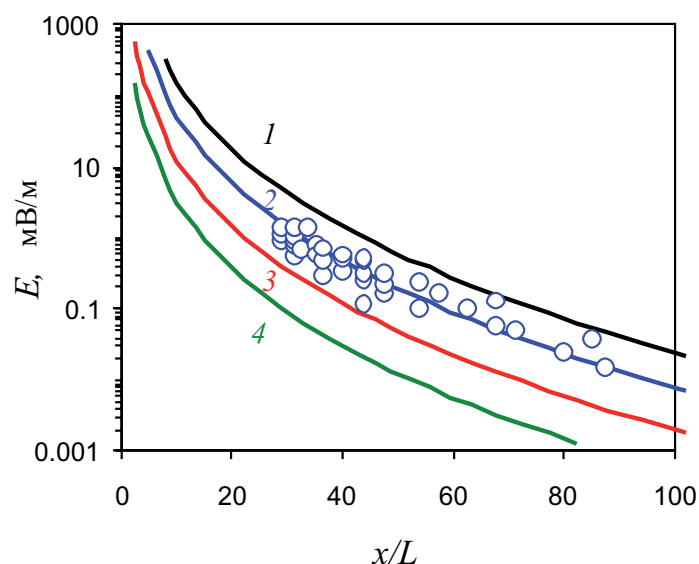


Рис. 4.26. Модуль максимального значения напряженности электрического поля в зависимости от относительного расстояния; кружки – результаты измерений; линии – расчеты по модели; C_0 , A/m^2c : 1 – 10^{-2} ; 2 – $0,33 \cdot 10^{-2}$; 3 – 10^{-3} ; 4 – $0,25 \cdot 10^{-3}$

В качестве примера на рис. 4.26 приведены расчетные зависимости максимальной напряженности электрического поля $E(x/L)$ на земной поверхности. Видно, что при соответствующем выборе физических величин, характеризующих механоэлектрический эффект, результаты модельных расчетов хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений в зоне активной Курайской структуры, что свидетельствует о правомерности использования предложенной модели для оценки электрических эффектов в слабообводненных горных породах.

Дипольная модель генерации импульсных электрических сигналов в земной коре¹. В приведенных выше моделях генерации электромагнитных импульсов предполагалось, что источником является активная поверхность релаксирующего блока земной коры, на которой происходит разделение электрических зарядов. При этом в работах в качестве источника электрического сигнала рассматривается электрический диполь, который формируется в результате стесненного поворота (квазистатика).

Известны также работы, связанные с установлением механизма генерации электрических и магнитных импульсов в сухих горных породах в виде электрических излучающих диполей при нагружении образцов пород и их разрушении [Frid et al., 2003; Chen, Huang, 2010; O'Keef, Thiel, 1995; Triantis et al., 2008].

Другая модель предполагала динамическое развитие источника электромагнитных сигналов в виде изменяющейся во времени и распределенной по активной поверхности блока токовой системы, формирующейся в результате активизации активного межблокового промежутка. Решение полной системы уравнений Максвелла сводилось в этом случае к решению уравнения диффузии для векторного потенциала, что ограничивало область применимости полученного решения.

В настоящем разделе рассматривается нестационарная модель генерации электрических импульсов в земной коре блочного строения, в основе которой лежит система электрических диполей, равномерно распределенных по активной поверхности релаксирующего структурного блока при его стесненном повороте. Электрические моменты диполей изменяются со временем в соответствии с амплитудой дифференциальных движений.

Фундаментальным свойством земной коры является ее блочно-иерархическое строение. Деформационные процессы, протекающие в такой среде в течение геологического периода времени под влиянием разного рода воздействий, определяют конкретную конфигурацию и ориентацию граней структурных блоков в пространстве. Эти же процессы формируют в блочной среде сложное поле действующих сил и их моментов. Наблюдаемые современные движения блоков разного масштаба свидетельствуют о статической неуравновешенности действующих сил.

Деформирование блочной среды в стесненных условиях означает наличие детерминированных условий на перемещение границ отдельных блоков (например, запрет на увеличение объема блока) либо зависимости граничных условий от величины смещения границ. Характерной особенностью стесненной деформации блоковой структуры является неоднородность сдвиговых деформаций.

В качестве активных в данном случае рассматриваются блоки, которые при сложившихся условиях получают возможность для быстрого (скачкообразного) деформирования, сопровождающегося частичным или полным высвобождением запасенной упругой энергии.

¹ В расчетах принимали участие Т.В. Лосева и М.Ю. Кузьмичева.

Для получения количественных соотношений выделим из среды активный блок, начальная деформация которого соответствует стесненному повороту (рис. 4.20). Упрощая задачу, будем рассматривать блок в виде куба с размером грани L . Разгрузка активного блока в процессе релаксации накопленных напряжений вызывает смещение каждой точки активной поверхности $ABCD$ на величину Δz вдоль оси z :

$$\Delta z(x, y, t) = \frac{2\gamma}{L} \left\{ y + \frac{L}{2} \right\}^2 \Psi(t), \quad \left(-\frac{L}{2} \leq x \leq \frac{L}{2}; -\frac{L}{2} \leq y \leq \frac{L}{2} \right), \quad (4.18)$$

где x, y, z – декартовы координаты с началом в центре активной грани, γ – средняя по объему деформация блока в результате релаксации, $\Psi(t)$ – нормированная функция времени, которую можно принять в виде сейсмического импульса, сопровождающего релаксацию [Спивак, Кишкина, 2004]:

$$\Psi(t) = Bt \exp\{-bt\} \sin(\omega t), \quad (4.19)$$

где ω – циклическая частота, B и b – нормировочные коэффициенты.

Время сброса напряжений T , которое определяет период порождаемого сигнала, связано с размером активного блока как [Кочарян, Спивак, 2003]

$$T = \pi L \sqrt{\frac{\rho}{\alpha G}},$$

где ρ и G – соответственно плотность и упругий модуль горной породы; α – коэффициент, определяющий долю сейсмической энергии.

В этом случае скорость деформирования области, в которой генерируются электрические сигналы, составляет

$$e = \frac{\Delta z_{\max}}{\pi L} \sqrt{\frac{\alpha G}{\rho}} \sim \frac{1}{L}. \quad (4.20)$$

Хорошо известно, что деформационные и прочностные характеристики межблоковых промежутков определяются рангом структурного нарушения (фактически размером блока L). Причем с ростом L жесткость k межблокового промежутка падает [Спивак, 2011]:

$$k \sim \frac{1}{L^{0.5}}. \quad (4.21)$$

В первом приближении можно полагать, что величина критической деформации блока ε_* , при которой наступает сброс напряжений, аналогичным образом зависит от размера блока, и тогда

$$\Delta z_{\max} \approx \varepsilon_* L \sim L^{0.5}. \quad (4.22)$$

В качестве источника электромагнитных сигналов в среде, окружающей активный блок, выберем систему точечных излучающих электрических диполей, равномерно расположенных на активной грани блока и ориентированных вдоль оси z (рис. 4.27). Примем, что электрический дипольный момент каждо-

го из диполей $p(t, x, y)$ изменяется со временем в соответствии с амплитудой скорости смещения той точки, в которой он расположен (в соответствии с зависимостью (4.18)).

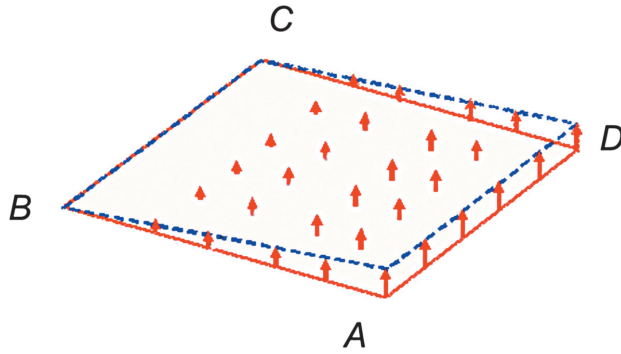


Рис. 4.27. Схема расположения электрических диполей на активной грани релаксирующего блока (стрелками обозначены ориентированные в пространстве точечные диполи)

Для описания процессов распространения электромагнитного сигнала в горных породах воспользуемся системой уравнений Максвелла (4.10).

Переходя в (4.10) к магнитному векторному потенциалу \vec{A} ($\text{rot } \vec{A} = \vec{B}$) и считая, что $\mu = 1$, получаем систему уравнений:

$$\vec{E} = -\frac{\partial \vec{A}}{\partial t}, \quad (4.24)$$

$$\varepsilon_0 \mu_0 \mu \frac{\partial}{\partial t} \left(\varepsilon \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} \right) + \mu_0 \mu \sigma \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} - \Delta \vec{A} = \mu_0 \mu \vec{j}_0. \quad (4.25)$$

Система уравнений (4.23)–(4.25) решалась численно в 3D геометрии с помощью метода векторных конечных элементов на неравномерной тетраэдральной сетке. Метод позволяет учитывать описанную выше геометрию деформирования активной грани блока и заданное распределение величин σ и ε в среде.

Расчетная область размером $50 \times 50 \times 100$ км состояла из двух равных по высоте подобластей. Электрические характеристики верхней подобласти соответствовали параметрам воздуха с $\sigma = 10^{-14}$ См/м и $\varepsilon = 1$, а нижней, имитирующей твердую среду (земная кора), – граниту с $\sigma = 0.001$ См/м и $\varepsilon = 5$.

Активная область размером $L \times L \times \Delta z_{\max}$, расположенная на глубине h м от поверхности раздела сред, представлена материалом с $\sigma = 0,1$ См/м и $\varepsilon = 5$ (песок). На нижней грани активной области равномерно по всей ее площади располагались N точечных диполей с переменным моментом.

Величина электрических зарядов выбиралась в соответствии с данными работы [Соловьев, Спивак, 2009].

Задача решалась в двух постановках: активная область расположена горизонтально (дипольные моменты ориентированы вертикально) и вертикально (дипольные моменты ориентированы горизонтально). Величины $L, h, \omega, \Delta z_{\max}$,

p_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$), а также коэффициент пропорциональности между максимальным дипольным моментом и Δz_{\max} варьировались в широких пределах.

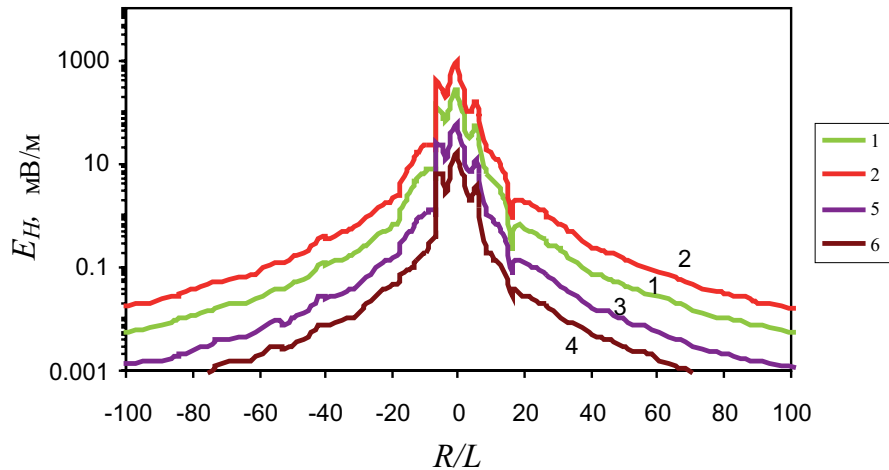


Рис. 4.28. Горизонтальная компонента напряженности электрического поля на земной поверхности в зависимости от относительного расстояния по горизонтали; время с начала движения блока, мс: 1 – 10; 2 – 30; 3 – 150; 4 – 170

Результаты расчета для случая вертикально расположенного активного межблочного промежутка приведены на рис. 4.28 в виде зависимости горизонтальной компоненты напряженности электрического поля E_H на поверхности раздела твердая среда–атмосфера от относительного расстояния R/L , где R – эпицентральное расстояние от активной поверхности. Представленные графики наглядно демонстрируют амплитуды электрических сигналов в разные моменты времени.

Значительный интерес представляет сравнение результатов вычислений с данными инструментальных наблюдений. Сложность этой процедуры связана с тем, что амплитуда электрического сигнала E зависит не только от расстояния до источника, но также от размеров активного блока L .

Расчеты показывают, что основной вклад в характеристики электрических импульсов вносят диполи с максимальным дипольным моментом, которые в соответствии с принятой схемой генерации сигналов располагаются в области максимальных смещений Δz_{\max} . Это хорошо видно из сравнения результатов расчета для случаев с разным количеством диполей (рис. 4.29). Количество диполей, определяющих амплитуду интегрального импульса, составляет примерно \sqrt{N} .

Полагая, что плотность распределения источников электрических сигналов (диполей) скорее всего величина постоянная, не зависящая от размера блока, допустимо принять

$$N = nL^2. \quad (4.26)$$

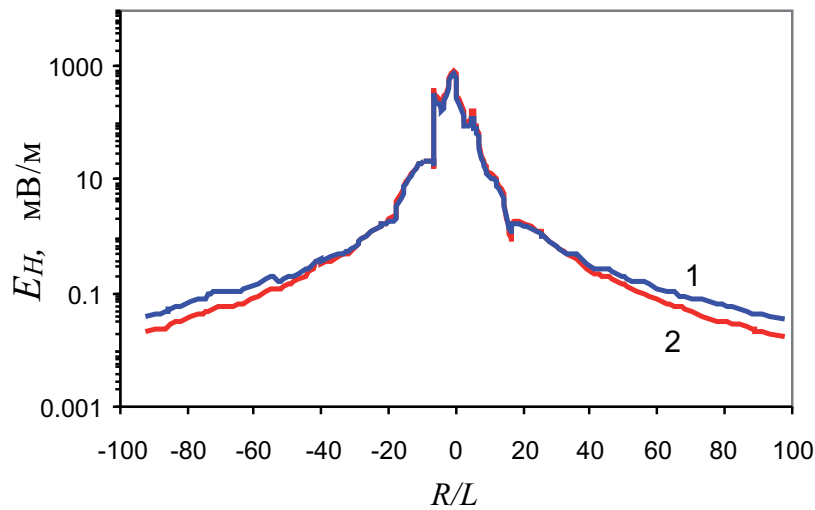


Рис. 4.29. Результаты расчета горизонтальной компоненты напряженности электрического поля на земной поверхности для случаев полной (1) и «усеченной» системы диполей (2), представленной одним рядом диполей с максимальным дипольным моментом. Расчет при $L = 100$ м, $h = 100$ м, $\omega = 5$ Гц, $N = 36$

В этом случае с учетом (4.20) и (4.22) получаем, что амплитуда электрического сигнала E должна зависеть от размера активного блока как

$$E \sim L^{1.5}.$$

Учитывая последнее соотношение, получаем

$$E = A_E L^{1.5} \left(\frac{R}{L} \right)^m, \quad (4.27)$$

где A_E – коэффициент, зависящий от параметров задачи; m – степень затухания сигнала.

На рис. 4.30 представлены совместно результаты вычислений, выполненных на основе предложенной модели генерации электрических сигналов, и данные регистрации электрических импульсов в грунте (вид представления данных определяется зависимостью (4.27)).

Анализ приведенных на рис. 4.30 данных свидетельствует о том, что предложенная модель при соответствующем выборе ее параметров достаточно хорошо (по крайней мере, визуально) описывает результаты измерений. При этом следует отметить, что значения напряженности электрического поля в источнике не противоречат известным оценкам [Назарный, Комаров, 2001; Соболев, Демин, 1980].

Модель позволяет проводить сравнение разных участков земной коры по относительной величине параметров механического источника путем сравнения расчетных и экспериментальных данных.

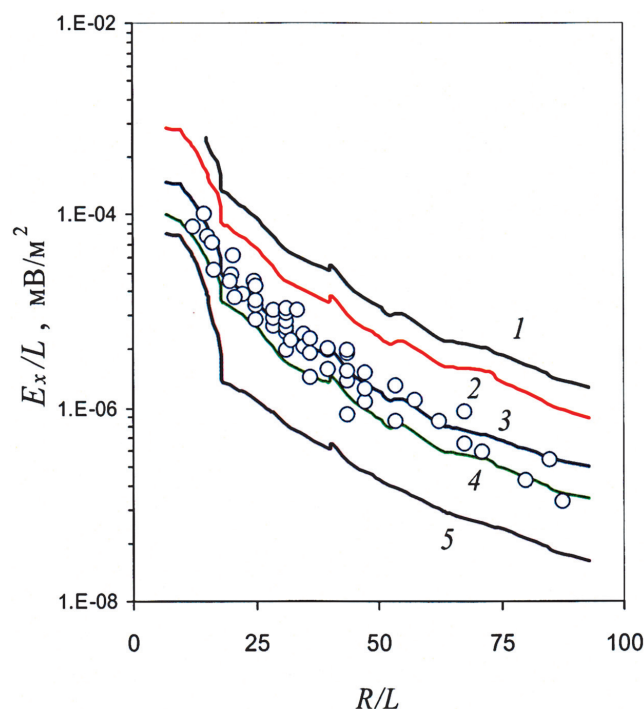


Рис. 4.30. Зависимость относительной максимальной напряженности горизонтальной компоненты электрического поля на земной поверхности в зависимости от эпицентрального расстояния; кружки – данные инструментальных наблюдений в зоне влияния Курайской тектонической структуры (Горный Алтай); результаты расчета при $L = 100$ м, $h = 100$ м, $\omega = 5$ Гц, $N = 36$; Δz_{\max} , м: $5 \cdot 10^{-3}$ (1); 10^{-3} (2); $5 \cdot 10^{-4}$ (3); 10^{-4} (4); $5 \cdot 10^{-5}$ (5)

4.6. Механизм генерации электрических импульсов при деформационных процессах релаксационного типа

Как показано выше, в качестве одного из возможных механизмов совместной генерации микросейсмических и электрических импульсов в слабообводненной среде допустимо рассматривать скачкообразную деформацию активных структурных блоков земной коры в стесненных условиях в процессе их разгрузки (релаксации) [Соловьев, Спивак, 2006, 2007, 2008; Лосева и др., 2012]. В этом случае амплитуда дифференциальной подвижки активного блока напрямую определяет амплитуду сейсмического сигнала. Параметры же электрического сигнала определяются механизмом разделения электрических зарядов либо изменением токовых систем при деформировании активного блока или материала-заполнителя межблоковых промежутков в процессе релаксации блока [Соловьев, Спивак, 2009].

Здесь следует отметить, что наиболее благоприятные условия для разгрузки структурных блоков существуют в зоне влияния разлома [Спивак, 2009]. Это определяет повышенную интенсивность релаксационных процессов в разломной зоне и как следствие выраженную локализацию в ней источников микросейсмических и электрических сигналов [Спивак и др., 2011].

При разработке моделей единого источника сейсмических и электрических сигналов одним из наиболее интересных и одновременно сложных является

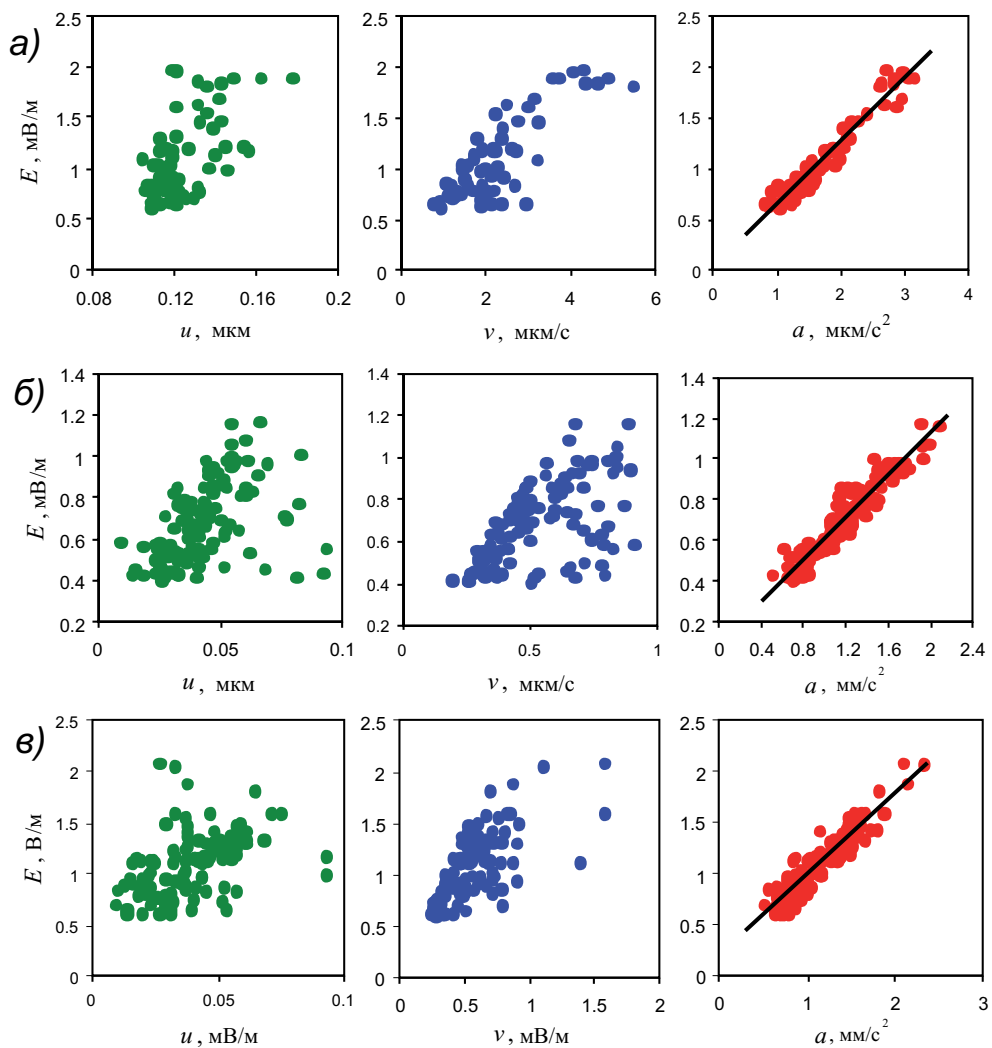


Рис. 4.31. Примеры корреляционных связей между амплитудой электрических сигналов в грунте E и параметрами сопровождающих их сейсмических сигналов; регистрация в зоне Тункинского разлома (пункт Субарга): а – 13.07.2010 г., начало регистрации 11:00, длительность – 6 ч; б – 14.07.2010 г., начало регистрации 12:00, длительность – 5 ч; в – 16.07.2010 г., начало регистрации 12:00, длительность – 11 ч

вопрос, какой именно из его механических параметров (смещение u , скорость смещения v или ускорение a среды в источнике) является определяющим для генерации электрического импульса.

Для получения ответа на поставленный вопрос в настоящей работе анализировались корреляционные связи между амплитудой E электрического импульса, сопровождающего дифференциальную подвижку блоков при их релаксации, и характеристиками движения среды в источнике (u , v и a). С этой целью привлекались результаты регистрации электрических и микросейсмических импульсов, полученные в течение летних периодов 2009 и 2010 гг. в нескольких пунктах Тункинской долины Байкальской рифтовой зоны, два из которых располагались непосредственно в зоне Тункинского разлома [Адушкин и др., 2011а; Спивак и др., 2011].

При этом наибольший интерес представляли выборки близких по времени парных электрических и микросейсмических импульсов ($t_d \rightarrow 0$), так как в этом случае характеристики движения среды в источнике (u , v и a) и аналогичные параметры регистрируемого микросейсмического импульса близки между собой¹.

Были проанализированы корреляционные связи между амплитудой электрических импульсов E и максимальными амплитудными характеристиками источника a , u и v . В качестве примера на рис. 4.31 представлены соответствующие зависимости, полученные для некоторых периодов регистрации.

Сравнение данных на рис. 4.31 убедительно свидетельствует в пользу того, что наилучшая корреляция наблюдается между амплитудой электрического импульса E и ускорением среды в источнике a (ранговый коэффициент корреляции Спирмена составляет для приведенных примеров около 0,95 при коэффициенте значимости $\rho \leq 0,05$). При этом зависимости $E(a)$, представленные на рис. 4.31 сплошными линиями, аппроксимируются линейным соотношением

$$E = Ka + C,$$

где E и a выражены соответственно в мВ/м и мкм/с².

Аналогичные результаты получены для всех других периодов регистрации.

Параметр C в большинстве случаев принимает значение, близкое к нулю, но в ряде случаев принимает значение в диапазоне 0,1÷0,5 мВ/м (пороговый характер эффекта).

Значения параметра K изменяются со временем. На рис. 4.32 представлена вариация параметра K со временем (значения K вычислялись по 6-часовым интервалам). Следует отметить, что характер вариаций K близок по характеру вариаций приливной силы F – параметра, определяющего величину вертикального смещения земной поверхности и, следовательно, степени разуплотнения среды на приповерхностных участках земной коры.

¹ В настоящей работе при построении корреляционных связей в качестве величин u , v и a выбирались их максимальные значения, например, в качестве v выбиралась максимальная амплитуда скорости колебаний в микросейсмическом импульсе.

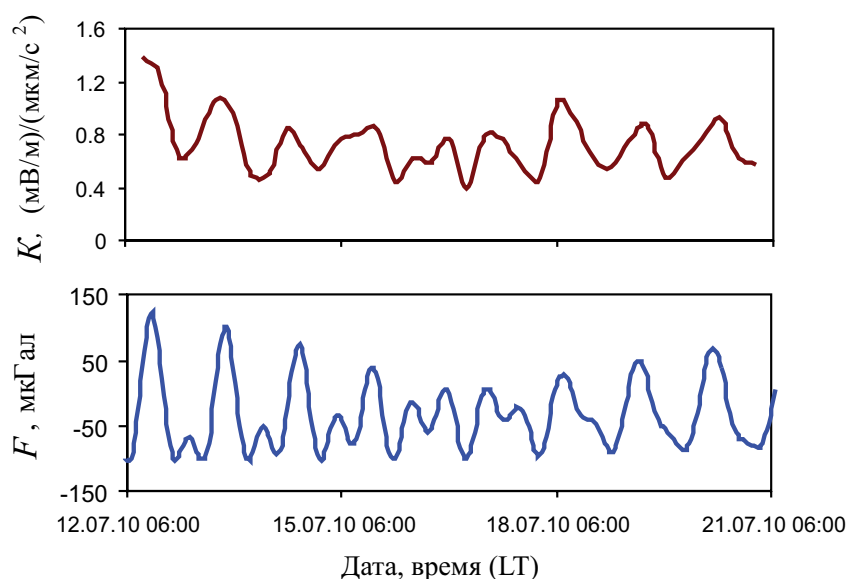


Рис. 4.32. Согласованные вариации коэффициента K с величиной вертикальной составляющей приливной силы F

Для сравнения на рисунке совместно с величиной K приведены вариации приливной силы F . Даже визуально отмечается согласованность во временных вариациях обоих параметров. Действительно, коэффициент ранговой корреляции Спирмена между вариациями K и F составляет около 0,8 при статистической значимости $p \leq 0,05$ (минимальное критическое значение коэффициента корреляции составляет в данном случае 0,33). Это свидетельствует о значимой корреляционной связи между K и F .

Представленные данные являются экспериментальным подтверждением того, что именно ускорение среды при дифференциальных движениях следует рассматривать в качестве одного из основных определяющих параметров процесса генерации электрических сигналов в земной коре¹.

4.7. Оценка размеров активных структур по дискретной составляющей электрического поля в земной коре

Можно полагать, что параметры электрических импульсов отражают режим геодинамических процессов в земной коре и, следовательно, содержат информацию о ее строении и напряженно-деформированном состоянии.

¹ Электрический импульс возникает на стадии ускорения при относительном движении активной поверхности структурного блока в процессе его релаксации в стесненных условиях.

Рассмотрим один из возможных подходов к определению некоторых свойств среды и характеристик последовательности электрических импульсов на основе анализа их статистики. В частности, будут оценены: преимущественный характерный размер активных блоков земной коры, амплитудный коэффициент затухания электрического импульса в среде и характерное время эмиссии электрических импульсов. Также будет показано, что разные участки земной коры характеризуются разными значениями перечисленных выше параметров и, таким образом, предложенный подход допустимо рассматривать как один из способов сопоставительной оценки локальных участков земной коры и в некотором смысле их ранжирования.

Схематизация поля источников электрических сигналов. С целью разработки подхода к описанию характеристик среды на основе данных геоэлектрических измерений будем учитывать, что значительная часть импульсных электрических сигналов сопровождается микросейсмическими импульсами (рис. 4.17). При этом считаем, что генерация электрических и микросейсмических сигналов происходит в одном и том же источнике, механизм которого определяется стесненным поворотом структурного блока среды.

В дальнейшем будем рассматривать локальные участки земной коры, в пределах которых свойства среды (например, линейные размеры структурных блоков) можно считать одинаковыми. В качестве источников электрических сигналов в грунте будем рассматривать активные грани релаксирующих блоков. С учетом этого естественно принять, что источники электрических импульсов распределены равномерно по площади выбранного участка земной коры. Более того, будем предполагать, что источники располагаются преимущественно у земной поверхности, где структурные блоки имеют большую свободу деформирования. Вероятность генерации электрических сигналов и их параметры для всех источников одинаковы.

Для простоты будем считать, что источники-блоки кубической формы одинакового линейного размера L располагаются в один слой на горизонтальной плоскости¹. Принимая для простоты выкладок, что регистрация осуществляется в зоне контакта четырех соседних блоков, как это показано на рис. 4.33, определяем количество источников, расположенных на расстоянии $x_i = iL$ ($i = 1, 2, 3, \dots, m$) от точки наблюдения, которое составляет величину

$$N_{0i} = 4 \left(\frac{2x_i}{L} - 1 \right), \quad i = 1, 2, 3, \dots, m. \quad (4.28)$$

Здесь и далее примем, что в качестве активных выступают удаленные от точки регистрации вертикальные грани активных блоков.

Легко заметить, что количество источников, расположенных в i -ом ряду, который ооконтуривает точку регистрации, определяется соответствующим членом a_i арифметической прогрессии 1-го порядка, причем $a_1 = 4$, а разность прогрессии $q = 8$.

¹ Для наглядности демонстрации модели. Легко сделать обобщение на произвольное количество слоев.

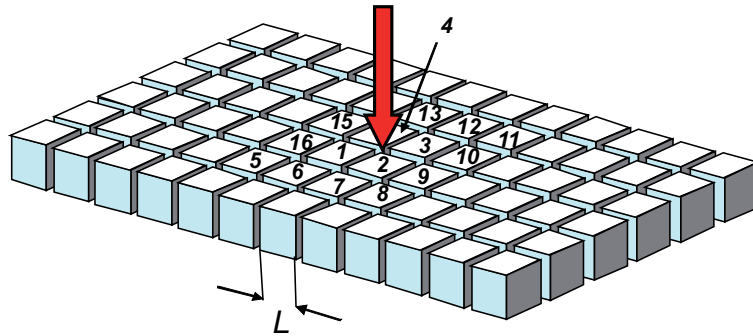


Рис. 4.33. Принятая схема расположения структурных блоков-источников электрических импульсов относительно точки регистрации (показана стрелкой): 1–16 – номера ближайших к точке наблюдения блоков ($i = 1, 2$)

Количество источников, активизирующихся за время наблюдения T_0 , составляет

$$N_i = \alpha N_{0i}, \quad (4.29)$$

где α – параметр, характеризующий относительное количество активизированных источников, причем $\alpha < 1$ в случае, когда время наблюдений T_0 (либо длина выборки данных) не превышает характерного времени эмиссионного процесса τ , и $\alpha > 1$ соответствует случаю $T_0 > \tau$.

В соответствии с предположением о равной вероятности генерации сигналов примем для определенности

$$\alpha = \frac{T_0}{\tau}. \quad (4.30)$$

Таким образом, с учетом (4.28)–(4.30) записываем окончательно

$$N_i = \frac{4T_0}{\tau} \left\{ \frac{2x_i}{L} - 1 \right\}. \quad (4.31)$$

Здесь следует отметить, что соотношение (4.31) при сделанных выше предположениях фактически характеризует опосредованно распределение всей совокупности зарегистрированных импульсов по амплитуде. Действительно, при идентичности сигналов, генерируемых всеми источниками, амплитуда регистрируемых сигналов определяется только расстоянием от источника до пункта регистрации x_i .

Принимая в качестве источника электрических сигналов активную грань релаксирующего блока и учитывая затухание импульса по мере распространения в среде, записываем для амплитуды импульса от источника на расстоянии x_i

$$E_i(x) = E_0 e^{-kx_i}, \quad (4.32)$$

где E_0 – амплитуда импульса в очаге, k – амплитудный коэффициент поглощения (согласно выполненным ранее расчетам [Лосева и др., 2009, 2010])

$$E_0 \sim AL^2, \quad (4.33)$$

где A – амплитудный параметр).

Для определения параметра A воспользуемся условием

$$i = 1, x_1 = L : E_1 = E_m, \quad (4.34)$$

где E_m – максимально возможная амплитуда сигнала. В итоге получаем выражение для $E(x)$ в виде

$$E_i = E_m e^{-k(x_i - L)}. \quad (4.35)$$

Очевидно, что количество импульсов с амплитудой E_i в пункте регистрации составляет величину (4.31). Количество импульсов с амплитудой, превышающей значение E_i , составляет

$$N = \frac{4T_0}{\tau} i^2 = \frac{4T_0 x_i^2}{\tau L^2}. \quad (4.36)$$

Комбинируя (4.35) и (4.36), легко получить закон повторяемости электрических импульсов в виде распределения по амплитуде:

$$N = 4 \frac{T_0}{\tau} \left\{ 1 + \frac{1}{kL} \ln \left(\frac{E_m}{E} \right) \right\}^2, \quad (4.37)$$

где N – количество импульсов, зарегистрированных в пункте инструментальных наблюдений с амплитудой, превышающей E .

В соответствии с (4.37) в качестве параметров, характеризующих статистику регистрируемых импульсов, следует рассматривать величины k и L . Указанные параметры, как и значение дополнительного параметра τ , определяются по результатам сопоставления расчетных и полученных в процессе инструментальных наблюдений распределений $F(E)$.

На рис. 4.34 совместно представлены данные, полученные при регистрации электрических импульсов в грунте на двух участках земной коры: районы Курайской тектонической структуры (Горный Алтай, 2004 г.) [Спивак, Харламов, 2008] и Тункинского рифта (Байкальская рифтовая зона) [Иванченко и др., 2009], а также результаты оценок с помощью зависимости (4.37). Данные рис. 4.34 свидетельствуют о том, что при соответствующем выборе параметров предложенное распределение (4.37) с достаточной для практики точностью описывает результаты инструментальных наблюдений.

Значения параметров распределения (4.37), при которых наблюдается наилучшее совпадение расчетных и экспериментальных данных, приведены в табл. 4.1.

Следует отметить, что использование для анализа распределения (4.37) вместо традиционно рассматриваемой функции распределения позволяет оце-

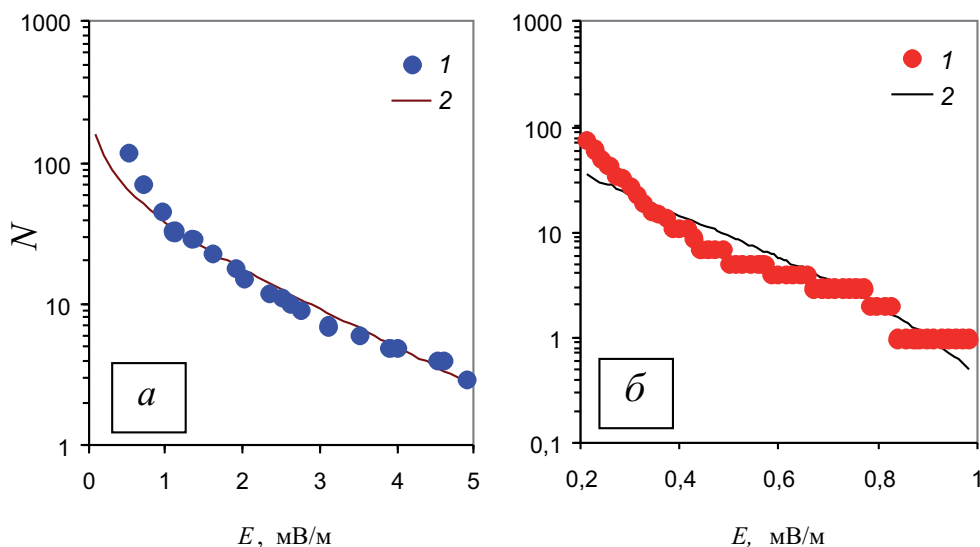


Рис. 4.34. График повторяемости электрических импульсов с амплитудой, превышающей E , в районах Курайской (а) и Тункинской (б) тектонических структур; 1 – данные инструментальных наблюдений, 2 – расчет по формуле (4.37)

нивать также параметр τ , характеризующий интенсивность режима эмиссии электрических импульсов в грунте. Величина τ , как и значение максимальной амплитуды электрических импульсов, зарегистрированных за период наблюдений T_0 , приведена в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Параметры распределения электрических импульсов в грунте по амплитуде. Результаты оценок свойств среды

Параметры	Район регистрации	
	Курайский разлом	Тункинский рифт
L , м	~10	~50
k , 1/м	0,12	0,02
E_m , мВ/м	2,8	0,5
T/τ	2,7	2
τ , ч	40	20

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что весьма простая схематизация источников электрических сигналов в грунте, предложенная в настоящей работе, позволяет с достаточной точностью описывать распределение электрических импульсов по амплитуде и демонстрирует принципиальную

возможность описания свойств локальных участков земной коры на основе регистрации электрических сигналов в земной коре. Одновременно с этим полученная зависимость (4.37) пригодна для оценок некоторых параметров, характеризующих среду на исследуемом участке земной коры. Действительно, используя результаты регистрации электрических импульсов, можно по их распределению по амплитуде, длительности регистрации (либо выборки) оценивать размер очага (линейный размер активных блоков, участвующих в релаксационном процессе), а также характерное время эмиссионного процесса τ , определяющего интенсивность релаксации (количества актов релаксации отдельных блоков, сопровождающихся электрическими эффектами).

Глава 5

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Геомагнитное поле – это собственное магнитное поле Земли. Геомагнитное поле обладает рядом особенностей, основная из которых заключается в том, что поле образовано почти на 80% находящимся в центре Земли магнитным диполем, наклоненным к оси ее вращения под углом $11,5^\circ$. В составе геомагнитного поля имеются также терроидальная и квадрупольные составляющие. Полное магнитное поле Земли складывается из геомагнитного поля и магнитных полей космических источников, главным образом Солнца.

Следовательно, магнитное поле Земли характеризуется как величиной его постоянного значения, так и переменными составляющими иррегулярного и квазипериодического характера, связанными с возмущающим влиянием внутренних и внешних источников. Периодичности временных геомагнитных вариаций отражают глобальные процессы в токовых системах жидкого ядра Земли и соответственно в функционировании геодинамо, а также вариации солнечной активности и как следствие – ионосферных и магнитосферных возмущений. Наряду с глобальными процессами на вариации геомагнитного поля могут оказывать влияние изменения электрокинетических и геомеханических характеристик, динамика блочных структур, изменение их напряженно-деформированного состояния, а также флюидонасыщенность верхних участков земной коры [Бердичевский и др., 2003; Колесник и др., 2009; Собисевич, 1996].

В результате наблюдаемое на поверхности Земли магнитное поле отражает суммарный эффект воздействия источников эндогенной активности недр Земли и внешних космических источников, включая мощные потоки солнечной энергии. Напряженность такого магнитного поля Земли составляет в среднем около 0,5 эрстеда или $5 \cdot 10^4 \gamma$, возрастая до 0,6–0,7 эрстеда на полюсах и снижаясь до 0,4 эрстеда на экваторе. В связи с тем, что относительная магнитная проницаемость воздуха равна единице, напряженность магнитного поля на поверхности Земли выражают часто в единицах магнитной индукции, средняя величина которой на поверхности Земли $5 \cdot 10^{-4}$ Тл (1 Тл = 10^4 эрстед). Магнитное поле Земли не остается постоянным и изменяется как во времени, так и в пространстве, увеличиваясь в одних регионах и уменьшаясь

в других. Среднегодовые колебания напряженности магнитного поля, связанные с движением вещества в жидком ядре, называются вековыми вариациями. Под действием солнечного излучения магнитное поле испытывает также суточные вариации, связанные с восходом и заходом Солнца. В периоды усиления солнечной активности (солнечные вспышки, коронарные выбросы и т.д.) возникают вариации магнитного поля продолжительностью до нескольких часов и даже суток, которые называются магнитными бурями.

Определенное фундаментальное значение имеет изучение локальных длиннопериодных геомагнитных вариаций, поскольку эти геомагнитные вариации, зарегистрированные на земной поверхности, могут содержать информацию о развитии геодинамических процессов как в недрах Земли и на приповерхностных участках земной коры, так и в верхних слоях литосферы [Колесник и др., 2009; Атлас..., 1994; Бердичевский и др., 2003]. Анализ этой информации предоставляет новые возможности для исследования свойств и геодинамических режимов локальных участков земной коры, что представляет несомненный интерес для разработки новых перспективных методов диагностики среды с целью выбора и обоснования площадок под строительство особо ответственных сооружений и объектов, а также – обеспечении их долговременной безопасной эксплуатации.

5.1. Геомагнитные вариации на геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН

Основные особенности локальных геомагнитных вариаций на поверхности земной коры рассмотрим на основе результатов инструментальных наблюдений за магнитным полем, выполненных в широком диапазоне периодов в течение 2008–2012 гг. на Геофизической обсерватории «Михнево», расположенной в центральной части Восточно-Европейской платформы (54,96° N; 37,774° E) [Адушкин и др., 2005, 2014а]. Обсерватория расположена на юге Московской области вдали от крупных промышленных объектов в зоне влияния глубинной тектонической структуры – Нелидово-Рязанской шовной зоны (НРШЗ), приуроченной к руслу р. Оки см. главу 2).

Регистрация локальных геомагнитных вариаций выполнялась с помощью трехкомпонентного феррозондового магнитометра LEMI-018, электронный блок которого обеспечивает соответствующее преобразование данных, получаемых с феррозондового датчика, их обработку и накопление с дискретностью 1 с. Для анализа вариаций привлекались цифровые ряды, сформированные с дискретностью 1 мин. Результаты регистрации магнитного поля Земли на ГФО «Михнево» размещены на сайте ИДГ РАН [idg – corp/chph/ras/ru/~mikhnevo/data/].

Периодичности геомагнитных вариаций. Имеющиеся данные [Атлас..., 2002; Колесник и др., 2009; Мороз и др., 2011] свидетельствуют о том, что

компоненты геомагнитного поля испытывают как медленные, так и быстрые вариации. Временные вариации классифицируются с учетом источника их происхождения. Так, например, выделяют длиннопериодные вариации с периодом несколько лет, причиной которых являются внутренние источники Земли. Выделяют регулярные вариации магнитного поля с периодом около 27 сут, обусловленные периодичностью солнечной активности, связанной с периодом обращения Солнца вокруг своей оси. Иррегулярные геомагнитные вариации в виде магнитных бурь и суббурь (глобальных и локальных), суточные вариации и пульсации, которые вызываются внешними ионосферными и магнитосферными источниками. Наряду с длиннопериодными известны короткопериодные низкоамплитудные вариации ($0,1-10$ нТл¹), например P_c и P_i геомагнитные пульсации с периодами от 0,2 с до 10 мин, вызываемые ионно-циклотронными и гидромагнитными волнами в магнитосфере Земли.

В настоящей работе анализировались локальные длиннопериодные геомагнитные вариации с периодами $T \geq 0,5$ сут. Периодичности геомагнитных вариаций определялись на основе результатов вейвлет-анализа данных, который выполнялся с помощью хорошо локализованного в k - и r -пространстве вейвлета Morlet [Астафьева, 1996; Мандрикова и др., 2013]:

$$\psi(r) = \exp(ik_0 r) \exp\left\{-\frac{r^2}{2}\right\},$$

$$\hat{\psi}(k) = \theta(k) \exp\left\{-\frac{(k - k_0)^2}{2}\right\},$$

где k_0 – порядок вейвлета.

Предварительно определялись локальные фоновые вариации магнитного поля Земли в невозмущенном состоянии. В качестве примера на рис. 5.1 приведены характерные суточные вариации компонент магнитного поля Земли в отсутствие возмущений (локальный индекс магнитной активности $K \sim 0$ в течение суток). Фоновые изменения геомагнитного поля суточной периодичности определяются S_q вариациями, связанными с вариациями токовой системы, развивающейся на освещенной солнцем стороне Земли, и составляют по амплитуде 10–15 нТл.

На рис. 5.2 представлены результаты спектрального анализа данных за весь период наблюдений, которые свидетельствуют о наличии ряда ярко выраженных периодичностей. Наряду с известными 27 суточными вариациями магнитного поля Земли наблюдаются локальные геомагнитные вариации с периодами около суток, а также 6–8, 13–14 и 57–60 сут. Отметим, что по результатам обработки данных за весь период 2008–2012 гг. легко выделяются периодичности около 120 сут и около 1 года.

Более детальный анализ результатов инструментальных наблюдений свидетельствует о сложном характере геомагнитных вариаций. В качестве приме-

¹ 1 нТл = 10^{-9} Тл = 1 γ .

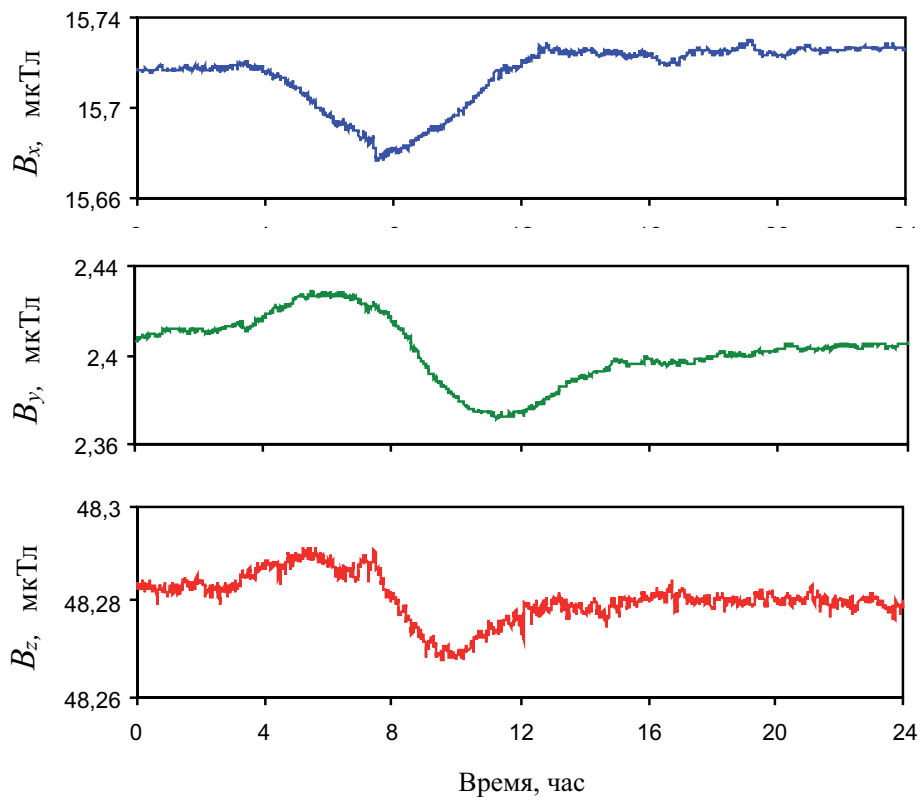
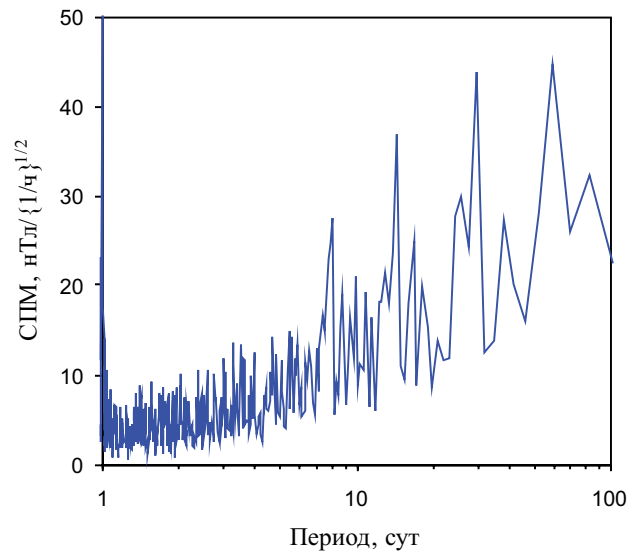


Рис. 5.1. Суточные геомагнитные вариации на ГФО «Михнево» 22.12.2012 г. (локальный индекс магнитной активности $K = 0$ в течение суток)

Рис. 5.2. Спектральная плотность мощности геомагнитных вариаций на ГФО «Михнево» в диапазоне периодов 0,5–100 сут



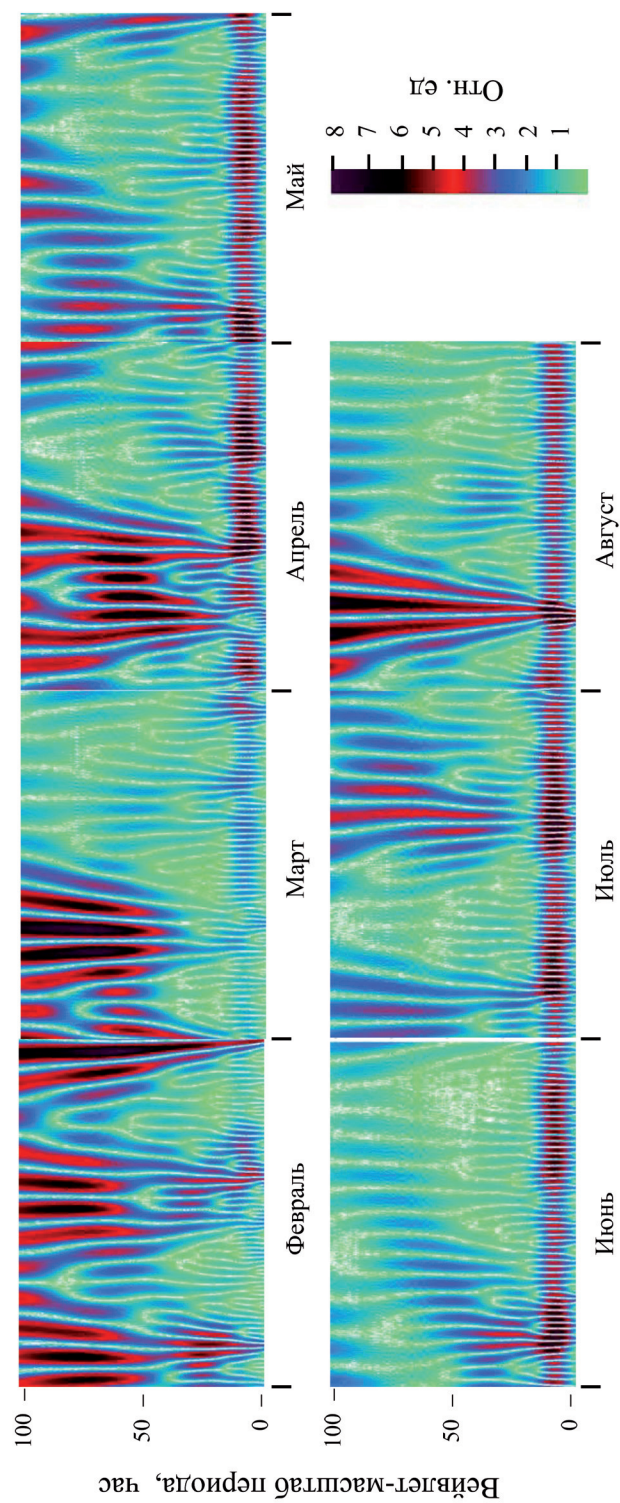


Рис. 5.3. Скалограмма геомагнитных вариаций за период февраль–август 2011 г.

ра на рис. 5.3 приведены результаты вейвлет-анализа геомагнитных вариаций за февраль–август 2011 г. в диапазоне периодов 0–100 ч. Из представленной скалограммы следует, что в фоновых¹ геомагнитных вариациях выделяется ряд хорошо выраженных периодичностей, начиная от полусуточных и суточных. При этом важно отметить, что интенсивность геомагнитных вариаций не постоянна во времени, а для некоторых периодов даже имеет спорадический характер. Как видно из скалограммы рис. 5.3, временные интервалы, когда наблюдаются ярко выраженные периодичности геомагнитных вариаций, сменяются периодами спада амплитуды вариаций и даже полного отсутствия некоторых из установленных периодичностей (например, 6–8-суточные периодичности наиболее отчетливо проявляются в феврале – первой половине марта, первой половине апреля, частично во второй половине мая, в течение недели июля и в первой половине августа, но практически отсутствуют во второй половине марта, в третью неделю апреля, первой половине мая, полностью в июне и во второй половине августа, при том, что суточные периодичности отмечаются практически во всем временном интервале).

Отдельный интерес представляет рассмотрение двухнедельной и 27-суточной периодичностей геомагнитных вариаций, в формировании которых значительную роль играет гравитационное взаимодействие в системе Земля–Луна–Солнце, вызывающее периодические изменения плотности вещества в крупных разломных зонах на приповерхностных участках Земли и как следствие – изменение режима подземных вод и геофизических полей [Адушкин и др., 2011а, 2012]. Установленная выше периодичность 13–14 сут с большой вероятностью связана с двухнедельной периодичностью вынужденных перемещений внутреннего твердого ядра Земли под действием приливных сил (см. раздел 1.1). Механизм формирования 27-суточной периодичности традиционно связывают с обращением Солнца вокруг своей оси. Но при этом нельзя забывать, что с близким периодом происходит обращение Луны вокруг Земли. По этой причине можно полагать, что периодичность около 27 сут вызывается совокупностью двух факторов: обращением Солнца вокруг своей оси и обращением Луны вокруг Земли.

Другой особенностью наблюдаемых периодичностей геомагнитных вариаций является их фрактальный характер. Результаты вейвлет-анализа отчетливо демонстрируют иерархическую структуру анализируемых периодичностей, что хорошо видно на картинах линий локальных максимумов (рис. 5.4). Приведенные на рисунке фрагменты скалограммы демонстрируют иерархическую структуру переменной составляющей магнитного поля в виде каскадного процесса, когда каждое дробление масштаба проявляется на скалограмме ветвлением, появлением характерной «вилочки», причем каждая из линий, характеризующих положение локальных максимумов, в большинстве случаев раздваивается, расходясь на два независимых локальных максимума. Эта кар-

¹ Спорадические достаточно мощные геомагнитные вариации, связанные с магнитными бурями, длительностью от нескольких часов до первых суток не формируют периодическую составляющую.

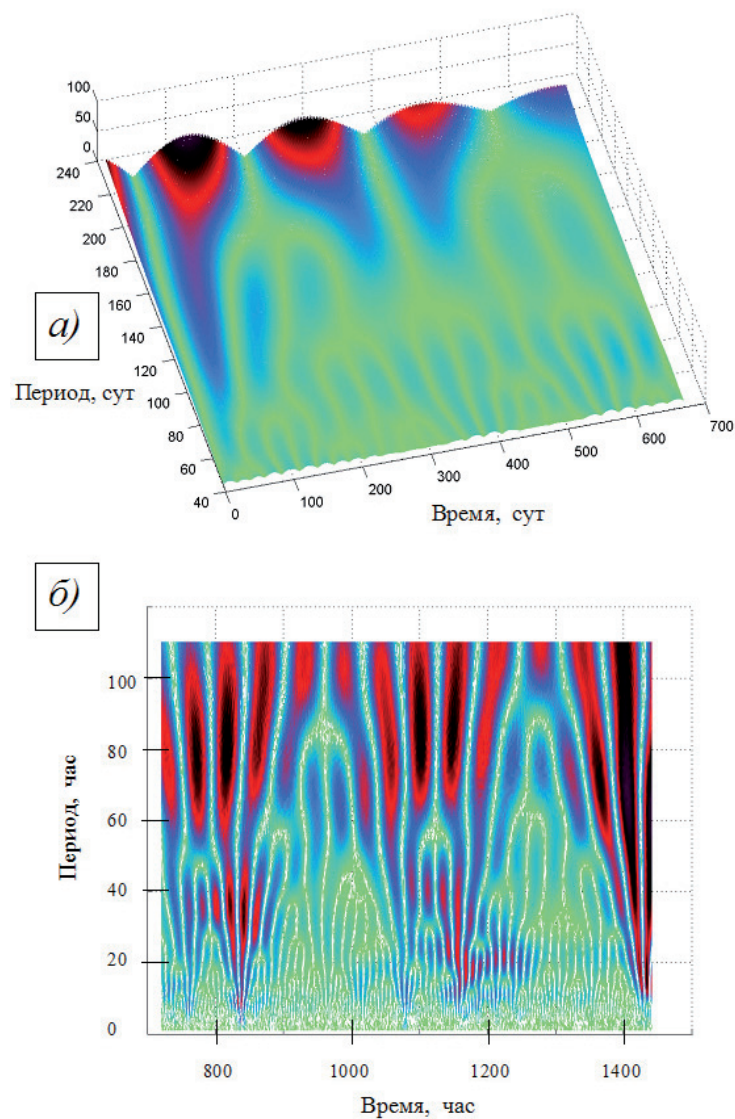


Рис. 5.4. Скалограммы геомагнитных вариаций за 2011–2012 гг. в интервале периодов 60–240 сут (а) и за февраль 2011 г. в интервале периодов 0,5–110 сут (б)

тина повторяется с увеличением масштаба, что свидетельствует о самоподобии процесса, а также близости его к монофрактальному [Астафьева, 1996].

Многообразие возможных источников, влияющих на локальное магнитное поле, приводит к тому, что геомагнитные вариации в разных частотных диапазонах могут иметь индивидуальные особенности. По этой причине, а также с целью установления источников возмущений необходимо анализировать изменение во времени отдельных спектральных составляющих геомагнитных

вариаций. При этом особый интерес вызывают их периодические вариации. Изменение амплитуды спектральных составляющих, характерных для геомагнитных вариаций в целом, с периодами 1 и 27 сут в течение 2010–2011 гг. демонстрирует рис. 5.5. Явно выделяются несколько характерных периодов. Как и в случае геомагнитных вариаций, усредненных по всему интервалу периодов, отдельные их спектральные составляющие также характеризуются периодичностями. График, представленный на рис. 5.5, *а*, демонстрируют наличие годовой периодичности, а также явно выраженных периодичностей с периодами менее года. Это видно из рис. 5.6, на котором представлена раз-

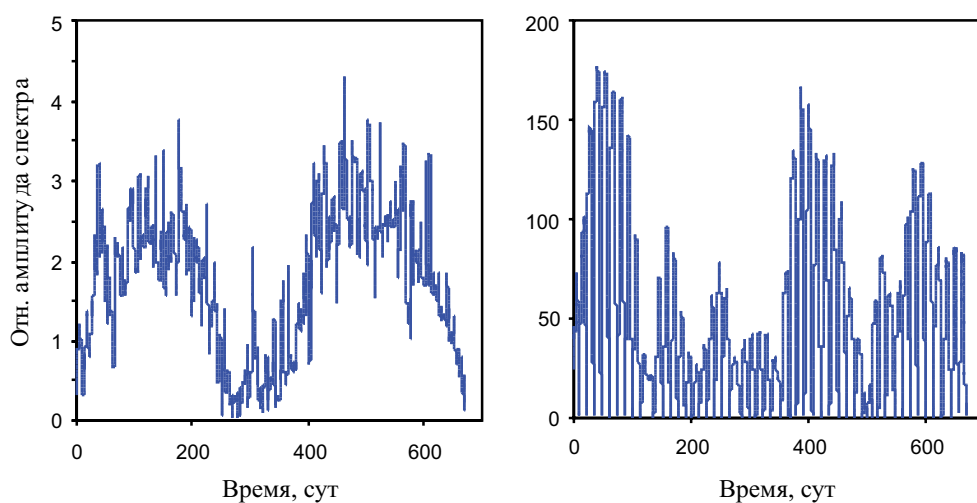
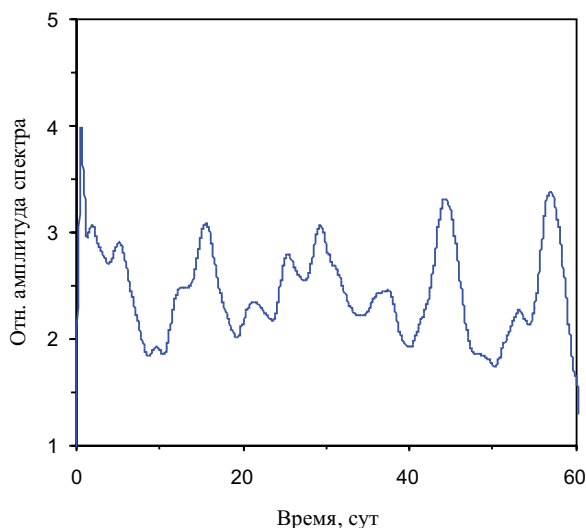


Рис. 5.5. Модуль спектральных составляющих геомагнитных вариаций с периодом 1 (*а*) и 27 (*б*) сут

Рис. 5.6. Огибающая спектральной составляющей геомагнитных вариаций с периодом 1 сут



вертка огибающей спектральной составляющей геомагнитных вариаций с периодом 1 сут для одного из коротких временных отрезков длительностью 60 сут. На графике выделяются периодичности, кратные 13–14 сут (т.е. периодичности с двухнедельным периодом и периодом 27 сут).

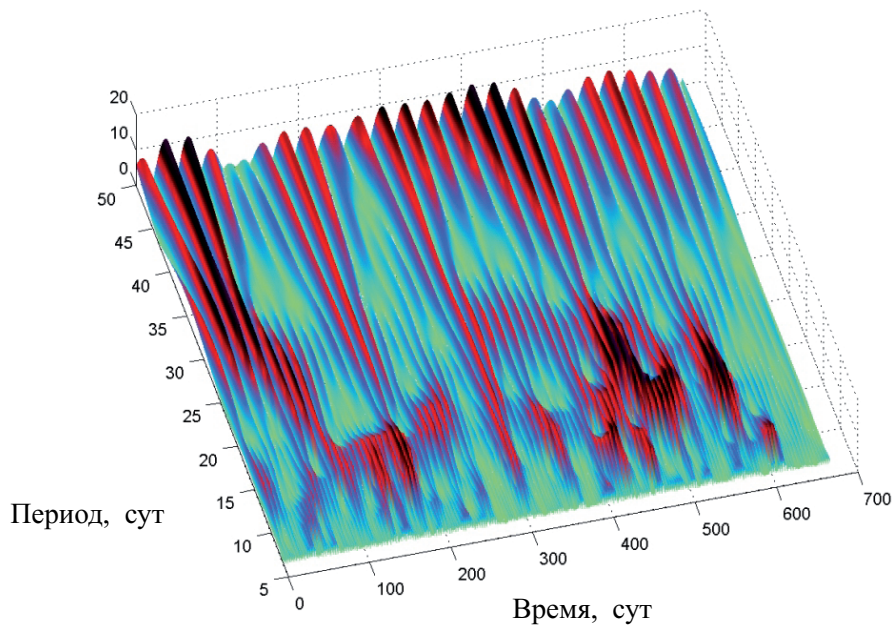


Рис. 5.7. Скалограмма спектральной составляющей геомагнитных вариаций с периодом 1 сут

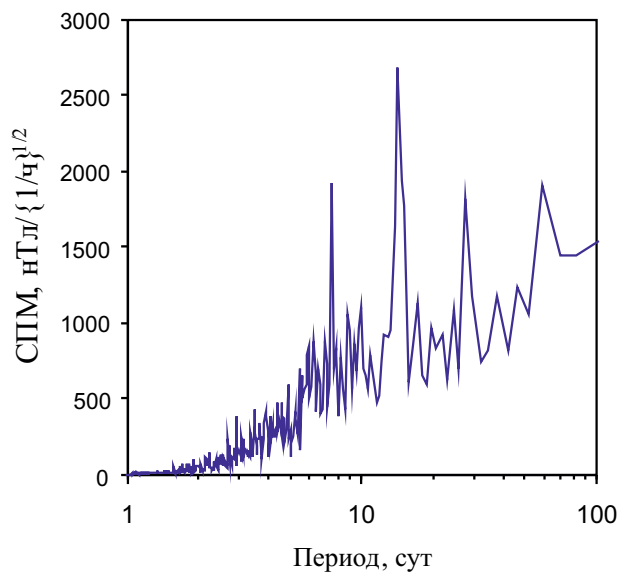


Рис. 5.8. Спектральная плотность мощности геомагнитных вариаций с периодом 1 сут

Более сложная картина наблюдается для спектральной составляющей с периодом 27 сут (рис. 5.5, б). Наряду с годовой и двухнедельной периодичностью выделяется периодичность около 120 сут, которая особенно хорошо прослеживается в период 0–300 сут.

В целом вариации спектральных составляющих характеризуются наличием нескольких периодичностей, интенсивность которых изменяется со временем. В качестве примера на рис. 5.7 приведена общая картина вариаций суточной гармоники геомагнитных вариаций в диапазоне периодов 5–50 сут. Так же, как и на рис. 5.2, на рис. 5.7 выделяются не только периодичности 6–8 сут, 13–14 сут и около 27 сут, но также эпохи, характеризующиеся возникновением и деградацией некоторых других периодичностей (так, спектр вариаций суточной гармоники, вычисленный за весь период регистрации и представленный на рис. 5.8, демонстрирует помимо указанных периодичностей также наличие периодичности с периодом около 60 сут).

Таким образом, все рассмотренные выше данные свидетельствуют о том, что в целом геомагнитные вариации и их отдельные спектральные составляющие сложным образом меняются со временем и имеют спорадический и скейлинговый характер. Отмеченные выше особенности геомагнитных вариаций, связанные с формированием периодичностей, представляют несомненный интерес для дальнейших исследований и свидетельствует о сложных процессах формирования и деградации источников геомагнитных вариаций на средних широтах.

5.2. Взаимодействие магнитного поля и поля микросейсмических колебаний

Взаимодействие магнитного поля земли и микросейсмических колебаний в континентальной земной коре представляет особый интерес, в связи с чем возникла задача исследования возможной связи между геомагнитными возмущениями на земной поверхности и интенсивности сейсмического фона.

Вопрос о возможном влиянии магнитных бурь и в первую очередь магнитных бурь с внезапным началом (так называемые SSC-события) на сейсмичность неоднократно рассматривался в литературе [Сытинский, 1989; Барсуков, 1991; Соболев и др., 2001; Закржевская, Соболев, 2002]. В меньшей степени обсуждался вопрос о влиянии магнитных бурь на сейсмический фон [Попова и др., 2011; Сычева и др., 2011].

С целью изучения вопроса о возможном влиянии геомагнитных вариаций на сейсмический фон воспользуемся результатами синхронной регистрации геомагнитных вариаций и сейсмических колебаний на среднеширотной ГФО «Михнево» ИДГ РАН [Адушкин и др., 2005]. Привлекались данные, полученные за период 2008–2012 гг.

Регистрация локальных геомагнитных вариаций выполнялась в магнитном павильоне с помощью феррозондового магнитометра LEMI-018 (рис. 5.9),



Рис. 5.9. Внутренний вид магнитного павильона с магнитометром LEMI-018

электронный блок которого обеспечивает соответствующее преобразование данных, получаемых с феррозондового датчика, их обработку и накопление. Передача данных в компьютер и в дальнейшем с помощью линии связи на основной сервер ИДГ РАН осуществляется с помощью интерфейса RS-232.

Сейсмические измерения выполнялись с помощью сейсμοприемников CM-3KB и STRECK-EISEN STS-2. Сбор и накопление данных проводились с помощью программируемых регистраторов QUANTERRA-380 и REFTEK-72F-08.

Предварительно с помощью разработанной ранее методики [Горюнов и др., 2003] было установлено отсутствие наводки на электрические контуры сейсμοприемников при магнитных вариациях амплитудой до 5 мкТл, что более чем на 2 порядка превышает амплитуду исследуемых геомагнитных вариаций. В соответствии

с этой методикой эксперименты выполнялись с использованием специально изготовленных источников магнитного поля разной амплитуды в виде нескольких катушек с большим и малым количеством витков и датчика регистрации слабых магнитных полей.

С целью приведения данных к эквидистантному виду и восстановления данных в пропусках и «выбросах» использовались как простые методы (исключение строк с наличием пропусков, заполнение пропусков средними по столбцу значениями, метод ближайших соседних данных, resampling-метод [Злоба, Яцкиев, 2002], метод Бартлетта [Злоба, Яцкиев, 2002], метод максимальной правдоподобности и EM-алгоритм, алгоритмы ZET и ZetBraid [Хайкин, 2006]), так и более сложные: восстановление с использованием ряда Котельникова [Загоруйко, 1972; Макс, 1983], дискретно временное преобразование Фурье [Марпл, 1990; Россиев, 1998] и сплайн-интерполяция программного пакета MatLab. При этом рассматривались следующие случаи: 1) приведение исходного ряда, содержащего пропуски, к равномерной по времени сетке (обеспечивает возможность восстановления данных с помощью ряда Котельникова, преобразования Фурье и сплайн-интерполяции); 2) создание неравномерной временной сетки, что дает бóльшую точность восстановления

данных, а также обеспечивает возможность восстановления данных с помощью ряда Котельникова и сплайн-интерполяции.

Обработка цифровых рядов заключалась в определении амплитуды геомагнитных вариаций относительно фоновых значений, которые вычислялись как среднеквадратические за период 1–2 ч, предшествующий геомагнитной вариации. При этом использовались значения амплитуды положительного импульса, которая определялась как разность

$$B = B_I - B_T,$$

где B_I и B_T – соответственно максимальный в импульсе и средний за час перед импульсом модуль горизонтального вектора магнитной индукции. Величина B принимала значение от 20 до 300 нТл при скорости изменения магнитного поля в диапазоне 20–600 нТл/ч.

Амплитудные вариации сейсмического фона характеризовались максимальной средней амплитудой скорости колебаний V_m за вычетом тренда.

Геомагнитные вариации импульсного типа. Имеющиеся в литературе данные свидетельствуют о том, что сейсмический фон реагирует в основном на геомагнитные вариации импульсного типа (Сычева и др., 2011; Попова и др., 2011), а именно: 1) сразу после сильного геомагнитного возмущения в атмосфере (магнитная буря), либо с некоторой задержкой отмечается в большинстве случаев увеличение среднеквадратичного отклонения амплитуды сейсмического фона от текущих значений; 2) скорость нарастания магнитной бури играет принципиально важную роль в эффекте возникновения отклика. По этой причине основной интерес с точки зрения установления отклика сейсмического фона на геомагнитные возмущения вызывают вариации сейсмического фона в периоды резких изменений магнитного поля (геомагнитные вариации импульсного типа).

Анализ магнитных наблюдений показал, что на ГФО «Михнево» значительное количество суток (примерно 30%) характеризуется повышенной геомагнитной активностью. При этом наблюдаются импульсные геомагнитные вариации трех типов: 1) локальные геомагнитные вариации с внезапным началом (SSC-события), когда отчетливо регистрируется, как правило, достаточно кратковременный (длительностью 20–120 мин) положительный импульс, предшествующий стадии сильных продолжительных вариаций, характеризующихся в целом уменьшением горизонтальной составляющей магнитного поля Земли; 2) одиночный внезапный импульс (SI-события), когда локальные геомагнитные вариации не развиваются, и 3) внезапный одиночный импульс на фоне сформировавшихся локальных геомагнитных вариаций (SMI-событие).

Помимо основных перечисленных выделены и другие типы геомагнитных вариаций: мощные продолжительные вариации без внезапного начала, либо со слабым по амплитуде по сравнению с основными вариациями внезапным началом; магнитные бури с внезапным началом, которое предваряется цугом колебаний; магнитная буря с несколькими одиночными импульсами типа внезапного начала; цуг одиночных импульсов типа внезапного начала без развития магнитной бури.

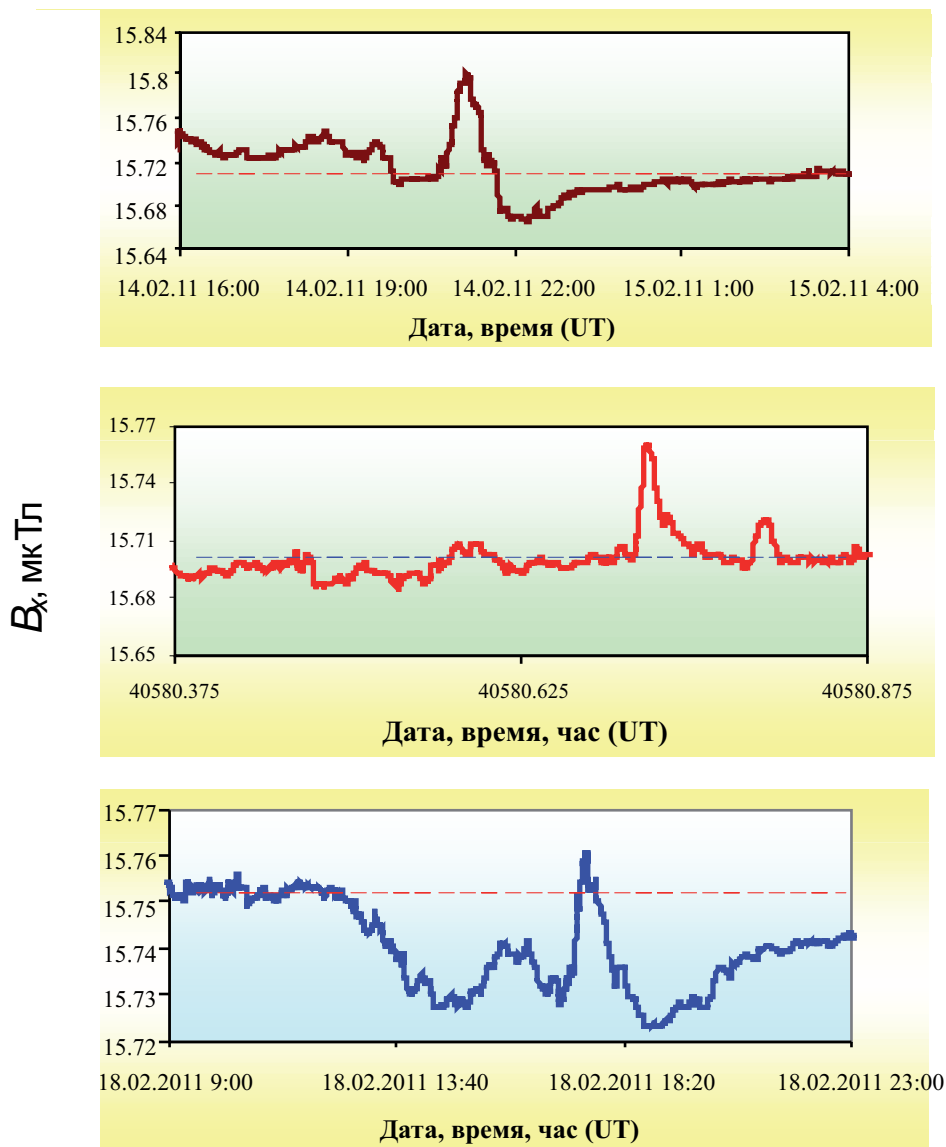


Рис. 5.10. Геомагнитные вариации разного типа в периоды магнитных бурь; а – SSC-событие в период магнитной бури $K = 5$; б – SI-событие в период магнитной бури $K = 4$; в – SMI-событие в период магнитной бури $K = 3$

В качестве примера на рис. 5.10 приведены геомагнитные вариации, характерные для перечисленных выше трех случаев (представлена основная V_x компонента в направлении на географический север).

Здесь следует отметить, что в настоящей работе наряду с событиями, для которых стационарный индекс геомагнитной активности $K \geq 4$ и которые тра-

ditionно рассматриваются как локальные магнитные бури, анализировались также внезапные импульсы событий с $K = 3$ (возмущенное состояние локального геомагнитного поля), амплитуда которых превышала 15 нТл, так как диапазоны амплитуд внезапных импульсов для событий с разными значениями индекса K , как это следует из табл. 5.1, заметно пересекаются.

Таблица 5.1

Относительная амплитуда внезапного геомагнитного импульса для событий с разным стационарным индексом локальным K

K	Диапазон амплитуд геомагнитных вариаций, нТл						
	10–40	40–60	60–80	80–100	100–150	150–200	200–300
3	■						
4	■	■	■				
5		■	■	■	■		
6		■	■	■	■	■	
7							■

Наличие известных механизмов преобразования энергии магнитного поля в механическую энергию неоднородного по строению и сложного по составу земного вещества (магнитострикция, изменение существующих в земной коре токовых систем, движение проводящих структур в изменяющемся магнитном поле, реакция заполненных флюидом пор и трещин и т.д.) позволяет предполагать, что регистрируемые нами геомагнитные вариации импульсного типа могут вызывать изменение режима механических процессов в земной коре.

Обработка и анализ данных синхронных наблюдений за геомагнитными вариациями и амплитудой сейсмического фона показывают, что во время импульсных вариаций магнитного поля типа SSC и SI типа в большинстве случаев наблюдается повышение уровня сейсмического фона (для определения времени запаздывания реакции микросейсмического фона на геомагнитные возмущения, которое в ряде случаев отмечается, требуется более детальный анализ). При этом спектральный анализ свидетельствует о том, что отклик сейсмического фона на геомагнитные вариации наблюдается в основном в частотном диапазоне 0,01–0,1 Гц. Следует отметить, что вызванные вариации сейсмического фона имеют сложный характер и зависят от конкретного геомагнитного возмущения. Примеры вариаций сейсмического фона разного типа приведены на рис. 5.11.

С целью установления количественного соответствия между вариациями сейсмического фона и геомагнитными вариациями анализировалась выборка из 32 наиболее ярко выраженных событий. Пример такого геомагнитного события, при котором отклик сейсмического фона в виде наведенных вариаций хорошо локализуется на СВАН-диаграмме, а его амплитуда однозначно опре-

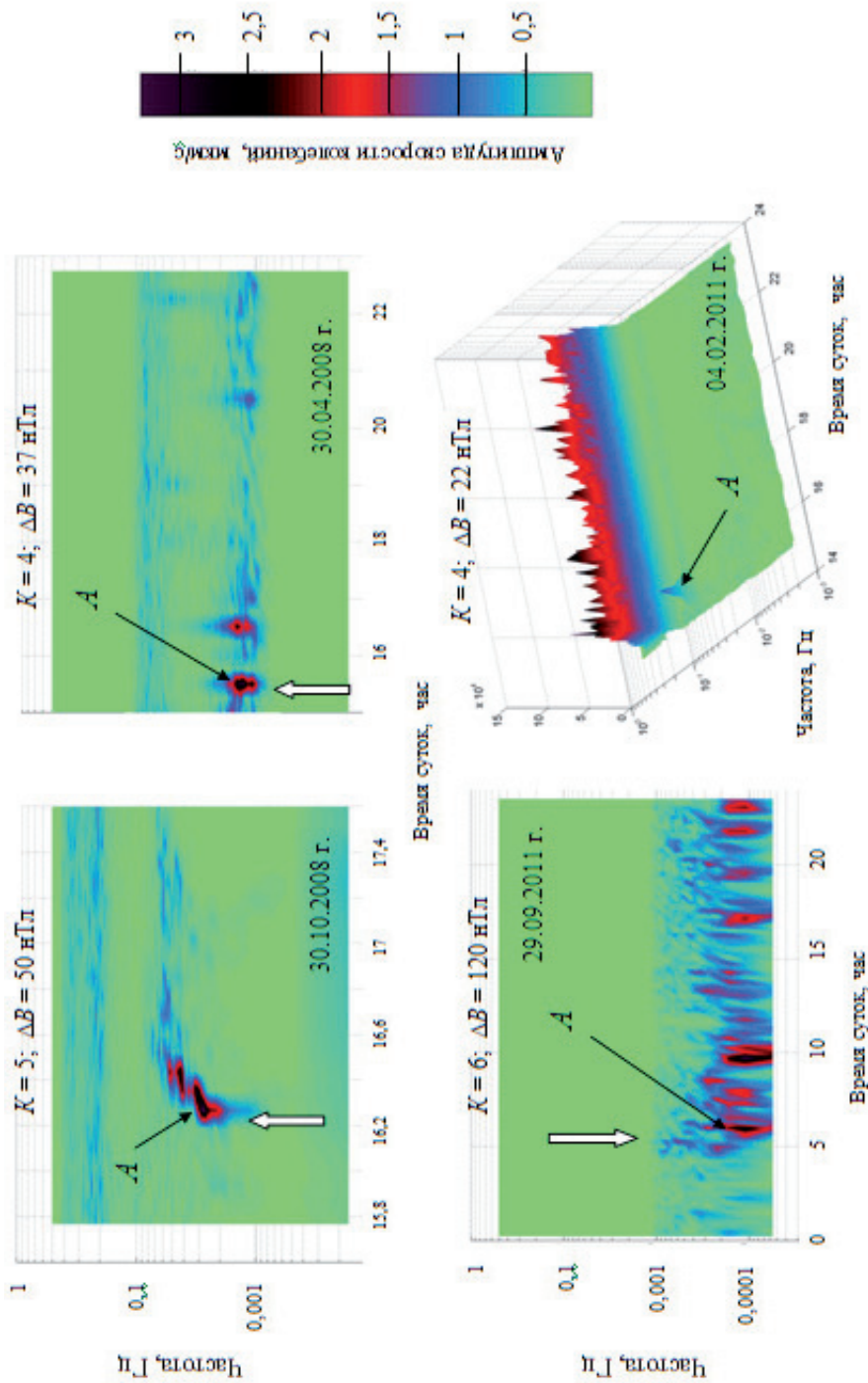


Рис. 5.11. Примеры вариаций сейсмического фона (A) в период геомагнитных возмущений (начало обозначено вертикальными незаполненными стрелками). Параметры геомагнитных возмущений: 30.10.2008 г. – $K = 5; B = 50$ нГл; 30.04.2008 г. – $K = 4; B = 37$ нГл; 29.09.2011 г. – $K = 6; B = 120$ нГл; 04.02.2011 г. – $K = 4; B = 22$ нГл

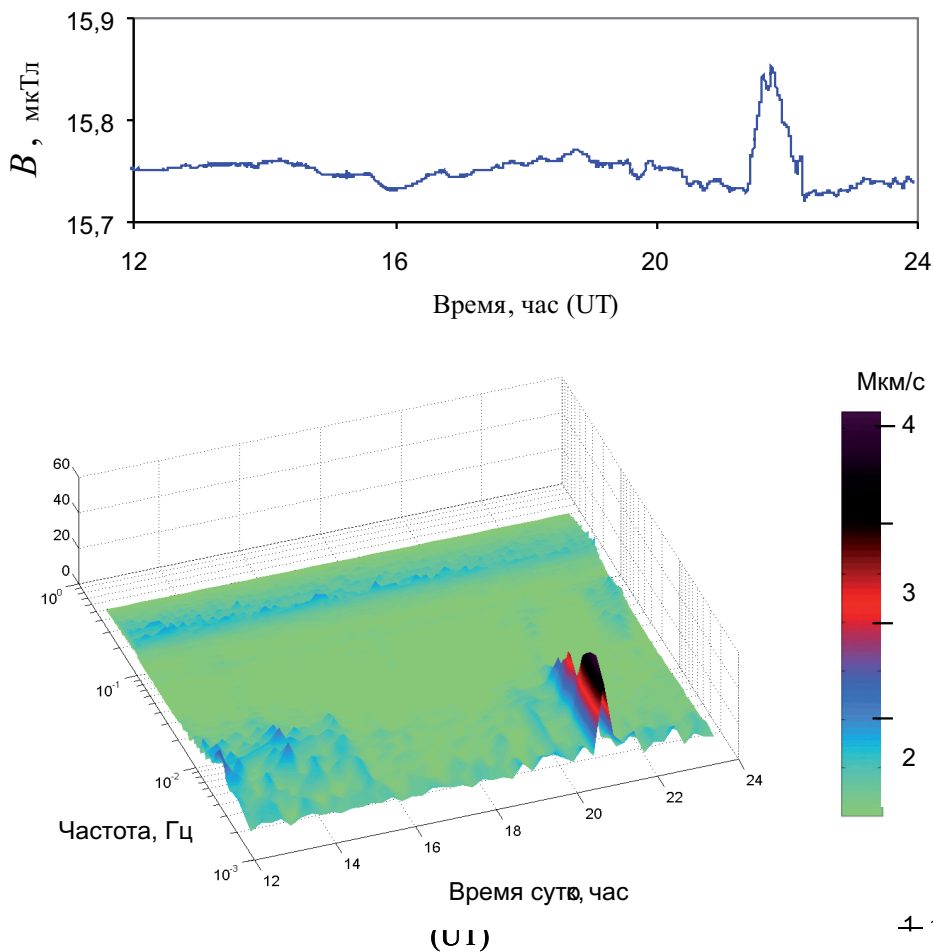


Рис. 5.12. Пример сопоставления вариаций горизонтальной компоненты вектора геомагнитных вариаций (верхняя панель) и наведенных вариаций сейсмического фона (нижняя панель) за 29.04.2011 г.

деляется, приведен на рис. 5.12. Результат прямого сопоставления геомагнитных вариаций и амплитудных вариаций сейсмического фона для одного из событий приведен на рис. 5.13. Для анализа привлекались вариации горизонтальной, как основной информативной компоненты B . С целью снижения влияния случайного фактора в качестве амплитуды вариации сейсмического фона принималось максимальное значение скорости колебаний, усредненное во временном окне 200 с.

Итоговые результаты сопоставления амплитуд геомагнитных вариаций и вызванных вариаций сейсмического фона приведены на рис. 5.14, из которых хорошо видно, что более сильным геомагнитным вариациям соответствуют более интенсивные вариации скорости колебаний сейсмического фона.

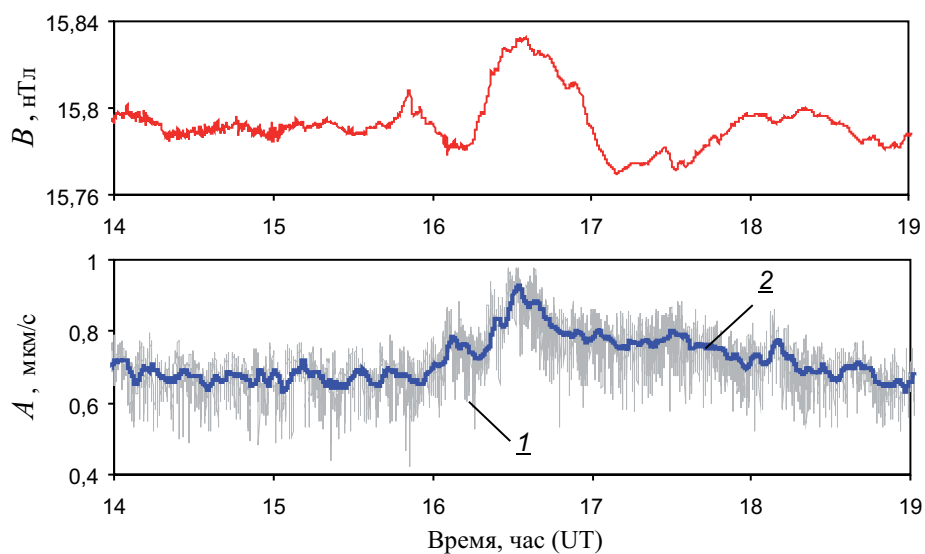


Рис. 5.13. Пример синхронных вариаций относительной амплитуды внезапного геомагнитного импульса (верхняя панель) и скорости колебаний в микросейсмическом фоне A (нижняя панель) на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН 30.10.2008 г. в период магнитной бури ($K = 5$); 1 – вариация амплитуды горизонтального вектора скорости колебаний в диапазоне частот 0,01–1 Гц, 2 – скользящее среднее значение скорости колебаний (усреднение в окне 200 с)

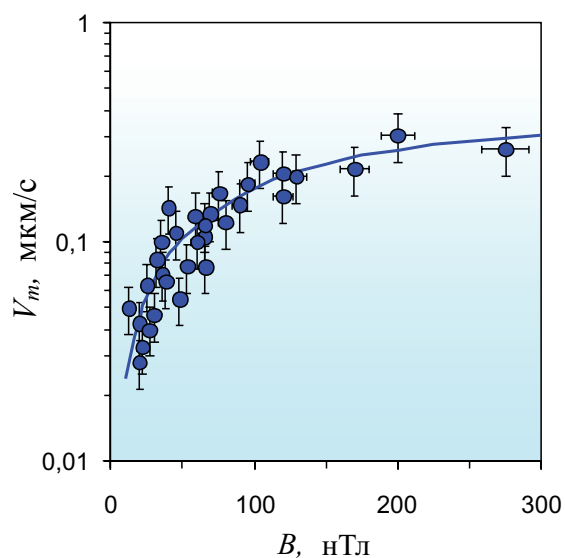


Рис. 5.14. Зависимость между среднеквадратичной амплитудой вариаций сейсмического фона V_m , наведенных в период геомагнитных вариаций с амплитудой горизонтальной составляющей B

При этом существенно, что в диапазоне 20–100 нТл величина отклика микросейсмического поля растет практически линейно с величиной B , а затем по мере увеличения амплитуды геомагнитных вариаций зависимость $V_m(B)$

«выполаживается», что может свидетельствовать о снижении уровня отклика сейсмического фона на геомагнитные возмущения по мере возрастания их интенсивности.

Аналитически полученная зависимость $V_m(B)$ с достаточной для практических оценок точностью аппроксимируется зависимостью

$$V_m = 0,35\{1 - e^{-0,007B}\} \text{ мкм/с,}$$

где B выражено в нТл.

Статистический анализ данных указывает на значимую корреляцию между анализируемыми параметрами V_m и B (коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет 0,91 при статистической значимости $\rho \leq 0,01$).

Проверка коэффициента корреляции на статистическую значимость. С целью проверки достоверности и подтверждения статистической значимости корреляционного соотношения между амплитудами V_m и B воспользуемся методом суррогатных рядов данных, для которого имеется соответствующее программное обеспечение [Middleton, 2000]. Указанный метод предполагает вычисление фурье-преобразования исходных (оригинальных) рядов данных (геомагнитные вариации и сейсмический фон). Затем вычисляются обратные преобразования Фурье полученных прямых преобразований, амплитуды (коэффициенты) которых случайным образом приписываются фазам соответствующих прямых преобразований на основе рандомизации фазовых спектров. При этом полученные ряды линейно коррелированы с оригинальными рядами, характеризуются теми же средними значениями, дисперсиями и автокорреляционными функциями. Процедура выполняется N раз с получением набора разных суррогатных рядов данных. Полученные таким образом наборы суррогатных рядов анализируются на корреляцию с оригинальными рядами данных.

В настоящей работе при анализе корреляционных соотношений использовались подходы Кенделла, Спирмена и Пирсона. Результаты вычисления коэффициентов корреляции приведены на рис. 5.15 в виде гистограмм (количество реализаций с данным коэффициентом корреляции при $N = 1000$). Коэффициенты корреляции, вычисленные для оригинальных рядов данных, представлены для разных подходов в поле рисунков. В нашем случае коэффициенты корреляции исходных рядов не попадают в интервал значений, соответствующих построенным случайным гистограммам, что свидетельствует о взаимной связи рассматриваемых событий.

С целью установления степени значимости полученных корреляционных соотношений рассчитывается коэффициент детерминации R^2 (доля дисперсии зависимой переменной, объясняемая рассматриваемой моделью зависимости, то есть объясняющими переменными). В нашем случае значения R^2 являются относительно высокими: Кендалл – 58%, Пирсон – 80%, Спирмен – 82,3%, что позволяет утверждать, что рассматриваемые процессы характеризуются значимой корреляцией между амплитудой геомагнитного импульса и максимальным значением вариаций среднеквадратической скорости колебаний в микросейсмическом фоне. Это является основой для поиска возможных

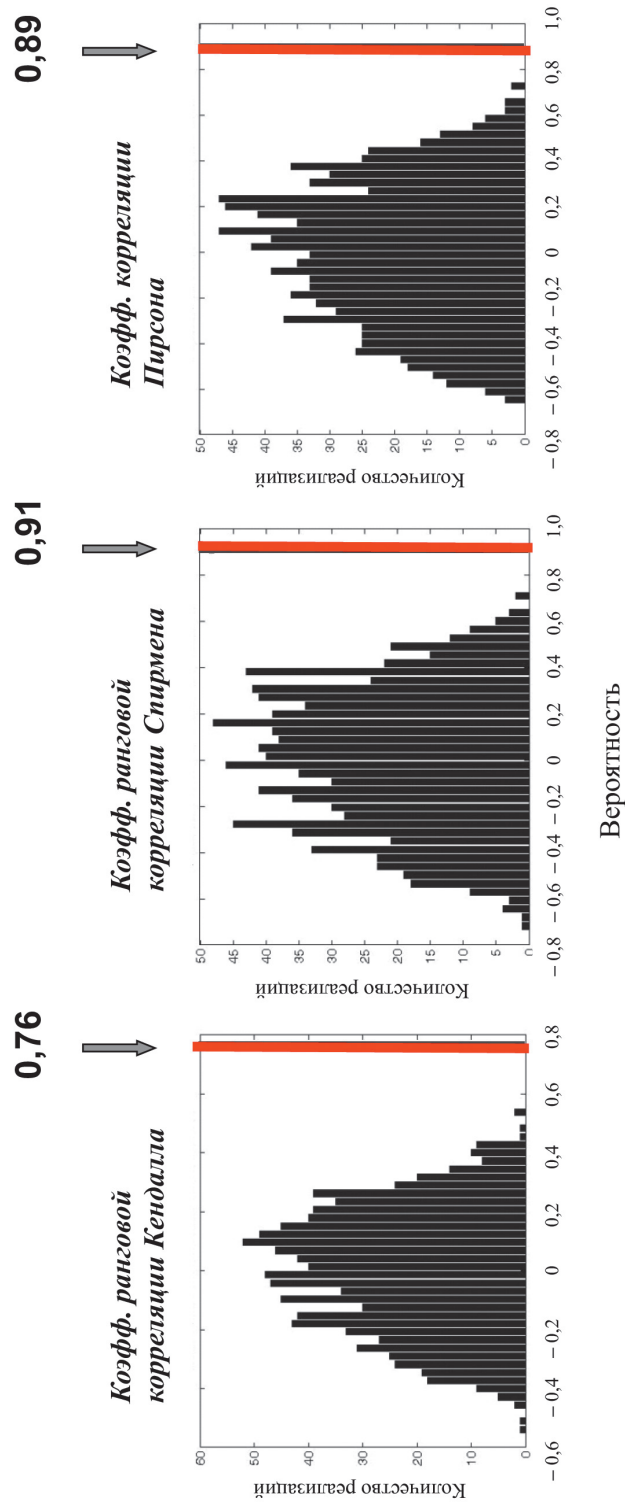


Рис. 5.15. Гистограммы, демонстрирующие корреляцию суррогатных рядов данных с использованием разных подходов. Вертикальными стрелками и линиями обозначены значения коэффициентов корреляции (соответствующие цифры приведены в поле рисунка) для исходных рядов данных

механизмов передачи энергии между магнитным полем и полем микросейсмических колебаний.

Для понимания характера взаимодействия магнитного и микросейсмического полей необходимо сделать некоторые энергетические оценки. При том что плотность энергии магнитного поля Земли, составляющая $\sim 10^{-3}$ Дж/м³, намного превосходит плотность энергии сейсмического фона ($\sim 10^{-11}$ Дж/м³), плотности энергии геомагнитных вариаций и вызванных вариаций сейсмического фона сравнимы между собой (обе эти величины для наблюдаемых амплитуд вариаций принимают значения в интервале 10^{-10} – 10^{-8} Дж/м³). Это свидетельствует о триггерном характере рассматриваемого эффекта, связанного с возможным воздействием геомагнитных вариаций на сейсмический фон.

Приведенные выше данные демонстрируют наличие связи между амплитудой геомагнитных вариаций и вероятным откликом сейсмического фона в конкретных условиях ГФО «Михнево» ИДГ РАН. Установленная в настоящей работе корреляция между геомагнитными вариациями импульсного типа и вариациями амплитуды поля микросейсмических колебаний позволяет в данном случае лишь предполагать их причинно-следственную зависимость, в частности возможность влияния геомагнитных возмущений на изменение амплитудных характеристик микросейсмического поля.

Для обоснования прямого преобразования энергии между рассматриваемыми геофизическими полями необходимо выполнить целенаправленные исследования, связанные, в частности, с установлением механизмов влияния геомагнитных возмущений на поле фоновых сейсмических колебаний и разработкой соответствующих аналитических и расчетных моделей взаимодействия полей.

5.3. Синхронные вариации геомагнитного поля и уровня подземных вод

Определенное фундаментальное значение имеет изучение локальных длиннопериодных геомагнитных вариаций с точки зрения установления изменчивости электропроводности, структуры и напряженного состояния верхних участков земной коры в результате возмущений естественного и техногенного происхождения. Также представляется естественным, что длиннопериодные геомагнитные вариации на земной поверхности могут содержать информацию о ходе геодинамических процессов как на приповерхностных участках земной коры, так и в верхних слоях литосферы.

В связи с этим особый интерес представляет рассмотрение возможной связи между геомагнитными вариациями и режимом подземных вод [Peacock et al., 2012].

В качестве исходных данных воспользуемся результатами инструментальных наблюдений, выполненных в течение 2008–2012 гг. на ГФО «Михнево».

Регистрация локальных геомагнитных вариаций выполнялась, как это упоминалось выше, с помощью трехкомпонентного феррозондового магнитометра LEMI-018. В качестве исходных данных для анализа вариаций привлекались цифровые ряды, сформированные с дискретностью 1 мин.

Синхронно с магнитными измерениями выполнялись наблюдения за уровнем подземных вод.

Изменение передаточной функции локального магнитного поля Земли в районе ГФО «Михнево» будем представлять в виде вариаций магнитного типпера, который определялся из соотношений между вертикальной H_z компонентой магнитного поля и его горизонтальными компонентами согласно соотношению [Бердичевский и др., 2003]

$$H_z = WH_H,$$

где W и H_H – соответственно вектор Визе–Паркинсона с компонентами W_{zx} и W_{zy} и горизонтальная составляющая магнитного поля H_H с компонентами H_x и H_y .

При постоянной во времени ориентации координатных осей соотношение между компонентами индукционной матрицы [$W_{zx}W_{zy}$] (магнитного типпера) отражает наличие геоэлектрических неоднородностей, а их вариации характеризуют, в частности, изменение электропроводности верхних участков земной коры в месте выполнения измерений [Бердичевский и др., 2003; Мороз и др., 2011]. В настоящей работе ось X была направлена на географический север.

Поскольку значения компонент магнитного типпера отражают наличие геоэлектрических неоднородностей, в частности величину электрической проводимости верхних участков земной коры, можно предполагать, что на магнитный типпер оказывает влияние режим подземных вод.

Совместные вариации магнитного типпера и уровня подземных вод. Можно полагать, что некоторые вариации геомагнитного поля связаны с периодическими изменениями физико-механических свойств приповерхностных участков земной коры, например ее проводимости. Одной из основных причин изменения проводимости среды являются вариации ее водонасыщенности. В этой связи представляет интерес сопоставление геомагнитных вариаций с изменением режима подземных вод.

С этой целью на ГФО «Михнево» одновременно с регистрацией геомагнитных вариаций выполнялась синхронная регистрация уровня подземных вод в глубокой скважине [Адушкин и др., 2013; Горбунова, 2003; Горбунова и др., 2009; Кочарян и др., 2008].

Гидрогеологический режим района ГФО «Михнево» характеризуется наличием двух водоносных горизонтов: нижнего Алексинско-Тарусского напорного горизонта, залегающего на глубине ~100 м и верхнего Каширского безнапорного горизонта с водоупором на глубине 56 м. С точки зрения возможного влияния на геомагнитные вариации основной интерес представляет безнапорный водоносный горизонт, так как в этом случае вариации уровня подземных вод пропорциональны изменению мощности водопроницаемого слоя, т.е. фактически эффективной проводимости верхних участков земной коры.

Уровень подземных вод Каширского безнапорного горизонта определялся в открытой скважине глубиной 31,5 м, пройденной на ГФО «Михнево». Наблюдения проводились с помощью погружного зонда LMR 308i, обеспечивающего автоматическую регистрацию уровня воды с дискретностью 1 с и погрешностью не хуже 0,1 мм. При анализе использовались цифровые ряды среднесуточных значений абсолютного уровня h подземных вод.

Результаты измерений свидетельствуют о том, что основная по величине амплитуды вариация уровня подземных вод верхнего безнапорного горизонта характеризуется годовой периодичностью, определяемой притоком талой воды и ее инфильтрацией в весенне-летний период [Адушкин и др., 2013] (рис. 5.16).

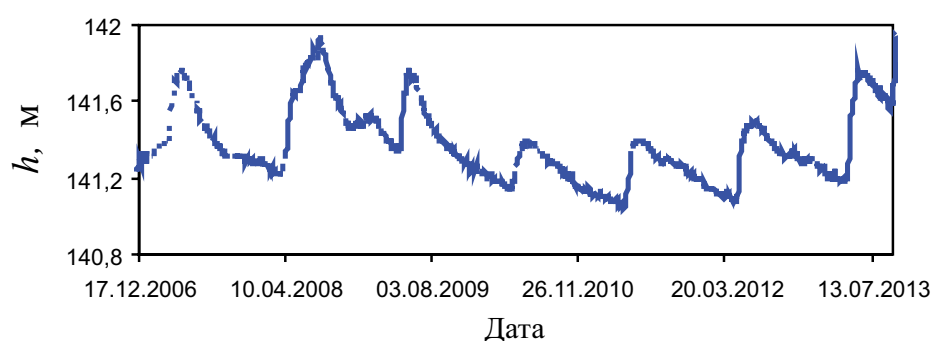


Рис. 5.16. Вариация уровня безнапорного водоносного горизонта на ГФО «Михнево»

С целью установления возможной корреляции был выполнен совместный анализ вариации магнитного типпера и уровня подземных вод h в открытой скважине. В частности, сравнивались вариации главной компоненты типпера W_{zx} с изменением уровня подземных вод (в случае безнапорного горизонта вариации уровня воды в открытой скважине пропорциональны вариациям мощности водопроницающего слоя, т.е. эффективной проводимости верхних участков земной коры).

В качестве примера на рис. 5.17 приведены совместно временные вариации компоненты W_{zx} магнитного типпера и абсолютного уровня подземных вод за период 2010–2011 гг. Из рис. 5.17 видно, что хорошо проявляется отрицательная корреляция кривых. Корреляционный анализ подтверждает наличие значимой отрицательной корреляции между вариациями магнитного типпера и уровнем подземных вод (коэффициент ранговой корреляции Спирмена составляет в нашем случае 0,65 при значимости не хуже 0,95).

Более детальный анализ показывает, что одновременно с магнитным типпером заметно варьирует его дисперсия, что дополнительно свидетельствует о периодических вариациях напряженности магнитного поля в процессе его формирования, которые видны на рис. 5.18, где в качестве примера приведены совместно кривые, характеризующие изменения среднеквадратического отклонения в суточных вариациях магнитного типпера и уровня подземных вод h за 2011 г.

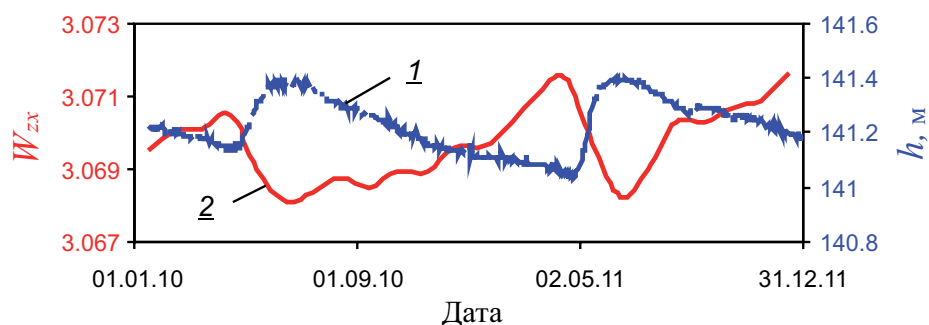


Рис. 5.17. Вариация уровня безнапорного водоносного горизонта (1) и компоненты магнитного типпера (2)

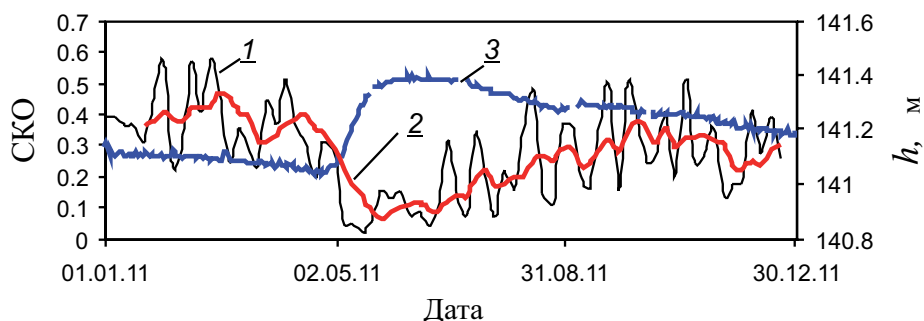


Рис. 5.18. Вариации среднеквадратического отклонения компоненты W_{zx} магнитного типпера (1 – среднее за 1 сут, 2 – среднее за 5 сут) и уровня подземных вод (абс. отм.) (3)

Таким образом, в результате сравнения сезонных вариаций гидрогеологического режима и годовой цикличности геомагнитных вариаций показана значимая корреляция между сезонными вариациями одного из основных параметров магнитного поля – магнитного типпера, и изменением уровня подземных вод в безнапорном горизонте.

Обнаруженная связь между локальными вариациями магнитного поля и изменением уровня подземных вод может оказаться также существенной и более сложной в регионах с другими гидрогеологическими режимами подземных вод.

Результаты инструментальных наблюдений, выполненных в среднеширотных условиях, свидетельствуют о сложной картине вариаций геомагнитного поля Земли. В частности, установлено наличие синхронных вариаций магнитного поля и уровня подземных вод в открытой скважине, что позволяет выдвинуть гипотезу о влиянии гидрогеологического режима земной коры на геомагнитные вариации на поверхности Земли. Отмеченные в настоящей работе особенности геомагнитных вариаций, несомненно, можно использовать в целях диагностики и контроля геодинамического состояния локальных участ-

ков земной коры и его изменчивости со временем под воздействием природных и техногенных факторов.

Представленные данные, полученные на материале ГФО «Михнево» данные могут служить основой для продолжения исследований в выбранном направлении, в частности для установления соответствия между геомагнитными вариациями и вариациями флюидодинамического режима и поля фоновых сейсмических колебаний в других условиях, отличающихся, например, свойствами конкретных участков земной коры, наличием и особенностями распространения дизъюнктивов и т.д., для чего необходимо будет провести анализ аналогичных результатов наблюдений, выполненных в других районах.

5.4. Сейсмамагнитный эффект в зонах влияния разломов земной коры

Разломные зоны земной коры оказывают существенное влияние на формирование режимов геофизических полей в приповерхностном слое атмосферы Земли [Адушкин, Спивак, 2012; Спивак, 2010], в том числе при внешних воздействиях, связанных с приливной деформацией [Адушкин и др., 2012], барическими вариациями в атмосфере [Локтев, Спивак, 2008] и распространением сейсмических волн [Гохберг и др., 1987, 1988; Гершензон и др., 1993; Гульельми и др., 1986б, 1996; Лукишов и др., 2012]. Инструментальные наблюдения свидетельствуют также о повышенной интенсивности геодинамических процессов в зонах влияния тектонических разломов, а также процессов, связанных с взаимодействием и преобразованием геофизических полей [Адушкин и др., 2006].

Исследование вариаций геофизических полей в зонах тектонических нарушений (а следовательно, в зонах повышенной деформируемости твердой среды) представляет значительный интерес при решении фундаментальных задач, связанных с установлением механизмов межгеосферных взаимодействий, преобразованием энергии физических полей разной природы, а также с постоянно возрастающим интересом к совершенствованию имеющихся и разработке новых перспективных методов диагностики геодинамического состояния земной коры.

Повышение чувствительности методов геодинамического контроля локальных участков земной коры и достоверности картирования наиболее опасных с точки зрения потери механической устойчивости зон востребовано при выборе и обосновании площадок под строительство особо ответственных сооружений и объектов повышенного риска (АЭС, трубопроводный транспорт, крупные гидроузлы и т.д.), а также обеспечении их долговременной безопасной эксплуатации. Одновременно с этим совершенствование методов диагностики массивов горных пород необходимо проводить в целях контроля и предотвращения катастрофических последствий природных явлений и процессов (склоновые явления, обрушение карстовых пустот и т.д.).

Результаты инструментальных наблюдений, выполненных в ИДГ РАН в течение последних лет, свидетельствуют о том, что расширение возможностей геодинимического контроля локальных участков земной коры и, в частности, интенсивности деформационных процессов в разломных зонах связано с необходимостью привлечения анализа временных и пространственных вариаций геофизических полей (например, электрического и магнитного) на приповерхностных участках земной коры и в приземном слое атмосферы [Адушкин и др., 2011а; Бугаев и др., 2013].

Одним из наиболее перспективных является подход, основанный на оценке отклика геофизических полей на слабые внешние возмущения и особенно в зонах влияния тектонических структур, в которых процессы, связанные с взаимодействием и преобразованием геофизических полей, проявляются более ярко [Гульельми, 2002; Спивак, 2010]. При этом весьма важной является информация о степени локализации и размерах зоны влияния тектонического разлома на указанные процессы.

Известно, что распространение сейсмических волн в земной коре сопровождается электромагнитными эффектами [Анисимов и др., 1985; Гохберг и др., 1987, 1988; Гульельми, Левшенко, 1994; Глинский и др., 1996; Мигунов, Соболев, 2006; Eleman, 1965; Sgrigna et al., 2004]. При этом широко обсуждаются возможные механизмы генерации электрических и магнитных сигналов, среди которых следует отметить сейсмоэлектрические эффекты I-го и II-го рода [Иванов, 1940; Гершензон, 1993; Назарный, Комаров, 2001], пьезо- и трибоэффекты [Пархоменко, 1968; Соболев, Демин, 1980], поляризацию горных пород при резком изменении напряженно-деформированного состояния (ударная поляризация) [Гончаров, Соловьев, 2004; Соловьев, Спивак, 2009], инерционный, индукционный и деформационный механизмы (в зависимости от того, какой элемент движения среды является определяющим – ускорение, скорость или смещение [Гульельми, 1986а; Гульельми, Рубан, 1990; Гульельми и др., 1996; Гульельми, 2008]) и ряд других.

Сейсмамагнитный сигнал может возникать в результате пьезомагнитного эффекта, возбуждения роста микротрещин, а также вследствие магнитостатических колебаний локальных геомагнитных аномалий среды в поле сейсмических волн либо колебаний проводящих элементов среды в магнитном поле геодинамо [Анисимов и др., 1985; Горбачев, Сурков, 1987; Гульельми, Рубан, 1990; Гульельми и др., 1996].

Более детальные эксперименты свидетельствуют о том, что в качестве основного определяющего фактора выступают неоднородности среды [Соловьев, Спивак, 2009; Soloviev, Sweeney, 2005]. Именно неоднородности структуры среды, наличие границ раздела между горными породами разного вещественного состава, зон нарушенности среды и разного напряженно-деформированного состояния способствуют возникновению электромагнитных эффектов в поле сейсмических колебаний.

В связи с этим значительный интерес вызывает исследование электрических и магнитных сигналов при распространении сейсмических волн через крупные тектонические структуры земной коры – разломные зоны. Имею-

щиеся в литературе данные показывают, что возникающие на разломах земной коры электрические и магнитные эффекты, вызванные сейсмическим возмущением, надежно регистрируются [Анисимов и др., 1985; Гохберг и др., 1987]. Тем не менее, при большом объеме выполненных исследований вопросы, связанные с установлением количественного соотношения между амплитудой сейсмического сигнала и амплитудой геомагнитных вариаций, а также влиянием разломной зоны на величину эффекта детально не рассматривались.

В настоящем разделе анализируются роль и влияние разломной зоны на пространственное распределение геомагнитных вариаций в приземном слое атмосферы, вызванных распространением сейсмических волн разного происхождения [Адушкин и др., 2014б].

Синхронные инструментальные наблюдения за сейсмическими сигналами и вариациями геомагнитного поля выполнялись на разломных зонах, оперяющихся Нелидово-Рязанскую шовную зону (НРШЗ), расположенную в Центральной части Восточно-Европейской платформы [Адушкин и др., 2006], на разломах скальных горных пород в зоне отчуждения карьера «Мурунтау»

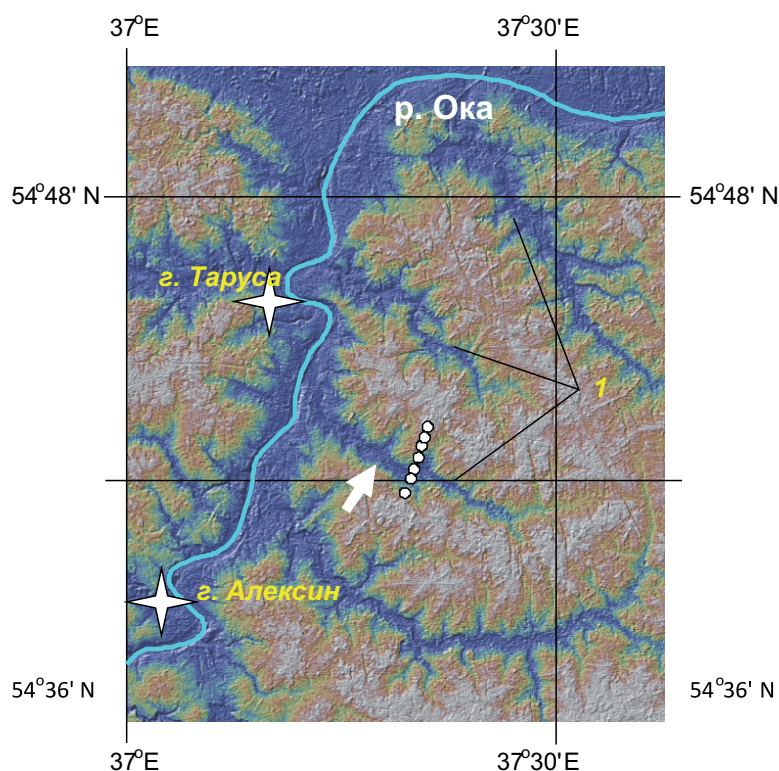


Рис. 5.19. Схема линеаментов (1) района проведения инструментальных наблюдений (конкретный линеамент обозначен стрелкой); незаполненные кружки – пункты оперативной регистрации

(Узбекистан) [Лукишов и др., 2011, 2012], а также в одном из районов центральной части Восточно-Европейской платформы, расположенном в северной части Тульской области РФ. Здесь в качестве объекта исследований был выбран один из разломов, оперяющих Приокскую разломную зону на Тарусо-Алексинском участке и проявляющихся на поверхности в виде хорошо выраженного линейамента, пересекающего субмеридиональный участок долинного комплекса р. Оки (рис. 5.19). Конкретная разломная зона, на которой выполнялись инструментальные наблюдения, пункты регистрации геофизических

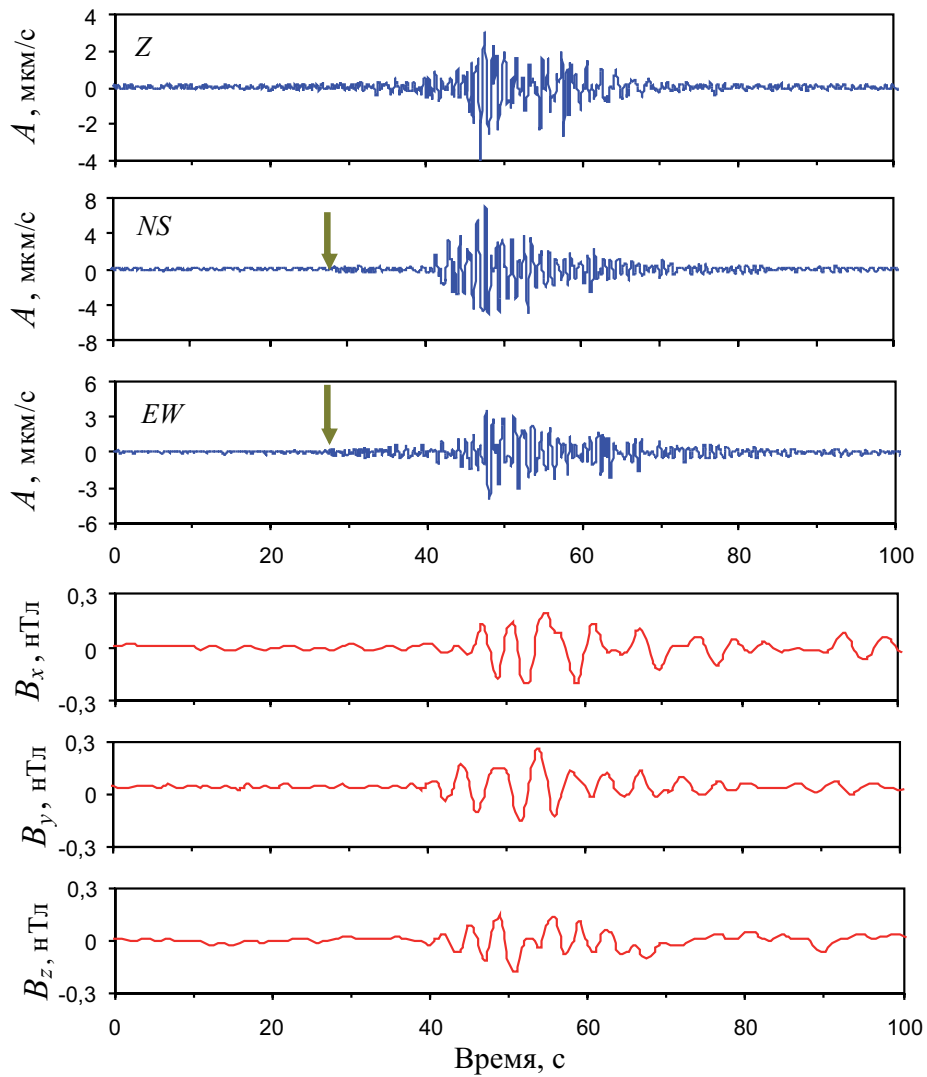


Рис. 5.20. Пример синхронной записи сейсмозрывного сигнала (03.06.2012 г.) и наведенных геомагнитных вариаций в диапазоне частот 0,1–20 Гц (вертикальной стрелкой показано время прихода продольных волн)

полей (поле микросейсмических колебаний и геомагнитные вариации), располагались вдоль профиля, пересекающего рассматриваемую структуру. С высокой вероятностью можно предполагать, что рассматриваемый разлом допустимо характеризовать как в достаточной степени активную на современном этапе, поскольку она прошивает основную тектоническую структуру, приуроченную к руслу р. Оки.

Измерения выполнялись на разных расстояниях R от ее серединной линии в летний период 2012 г. при стабильных метеоусловиях и отсутствии заметных ветровых проявлений. Анализировались геомагнитные вариации, вызванные сейсмическими сигналами от взрывов на карьерах Московской и Тульской областей и от местных событий релаксационного типа [Барышев, 2010; Адушкин и др., 2006; Куликов и др., 2008; Спивак, Кишкина, 2004].

Предварительное тестирование магнитометров на поверочных сейсмометрических установках ПСГУ и ПСВУ (разработка и производство ОКБ ИФЗ РАН) показало отсутствие сейсмической наводки в области регистрируемых в полевых условиях амплитуд.

Обработке подвергались те участки записи, которые, содержали одновременно сейсмическое событие и геомагнитные вариации (выбор участков выполнялся с помощью метода STA/LTA). Пример сейсмомагнитного эффекта при распространении сейсмических волн, вызванных карьерным взрывом, приведен на рис. 5.20. Детальный анализ синхронных вариаций сейсмического и геомагнитного полей показал, что рассматриваемый эффект связан с группой поверхностных волн (это хорошо видно из рис. 5.20).

Для установления механизма генерации магнитного сигнала и разработки диагностики разломных зон на основе регистрации геофизических полей основной интерес представляет связь между интенсивностью сейсмического возмущения и амплитудой вызванного магнитного сигнала. С целью получения количественной зависимости между амплитудами сейсмического сигнала и вызванных геомагнитных вариаций вычислялись модули векторов сейсмических колебаний A_0 и наведенной магнитной индукции B_0 (пример приведен на рис. 5.21)¹. Чтобы исключить влияние случайных выбросов, при построении зависимостей выбирались усредненные во временном окне максимальные значения величин A_0 и B_0 (за вычетом фоновых значений).

Анализ показывает, что связь $B_0(A_0)$ является достаточно сложной. Это связано с «мерцательным» характером сейсмомагнитного эффекта (вызванных геомагнитных вариаций). При слабых сейсмических возмущениях (с амплитудами менее 1–2 мкм/с) амплитуда генерируемого магнитного сигнала нестабильна: эффект геомагнитных аномалий фактически наблюдается примерно в 50% случаев. Тем не менее можно получить зависимость $B_0(A_0)$ для случаев, когда геомагнитная аномалия устойчиво регистрируется.

¹ В связи с тем что сейсмические сигналы распространялись вдоль разных азимутов и под разными углами выхода на свободную поверхность в точках регистрации, зависимости между отдельными компонентами рассматриваемых геофизических полей не анализировались.

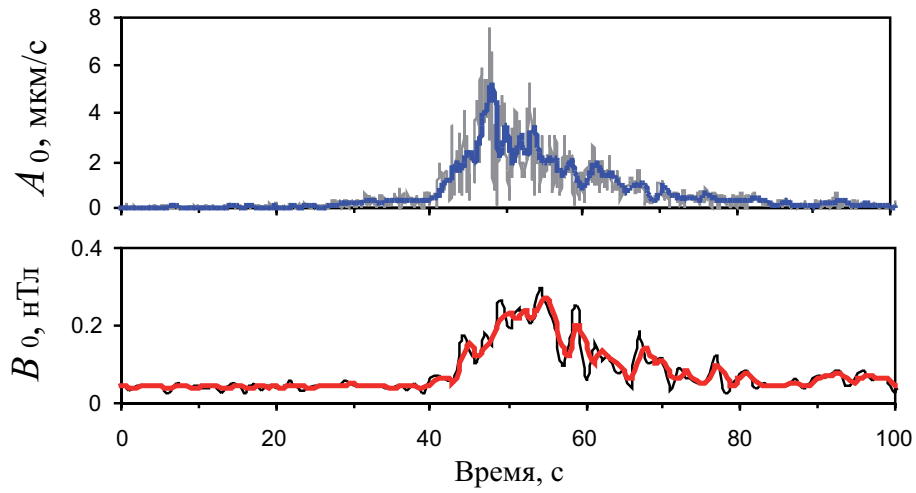


Рис. 5.21. Пример определения максимальных амплитуд векторов сейсмических колебаний A_0 и наведенных геомагнитных вариаций B_0

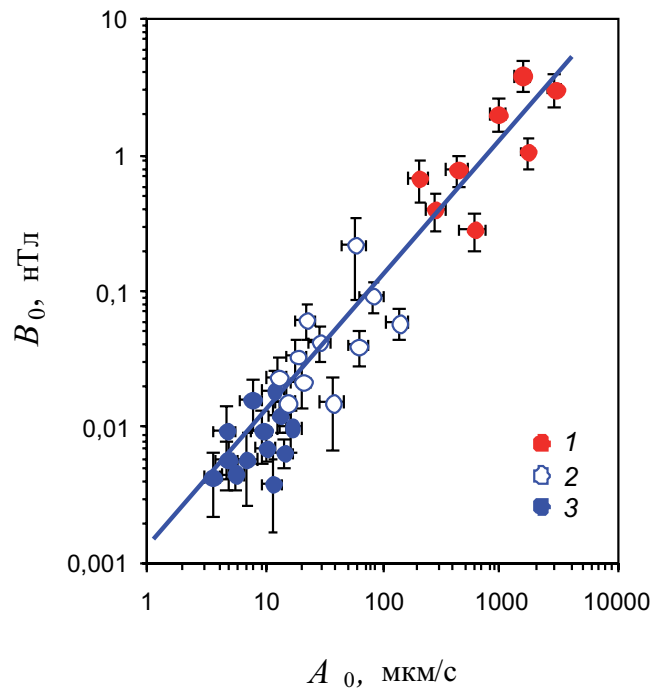


Рис. 5.22. Зависимость между максимальными амплитудами векторов сейсмических колебаний A_0 и наведенных геомагнитных вариаций B_0 (сейсмические источники: 1 – взрывы на карьере Мурунтау; 2 – массовые взрывы в центральной части Восточно-Европейской платформы; 3 – импульсные события релаксационного типа); сплошная линия – расчет по формуле (5.1)

На рис. 5.22 приведена обобщенная зависимость $B_0(A_0)$, объединяющая результаты инструментальных наблюдений, выполненных на разломных зонах НРШЗ и карьера «Мурунтау». Видно, что при сейсмических воздействиях с амплитудой, превышающей примерно 4 мкм/с, экспериментальные данные, полученные в разных условиях (скальные породы горного массива Мурунтау и осадочный чехол Центральной части Восточно-Европейской платформы), хорошо группируются вокруг единой зависимости. Статистическая обработка данных свидетельствует о значимой корреляции между величинами B_0 и A_0 (показатель Дарбина–Уотсона составляет 0,88), а зависимость имеет вид

$$B_0 \approx 10^{-3} A_0 \text{ нТл}, \quad (5.1)$$

где A_0 выражено в мкм/с.

Оказалось, что длительность вызванной геомагнитной вариации зависит от конкретных свойств массива и слагающих его горных пород. Так, для разломной зоны в скальном массиве Мурунтау длительность геомагнитной аномалии может достигать 5–10 мин при длительности сейсмического воздействия порядка 10 с. Напротив, длительность геомагнитной аномалии, зарегистрированной в зоне НРШЗ, практически совпадает с длительностью сейсмического сигнала и составляет 10–50 с.

Одна из возможных причин отмеченного эффекта может быть связана с различием времен релаксации токовых систем в сухом массиве скальных горных пород блочного строения и в достаточно рыхлом осадочном чехле, поскольку проводимость в сухой скальной породе, разделенной поверхностями слабо контактирующих блоков, существенно ниже проводимости увлажненных пород осадочного чехла Приокского участка НРТС¹.

С целью определения влияния разломной зоны на пространственное распределение геомагнитных вариаций в приземном слое атмосферы, вызванных распространением сейсмических волн, выполнялись инструментальные наблюдения в пунктах, расположенных на разных расстояниях R от серединной линии разломной зоны (рис. 5.19).

Сложная внутренняя структура тектонических разломов обусловлена сильной неоднородностью заполняющей их горной массы. Известно, что размер отдельности (степень трещиноватости породы-заполнителя) изменяется с расстоянием от серединной линии разломной зоны [Спивак, 2008; Спивак, Цветков, 2008, 2009]. В связи с этим следует ожидать, что основные эффекты, связанные с преобразованием геофизических полей, в частности преобразование энергии сейсмических колебаний в энергию геомагнитных вариаций, максимальны в серединной части разломной зоны и в непосредственной близости от него.

Анализ полученных данных показал, что зависимость между максимальными значениями модуля полного вектора сейсмических импульсных колебаний A_0 и модулем полного вектора геомагнитных вариаций B_0 близка к ли-

¹ Этим объясняется и более высокая частота наведенных сейсмикой геомагнитных вариаций в разломных зонах НРТС по сравнению с массивом горных пород Мурунтау.

нейной (напомним, что величины A_0 и B_0 вычисляются относительно тренда). На рис. 5.23 представлены результаты измерений в виде зависимости $B_0(A)$, которая аналогична (5.1).

На рис. 5.23 также видно, что по мере удаления от разлома величина геомагнитных вариаций при практически равных амплитудах сейсмического сигнала уменьшается. Из этого следует, что преобразование энергии механических

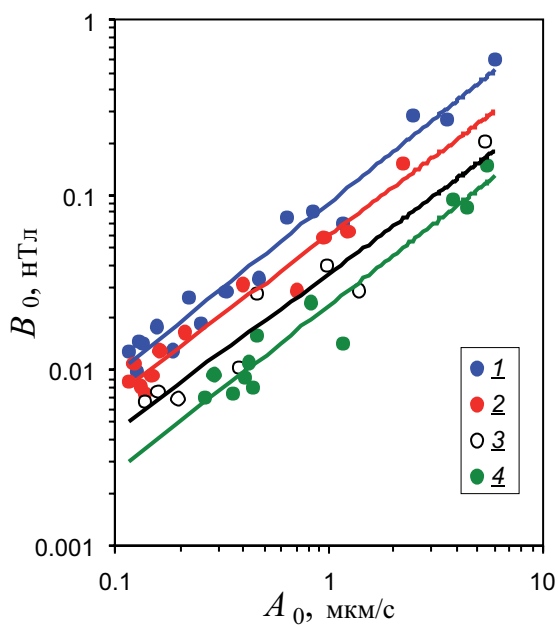


Рис. 5.23. Соотношение между максимальными амплитудами сейсмического сигнала и наведенной магнитной вариации для разных расстояний от серединной линии разлома; расстояние, км: 1 – 0,1; 2 – 0,62; 3 – 1,1; 4 – 1,16

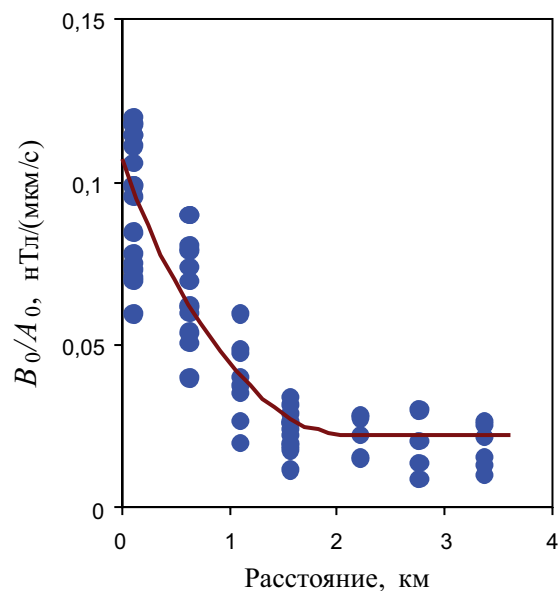


Рис. 5.24. Относительные геомагнитные вариации, вызванные сейсмическим сигналом, в зависимости от расстояния до серединной линии разломной зоны

колебаний в энергию геомагнитных вариаций происходит более интенсивно в самом разломе и в зоне его влияния. Это может быть связано с более сложной по сравнению с окружающей средой внутренней структурой разломной зоны, а также с ее флюидонасыщенностью.

С целью определения размеров зоны активного влияния разлома на сейсмомангнитный эффект в настоящей работе анализировался параметр $B_* = \frac{B_0}{A}(R)$, где R – кратчайшее расстояние от точки наблюдений до центральной части разломной зоны.

Полученные в ходе эксперимента значения параметра B_* приведены на рис. 5.24 в зависимости от расстояния до центральной части разломной зоны. Данные рис. 5.24 свидетельствуют о том, что интенсивность сейсмомангнитного эффекта максимальна в окрестности срединного участка разломной зоны и заметно уменьшается по мере удаления от разлома.

Полученные данные в очередной раз подтверждают неоднократно высказанное ранее мнение о разломах как особых зонах земной коры, внутренняя структура которых и особенности поведения материала-заполнителя определяют не только интегральные механические свойства локальных участков земной коры, но также сложные процессы, связанные с преобразованием и взаимодействием геофизических полей [Ребецкий, 2008; Кочарян и др., 2011; Спивак, Цветков, 2009; Спивак, 2010; Шерман, 2012]. Роль разломных зон в преобразовании энергии между геофизическими полями разной природы значительна, что открывает новые возможности для картирования активных разломов и оценки величины возможных дифференциальных смещений в среде на основе анализа особенностей пространственных и временных вариаций геофизических полей.

Глава 6

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Своим взаимодействием геофизические поля обеспечивают единство геосфер и сопровождают жизненно важные процессы энергомассообмена и круговорота вещества. Следует отметить, что в любом объеме геофизической среды, будь то атмосфера или твердое земное вещество, присутствуют практически все известные геофизические поля одновременно. Поскольку геофизическая среда обладает вполне определенными электромагнитными, механическими и другими геодинамическими свойствами, эта среда может выступать в роли активного посредника между геофизическими полями разной природы. Другими словами, именно при участии среды геофизические поля получают возможность осуществлять взаимодействие, которое может быть выражено, в частности, преобразовании энергии между этими полями.

Несомненно также, что интенсивность такого преобразования энергии определяется свойствами среды. Так, по известным параметрам, характеризующим энергомассообменные процессы между геофизическими полями, можно оценивать интересующие нас свойства самой среды.

Такая задача представляется весьма актуальной не только с точки зрения решения фундаментальной проблемы, связанной с установлением механизмов преобразования геофизических полей, определением закономерностей формирования среды обитания и эволюции Земли в целом, но также при решении ряда практических задач, таких как:

- 1) картирование зон с аномальными свойствами (разломы, карстовые пустоты, залежи полезных ископаемых и т.д.);
- 2) ранжирование участков разломных зон и земной коры по степени геодинамической активности;
- 3) выявление изменений геодинамической активности, а в отдельных случаях – структуры исследуемого участка земной коры со временем.

Перекрестные связи между геофизическими процессами в приповерхностной зоне Земли значительно усложняют анализ наблюдаемых явлений, корреляционных зависимостей, а также выделение первичных и вторичных факторов, определяющих многообразие проявлений межгеосферных взаимодействий [Адушкин, Спивак, Кишкина, Локтев, Соловьев, 2006].

Результатом комплексных, синхронно выполняемых измерений является набор цифровых данных в виде временных рядов, характеризующих временные вариации параметров геофизических полей разной природы. Один из наиболее действенных подходов к обработке таких массивов данных заключается в их объединении в один многомерный ряд, который анализируется с помощью методов многомерного анализа. Указанные методы обоснованы теоретически [Бриллинджер, 1980], а в дальнейшем развиты, обобщены и доведены до конкретных программных реализаций [Любушин, 1993, 2007]. Их использование позволяет выделять синхронные сигналы и анализировать канонические когерентности между геофизическими полями, а также их амплитудные и спектральные отклики на слабые внешние возмущения (например, приливные деформации [Спивак, Кишкина, Локтев, Лукишов, Тер-Семенов, Харламов, Эльтеков, 2004]).

Методика обработки и анализа экспериментальных данных. Совместный анализ разнородных геофизических полей (включая метеоданные) выполнялся с помощью метода выделения согласованных вариаций различных геофизических полей, образующих векторный многомерный ряд данных [Любушин, 1993]. При этом принималось во внимание, что наличие согласованных спектральных компонент отображается в величинах собственных чисел спектральных матриц этого многомерного ряда.

Процедура поиска согласованных спектральных компонент в многомерном ряду данных состояла в следующем [Харламов, 2004]. Спектральные матрицы многомерного ряда (СММР) вычислялись на каждой частоте (в заданном частотном диапазоне) в каждом скользящем временном окне. Временным окном необходимой длительности выбиралась для анализа очередная порция данных из записанного многомерного ряда. При этом каждое следующее окно накладывалось на предыдущее с некоторым перекрытием. Перед вычислением спектров данных выбранного окна с каждой компонентой многомерного ряда проводились предварительные операции: устранение линейных трендов, переход к приращениям (дифференцирование), срезка выбросов, нормирование на единичную дисперсию (это обеспечивает равный вклад всех компонент многомерного ряда, которые могут быть разнородными и разномасштабными) и наложение окна (в нашем случае применялось окно Хемминга). Полученные с помощью преобразования Фурье спектры и взаимные спектры компонент многомерного ряда далее усреднялись в текущем частотном окне и образовывали спектральные матрицы, которые являлись функциями частоты и времени. Для каждой спектральной матрицы вычислялись собственные числа (максимальные собственные числа СММР содержат в себе максимум информации о коллективном поведении всех и каждой части компонент многомерного ряда).

Полученный таким образом набор (массив) собственных чисел для каждого момента времени и каждой частоты строился в виде некоторой поверхности в трехмерном пространстве, либо в виде СВАН-диаграммы. Аномально высокие увеличения уровня поверхности или всплески определяют интервалы времен и частоты, на которых обнаружены синхронные вариации измеряемых полей.

На основе указанной методики [Харламов, 2004], получена процедура оценки коэффициента когерентности между скалярными компонентами многомерного ряда, суть которой в следующем. Имеется, например, четырехмерный векторный ряд

$$Z(t) = (Z_1(t), Z_2(t), Z_3(t), Z_4(t))^T,$$

где $Z_i(t)$, $i = 1, 2, 3, 4$ – временные изменения одного из параметров i -го геофизического поля.

Выделим одну скалярную компоненту (например, вторую) и обозначим ее как

$$x(t) = Z_2(t).$$

Оставшиеся три компоненты образуют трехмерный вектор

$$Y(t) = (Z_1(t), Z_3(t), Z_4(t))^T.$$

После вычисления спектров всех скалярных компонент определяем спектральную матрицу ряда $Z(t)$:

$$S_{ZZ}(\omega) = \begin{vmatrix} S_{11} & S_{12} & S_{13} & S_{14} \\ S_{21} & S_{22} & S_{23} & S_{24} \\ S_{31} & S_{32} & S_{33} & S_{34} \\ S_{41} & S_{42} & S_{43} & S_{44} \end{vmatrix}, \quad (6.1)$$

Здесь $S_{ii}(\omega) = \hat{Z}_i(\omega)\hat{Z}_i^H(\omega)$, $S_{ij}(\omega) = \hat{Z}_i(\omega)\hat{Z}_j^H(\omega)$.

Матрица когерентности (3×3) второй компоненты с остальными имеет вид

$$MK = S_{YY}^{-1}S_{YX}S_{XX}^{-1}S_{XY}, \quad (6.2)$$

где

$$S_{YY}(\omega) = \begin{vmatrix} S_{11} & S_{13} & S_{14} \\ S_{31} & S_{33} & S_{34} \\ S_{41} & S_{43} & S_{44} \end{vmatrix}, S_{XY}(\omega) = |S_{21} \ S_{23} \ S_{24}|^T,$$

$$S_{XY}(\omega) = \begin{vmatrix} S_{12} \\ S_{32} \\ S_{42} \end{vmatrix}, S_{XX}(\omega) = S_{22}.$$

Далее находится максимальное собственное число λ матрицы (6.2). Проведя вычисления на каждой частоте в каждом временном окне, получаем набор максимальных собственных чисел $\lambda_m(f, t)$, который характеризует динамику коэффициента когерентности одной компоненты с остальными на каждой частоте за время регистрации.

Если вместо трехмерного ряда выбирать одну из оставшихся компонент, получаем матрицу когерентности и соответствующий набор максимальных собственных чисел $\lambda_m(f, t)$ любых двух рядов.

В качестве примера рассмотрим цифровые ряды данных наблюдений за микросейсмическими колебаниями земной коры, объемной активностью подпочвенного радона, вариациями атмосферного давления и температуры воздуха в период с 1 июня по 12 августа 2004 г. (ГФО «Михнево» ИДГ РАН).

Ряды наблюдений приведены на рис. 6.1 в виде временных вариаций амплитуды микросейсмических колебаний A в частотном диапазоне 0,01–30 Гц,

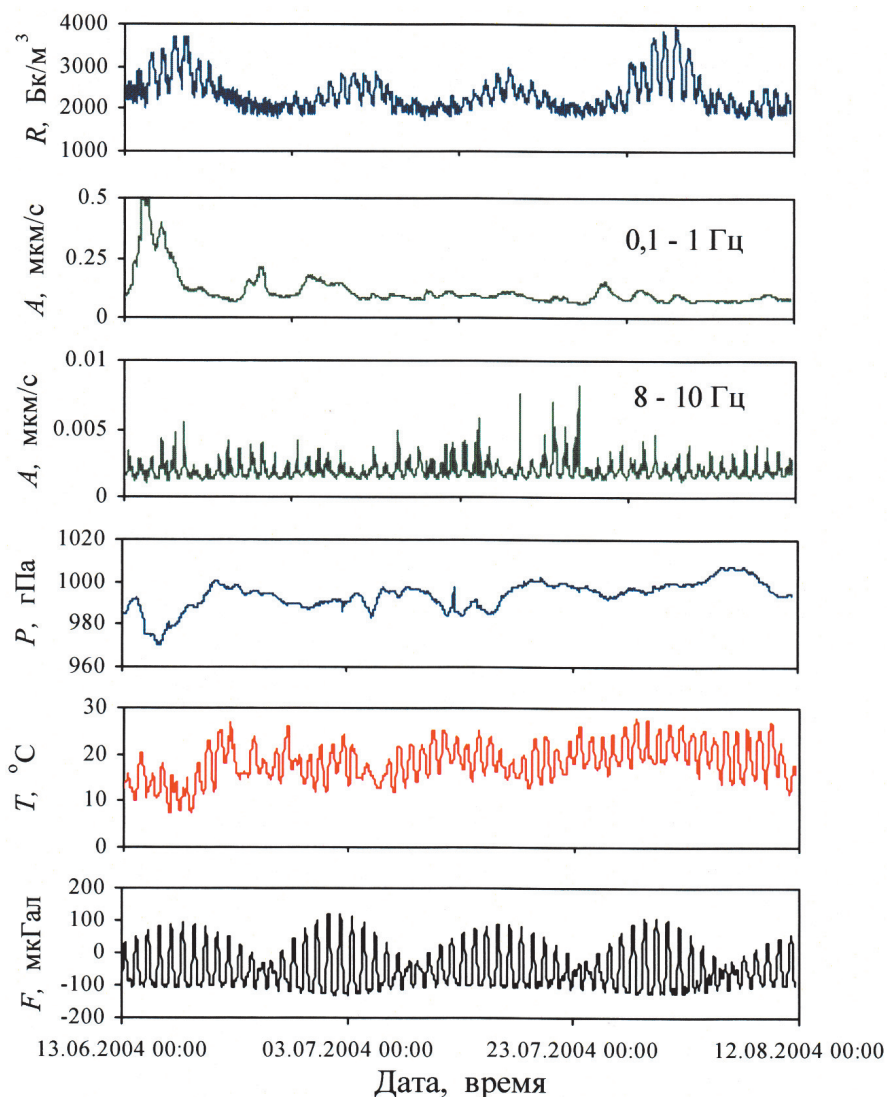


Рис. 6.1. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона R , амплитуды микросейсмического фона A в частотных диапазонах 0,1–1 Гц (верхняя панель) и 8–10 Гц (нижняя панель), атмосферного давления P , температуры воздуха в приземном слое T и вертикальной составляющей приливной силы F

объемной активности подпочвенного радона R , атмосферного давления и температуры воздуха. Для сравнения на нижней панели рис. 6.1 даны временные вариации вертикальной компоненты приливной силы F , рассчитанной с помощью хорошо зарекомендовавшей себя программы ETGTAB [Tamura, 1987; Cartwright, Tayler, 1971].

Спектральная плотность мощности некоторых из перечисленных выше геофизических величин представлена на рис. 6.2, из которого следует, что временные вариации геофизических параметров характеризуются выраженными периодичностями.

Анализ экспериментального материала свидетельствует о достаточно сильных временных вариациях регистрируемых параметров. В ряде случаев (объемная активность подпочвенного радона, амплитуда микросейсмических колебаний, например, в диапазоне частот 8–10 Гц) отмечается наличие выраженных периодических составляющих. Это подтверждается спектральными характеристиками вариаций, представленными на рис. 6.2, откуда видно, что периодичность временных вариаций объемной активности подпочвенного

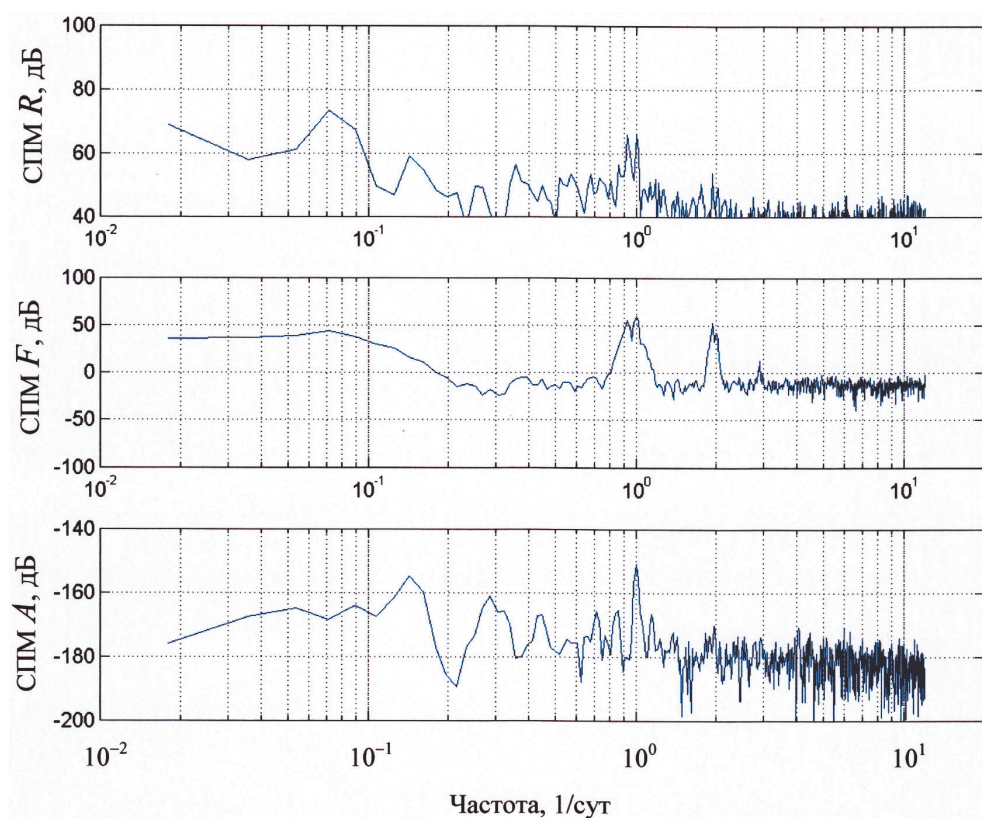


Рис. 6.2. Спектральная плотность мощности временных вариаций объемной активности подпочвенного радона R , приливной силы F и амплитуды микросейсмического фона A в диапазоне частот 1–2 Гц

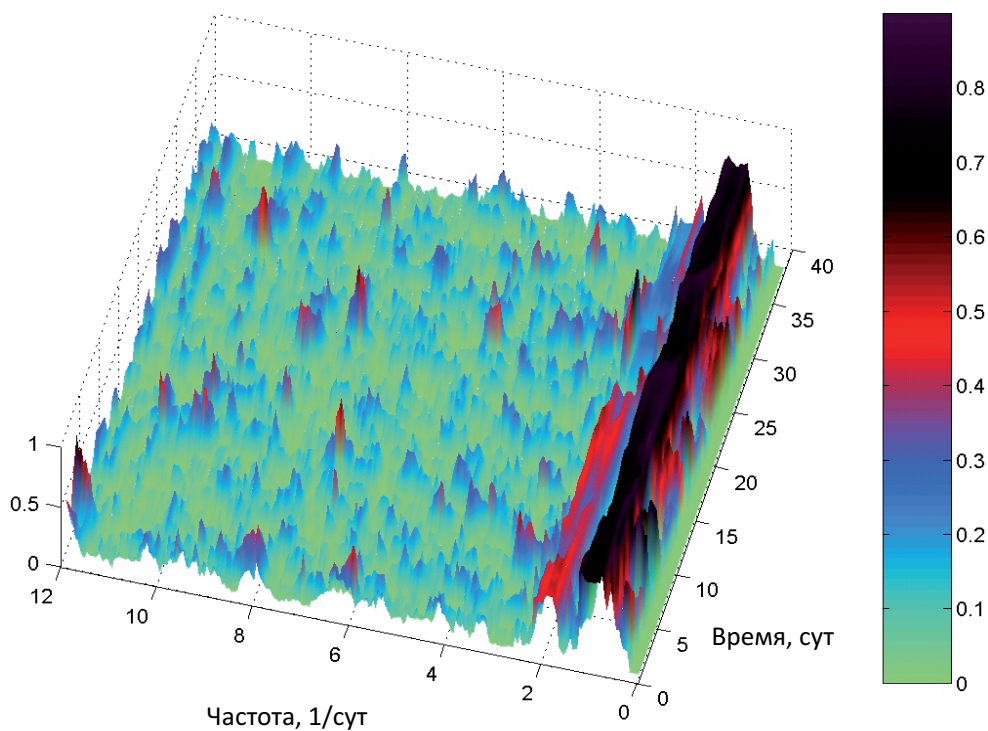


Рис. 6.3. Вариации коэффициента когерентности между объемной активностью подпочвенного радона и приливной силой

радона характеризуется периодами 1; 1,1; 6 и 14 сут, периодичность вариаций амплитуды сейсмического фона в диапазоне 1–2 Гц – периодами 1; 2,2 и 3,5 сут. При этом наиболее значимые периоды изменения приливной силы 0,5; 1 и 1,1 сут.

Более детальный анализ, выполненный с помощью процедуры оценки когерентности вариаций компонент многомерного ряда, позволил определить динамику коэффициентов когерентности, характеризующих частотно-временные вариации корреляции между разными геофизическими полями. В результате установлена высокая корреляция между объемной активностью подпочвенного радона и величиной приливной силы на периодах 0,5 и 1 сут (рис. 6.3). На рис. 6.4, *а* показано изменение во времени коэффициента когерентности на частоте 1/сут (разрез графика рис. 6.3 на частоте 1/сут) и на рис. 6.4, *б* показано изменение во времени коэффициента когерентности на частоте 1/сут (разрез графика рис. 6.4 на частоте 1/сут). Из рис. 6.4, *а* и 6.4, *б* видно, что коэффициент когерентности в течение времени регистрации флуктуирует, оставаясь достаточно высоким.

Вычисление усредненных коэффициентов когерентности между вариациями амплитуд геофизических полей попарно позволяет оценивать в среднем

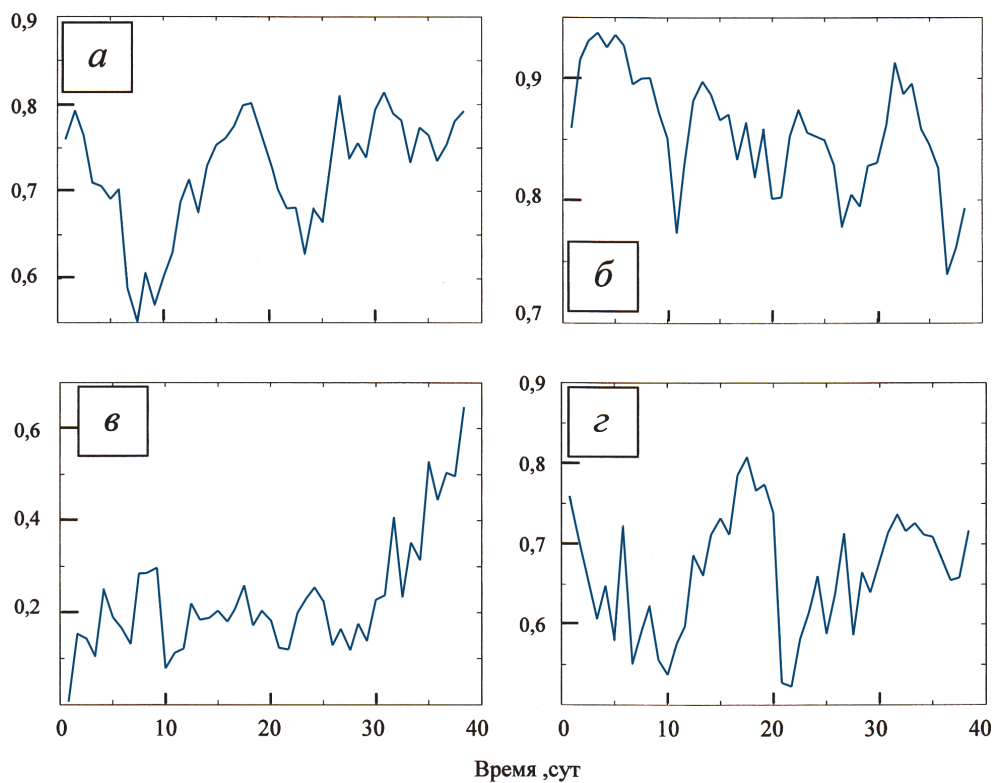


Рис. 6.4. Текущие коэффициенты когерентности между: объемной активностью подпочвенного радона и приливной силой (а), микросейсмическим фоном в диапазоне 1–2 Гц и приливной силой (б), объемной активностью подпочвенного радона и атмосферным давлением (в) и объемной активностью подпочвенного радона и температурой воздуха (г) за период наблюдений

корреляцию (фактически взаимное влияние) между разными геофизическими полями. В качестве примера на рис. 6.5 приведены коэффициенты когерентности между амплитудными вариациями микросейсмического фона в частотном диапазоне 2–4 Гц и соответственно температурой воздуха (K_{AT}), атмосферным давлением (K_{AP}), объемной активностью подпочвенного радона (K_{AR}) и приливной силой (K_{AF}). Если в качестве критерия корреляции выбрать значение коэффициента когерентности 0,5, то видно, что микросейсмический фон в указанных частотных диапазонах в наибольшей степени коррелирует с 1) температурой воздуха, 2) объемной активностью подпочвенного радона и 3) приливной силой на периодах 1 сут (в случаях 1) и 3) корреляция приближается к абсолютной, так как коэффициент когерентности практически достигает единицы).

Приведенные на рис. 6.4 текущие значения коэффициентов когерентности для некоторых геофизических полей подтверждают сделанные выводы: отмечается высокая корреляция между R , A , T и F примерно с двухнедельной пе-

риодичностью и практически отсутствует корреляция геофизических полей с атмосферным давлением.

В заключение рассмотрим корреляционные соотношения между амплитудными вариациями микросейсмического фона в разных частотных диапазонах. Такая процедура позволяет оценить взаимную корреляцию между, например, длиннопериодной и высокочастотной составляющими колебаний. Результаты вычислений в виде коэффициентов когерентности приведены на рис. 6.6. Видно, что наблюдается высокая корреляция между составляющими микросейсмического фона в диапазонах частот 1–2, 2–4, 4–8 и 8–10 Гц с выделением характерных периодов 1; 2,4 и 7 сут. В значительно меньшей степени отмечается корреляция между высокочастотной составляющей и колебаниями в диапазоне частот 0,01–1 Гц.

Приведенные результаты демонстрируют высокую эффективность метода поиска и анализа совместных вариаций синхронно регистрируемых геофизических полей.

Также можно сделать вывод о существовании взаимной корреляции между геофизическими полями. При этом наиболее высокая корреляция наблюдает-

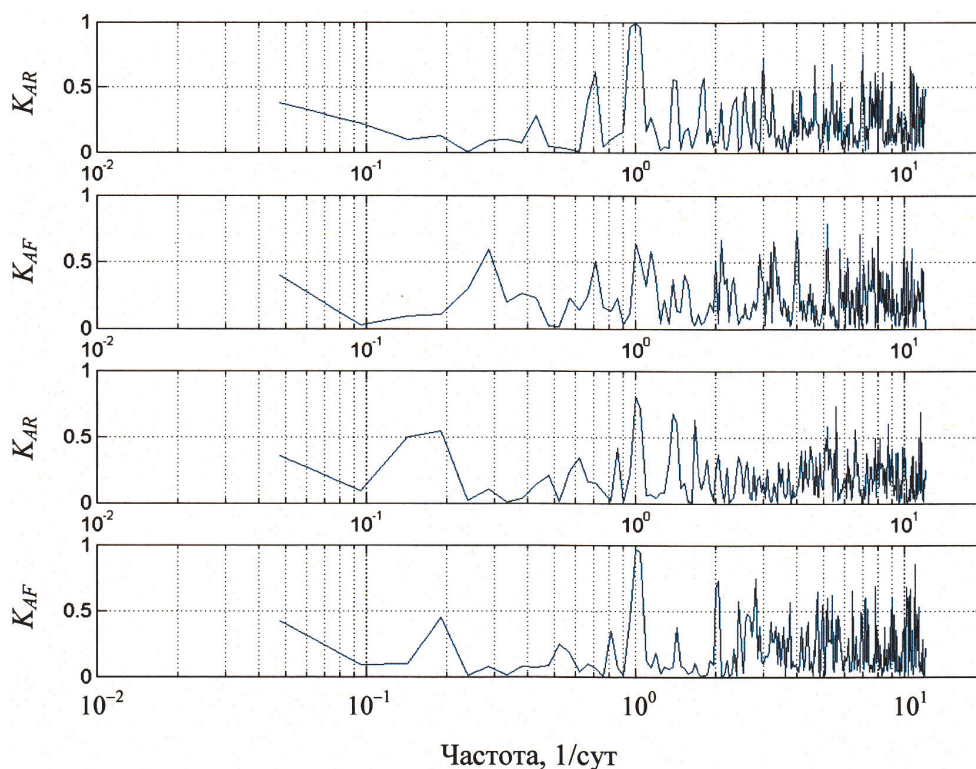


Рис. 6.5. Коэффициент когерентности между амплитудой микросейсмического фона и температурой воздуха K_{AT} , атмосферным давлением K_{AP} , объемной активностью подпочвенного радона K_{AR} и приливной силой K_{AF} в диапазоне частот 2–4 Гц

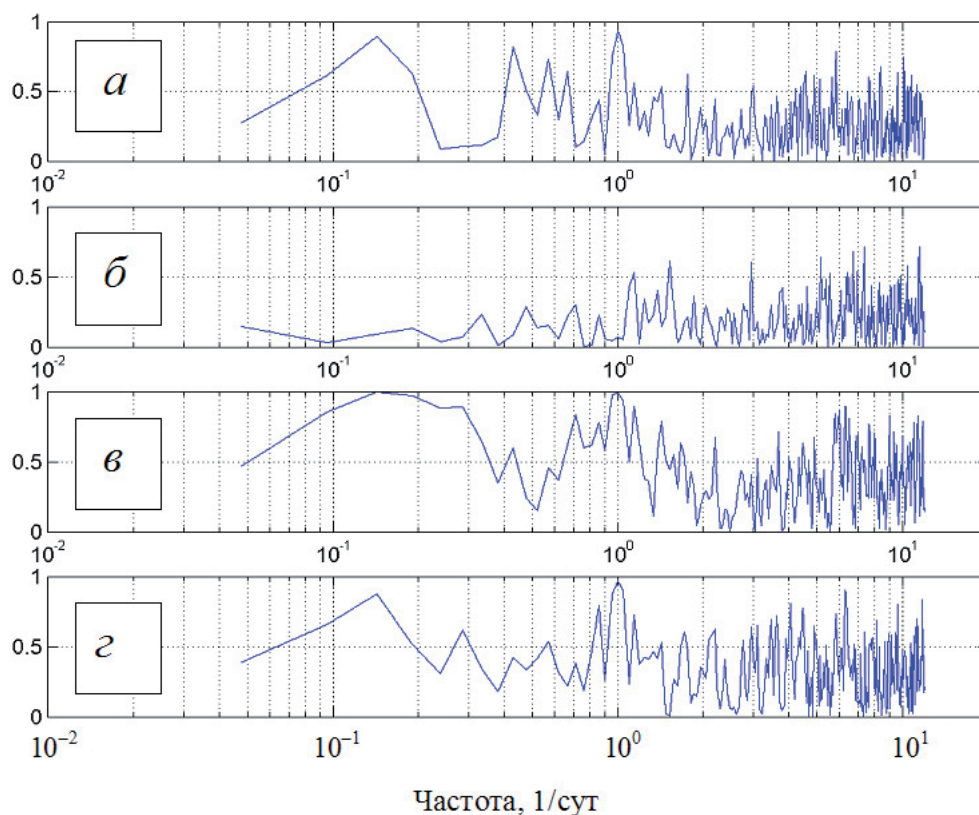


Рис. 6.6. Коэффициенты когерентности между составляющей микросейсмического фона в частотном диапазоне 1–2 Гц и составляющими в частотных диапазонах: 8–10 Гц (а), 0,01–1 Гц (б), 2–4 Гц (в) и 4–8 Гц (г)

ся между амплитудой вертикальной составляющей приливной силы, объемной активностью подпочвенного радона и амплитудой микросейсмического фона в диапазонах частот выше 1 Гц.

6.1. Влияние барических вариаций в атмосфере на микросейсмические процессы в земной коре

Основной интерес к исследованию влияния барических возмущений в атмосфере на деформационные и связанные с ними процессы в земной коре обусловлен решением ряда фундаментальных и прикладных задач [Латынина, Васильев, 2001; Любушин и др., 1992; Перцев, Ковалева, 2004; Табулевич, 1986; Muller, Zurn, 1983; Гарагаш и др., 2004]. При выполнении инструмен-

тальных геофизических наблюдений возникает необходимость введения поправок на влияние переменной барической нагрузки: измерения современных движений земной коры, приливных деформационных волн, эманаций подземных газов в атмосферу, гравитационные измерения невозможны без учета барической помехи.

Известно, что вариации атмосферного давления оказывают влияние на характеристики микросейсмического фона [Табулевич, 1986; Beauduin et al., 1996]. При этом в качестве основных рассматриваются такие мощные метеорологические явления, как циклоны (антициклоны) [Латынина, Васильев, 2001], ураганы и смерчи [Ингель, 2006; Ярошевич, 1991], грозовые явления [Санина и др., 2008].

В последние годы предпринимаются попытки изучения отклика микросейсмического поля Земли на более слабые атмосферные возмущения, например, в виде барических вариаций, вызванных прохождением атмосферных фронтов [Адушкин и др., 2006, 2008; Долгих и др., 2001; Локтев, Спивак, 2007, 2008].

Основные источники и периодичности барических вариаций в атмосфере.

Атмосфера как газовая оболочка Земли характеризуется значительными пространственными и временными вариациями давления. В качестве источников барических вариаций в атмосфере выступают как глобальные, так и локальные явления и процессы. Среди основных причин вариаций атмосферного давления можно перечислить следующие:

- 1) циклоны и антициклоны;
- 2) атмосферные фронты;
- 3) взрывные работы разного масштаба;
- 4) ураганы, смерчи.
- 5) железнодорожный, автомобильный и воздушный транспорт;
- 6) грозовая активность;
- 7) ракетные пуски.

К этому следует добавить более слабые по энергии источники:

- 8) поверхностные сейсмические волны от местных и удаленных землетрясений;
- 9) магнитные бури;
- 10) микробаромы различного происхождения;
- 11) локальный турбулентный шум;
- 12) пылевые звуковые возмущения атмосферы;
- 13) солнечный терминатор.

Естественно, что разные источники вызывают барические возмущения разной интенсивности и в разных диапазонах частот. В качестве примера на рис. 6.7 приведены характерные амплитуды и частоты барических вариаций, вызванные в атмосфере некоторыми источниками [Копнин, Попель, 2008].

Для сравнительного анализа представляет интерес рассмотрение основных, наиболее мощных по проявлению характерных периодичностей изменения атмосферного давления. С этой целью в настоящей работе был выполнен

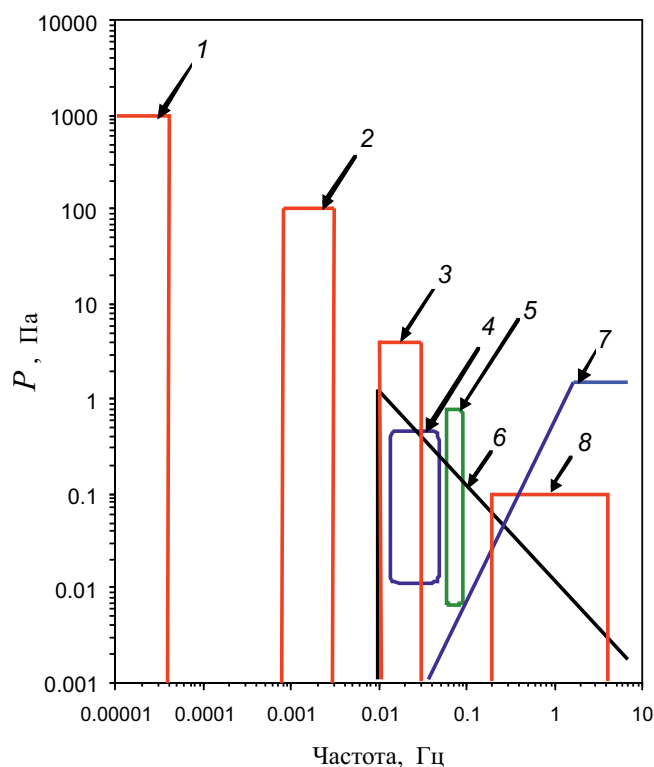


Рис. 6.7. Амплитудно-частотные зависимости, характеризующие области проявления различных источников барических вариаций в приповерхностном слое атмосферы Земли: 1 – область циклонов (антициклонов); 2 – атмосферные фронты; 3 – инфразвуковые волны взрывного происхождения (мощные взрывы); 4 – колебания, вызванные волнами Рэлея, ураганами и смерчами; 5 – микробаромы; 6 – область, ограничивающая зону существования турбулентного шума; 7 – область существования инфразвуковых волн, связанных с пылевой звуковой модой во время метеорных потоков; 8 – волны взрывного происхождения (слабые взрывы)

анализ вариаций атмосферного давления на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН. Для выделения основных периодичностей и циклических вариаций использовались данные регистрации, выполненной в период с 2005 по 2012 гг. При этом для установления длиннопериодных вариаций (годовые, сезонные и месячные) привлекались данные с частотой опроса 1 раз в 4 часа. Для выделения короткопериодных вариаций (суточных и часовых) использовались цифровые ряды данных с частотой опроса 1 Гц.

Обработка цифровых рядов данных выполнялась на основе вейвлет-анализа с использованием функций Morlet в качестве базовых.

В качестве примера на рис. 6.8 приведены результаты обработки данных за период 2006 г. Видно, что в весенние и осенние месяцы вариации атмосферного давления характеризуются хорошо выраженными периодами 12–14 и 24–29 сут.

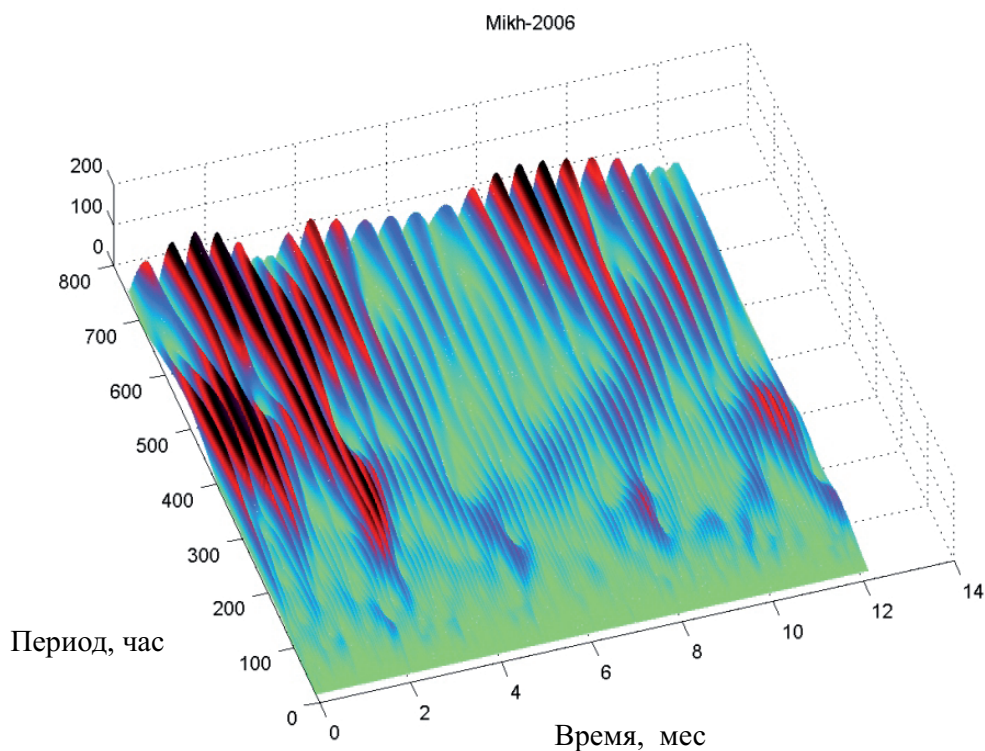


Рис. 6.8. Скалограмма длиннопериодных барических вариаций в атмосфере за 12 мес 2006 г.

Изменение атмосферного давления в некоторой области вызывает деформацию земной поверхности на территории этой области. При этом область измененного давления (например, повышенного давления в антициклоне) динамична и смещается с некоторой скоростью вдоль земной поверхности. Это вызывает изменение режима микросейсмического поля.

Можно вычислить вертикальные смещения земной поверхности, задаваясь пространственной формой барической нагрузки. Например, для синусоидального распределения давления P по поверхности, что с достаточной точностью моделирует нагружение земной поверхности при прохождении антициклона, вертикальное смещение земной поверхности в приближении упругого полупространства оценивается в виде

$$W(x, z) = \frac{\Delta P(x)}{4\pi\mu} \lambda \left[1 + \frac{\pi z}{\lambda} \right] \exp\left\{ -\frac{\pi z}{\lambda} \right\} \cos\left[\frac{\pi x}{\lambda} \right], \quad (6.3)$$

где ΔP – избыточное атмосферное давление (по сравнению с фоновым) на расстоянии x от центра антициклона; λ – длина волны возмущения (удвоенный «радиус» антициклона); z – глубина, $\mu = \rho C_s^2$ (ρ – плотность грунта, C_s – скорость распространения поперечных волн).

Сложное тектоническое строение и повышенная свобода деформирования земной коры за счет ее блочно-иерархического строения обуславливают резонансную реакцию микросейсмического фона на внешние воздействия. Как было показано выше, даже небольшие по величине деформации, вызванные лунно-солнечными приливами, приводят к заметным амплитудным вариациям микросейсмических колебаний. При этом отклик микросейсмического поля наблюдается в определенных частотных интервалах, которые можно рассматривать в качестве характерных для каждого участка земной коры. Диапазон частот, в котором приливное возмущение вызывает модуляцию фона, определяется свойствами горных пород и степенью нарушенности массива.

Вариации атмосферного давления оказывают значительное влияние на характеристики микросейсмических колебаний. Например, барические флуктуации в атмосфере, сопутствующие таким метеорологическим явлениям, как циклоны, вызывают сейсмические помехи в длиннопериодной части спектра (периоды от 3–5 с до 20 с и выше) в основном за счет штормовых микросейсм [Костина, 1958; Muller, 1983; Beauduin, 1996].

Наряду с температурными флуктуациями длиннопериодные барические вариации исследуются в основном для целей подавления сейсмических помех и повышения чувствительности сейсмических станций [Старовойт, 1998; Beauduin, 1996]. С точки зрения межгеосферных взаимодействий на границе земная кора–атмосфера представляет интерес рассмотрение влияния вариаций атмосферного давления на геодинамический режим земной коры (в частности, микросейсмический фон) в широком диапазоне частот.

Совместный анализ результатов сейсмической регистрации и барических вариаций разной периодичности показал, что вариации атмосферного давления вызывают заметные изменения характеристик микросейсмических колебаний не только в длиннопериодной, но также, что весьма важно, в высокочастотной области. При этом важно отметить, что вариации атмосферного давления вызывают изменения характеристик микросейсмического фона, а также импульсных микросейсмических сигналов релаксационного типа [Спивак, 2004а].

С целью описания причинно-следственных связей между барическими вариациями в атмосфере и наведенными вариациями сейсмического шума привлекаются данные, представляющие собой цифровые ряды наблюдений за микросейсмическими колебаниями земной коры, вариациями атмосферного давления в период интенсивной циклонической деятельности, включая синоптические карты с изобарами, а также результаты регистрации микробарических флуктуаций, связанных с прохождением атмосферных фронтов.

В настоящей работе анализировалась сейсмическая и метеорологическая информация за период с апреля 2006 г. по апрель 2007 г. с ГФО «Михнево» и сети станций IRIS Global Seismic Network, к базам данных которых имеется доступ через Интернет. Для получения более детальных характеристик метеорологической обстановки привлекались данные метеорологических интернет-сайтов: <http://meteo.infospace.ru> и weatheronline.co.uk.

Влияние циклонов на микросейсмические колебания. Анализ результатов совместной регистрации метеопараметров и микросейсмического шума показывает, что существует два механизма увеличения амплитуды микросейсмических колебаний. Первый, хорошо известный механизм связан с распространением циклонов над водной поверхностью океанов [Костина, 1958; Монахов, 1977; Табулевич, 1986]. Формирование в центральной зоне циклона штормовой ситуации и, как следствие, возникновение и распространение морских волн вызывает сейсмические эффекты на континенте. В этом случае источник аномальных колебаний удален и находится в районе циклона, поэтому увеличение амплитудных вариаций микросейсмического шума в длиннопериодной части спектра может не сопровождаться аномальным изменением атмосферного давления в точке регистрации. За период апрель 2006 г. – апрель 2007 г. было проанализировано шесть наиболее ярких событий указанного типа.

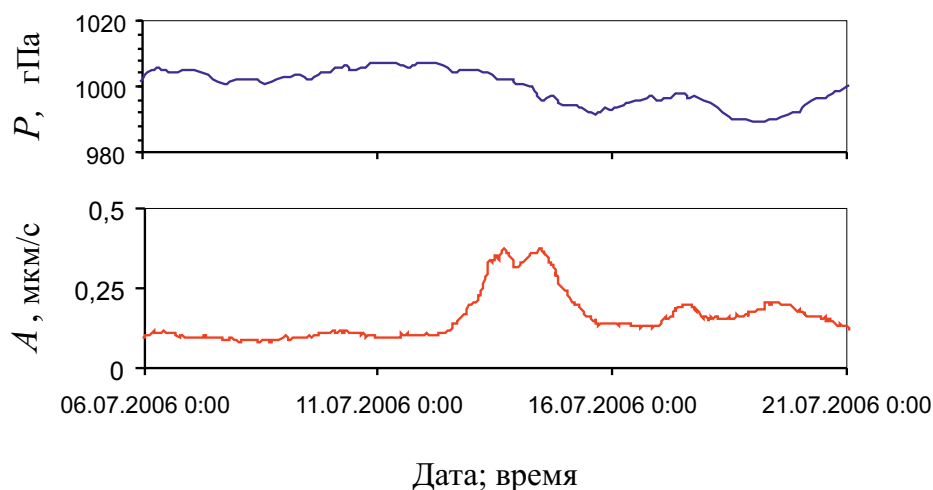


Рис. 6.9. Пример временных вариаций атмосферного давления P и вертикальной компоненты микросейсмического фона A на ГФО «Михнево»

В качестве примера на рис. 6.9 приведены временные вариации амплитуды микросейсмического фона A в диапазоне частот 0,03–1 Гц и атмосферного давления P в пункте МНУ, а на рис. 6.10 – синоптическая ситуация в районе Атлантики. Видно, что при относительно слабых вариациях атмосферного давления в пункте сейсмической регистрации амплитудные вариации микросейсмического фона в диапазоне частот 0,03–1 Гц значительны. Анализ показывает, что начало роста амплитудных вариаций длиннопериодной составляющей микросейсмического фона приходится на формирование штормовой обстановки в Атлантике (рис. 6.10, *а*). Максимум амплитудных микросейсмических вариаций практически совпадает с максимумом штормовой интенсивности (рис. 6.10, *б*). При этом следует отметить, что начало падения ат-

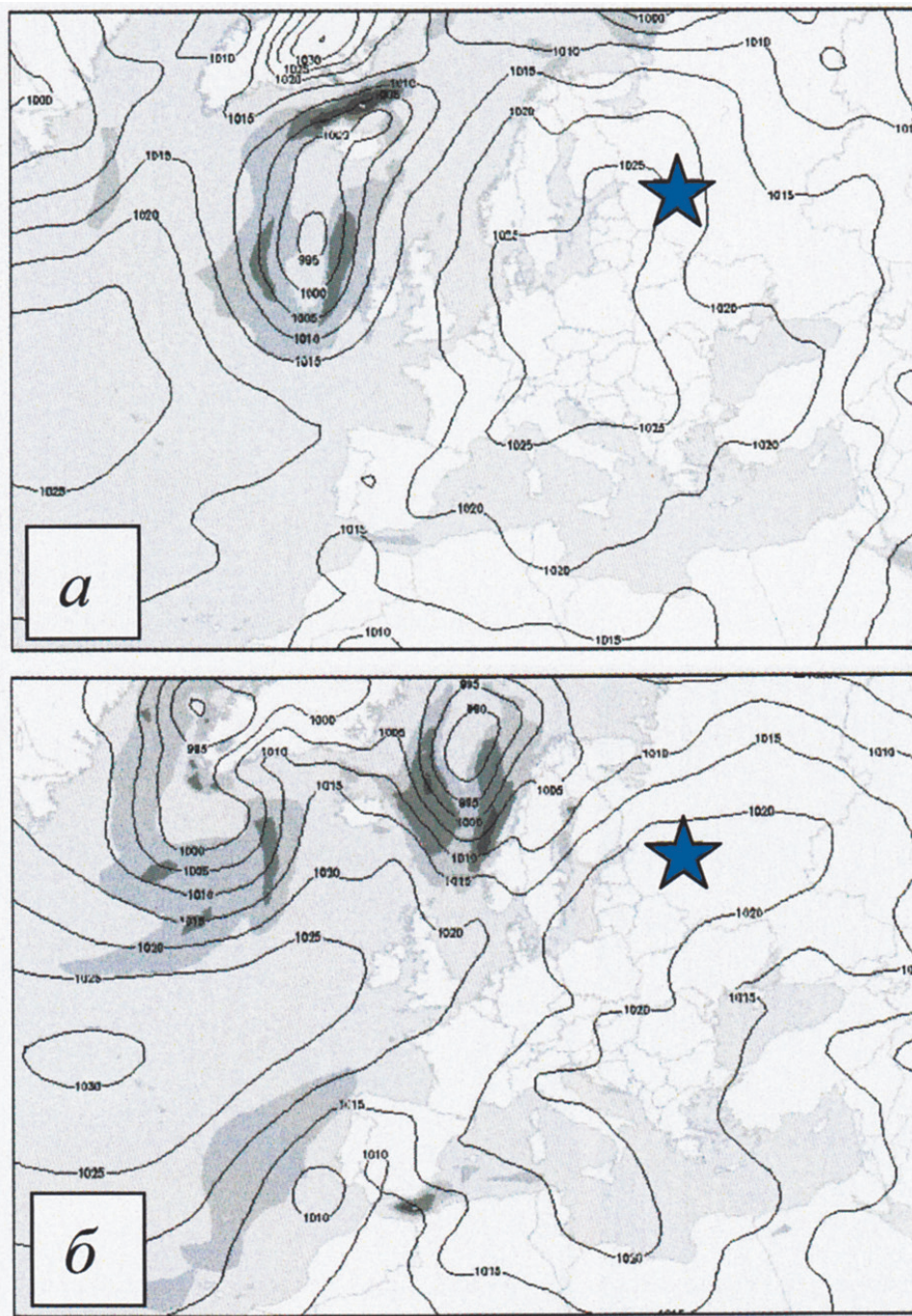


Рис. 6.10. Синоптические карты на 04:00 MSK 12.06.2006 г. (а) и 22:00 MSK 13.06.2006 г. (б); более темные области соответствуют большей штормовой интенсивности (звездочка – ГФО «Михнево» ИДГ РАН, сплошные линии – изобары)

мошферного давления в пункте МНУ соответствует приходу фронта циклона, который к этому времени начал ослабевать.

Таким образом, зародившийся в Атлантике циклон, усиливаясь и перемещаясь в Норвежское море, вызвал аномальные амплитудные вариации микросейсмического фона в диапазоне частот 0,03–1 Гц в пункте МНУ, расположенном на значительном удалении от источника микросейсм.

Анализ экспериментальных данных свидетельствует о наличии второго механизма увеличения амплитудных вариаций микросейсмического фона. Этот механизм связан с воздействием аномальных вариаций атмосферного давления циклонического происхождения на земную поверхность непосредственно в месте выполнения сейсмической регистрации. В этом случае аномальное увеличение амплитудных вариаций микросейсмического фона не сопровождается повышенной штормовой активностью на акваториях и наблюдается прямая корреляция между вариациями атмосферного давления и огибающей аномальных амплитудных вариаций микросейсмического фона. За рассматриваемый период времени было проанализировано 12 событий такого типа.

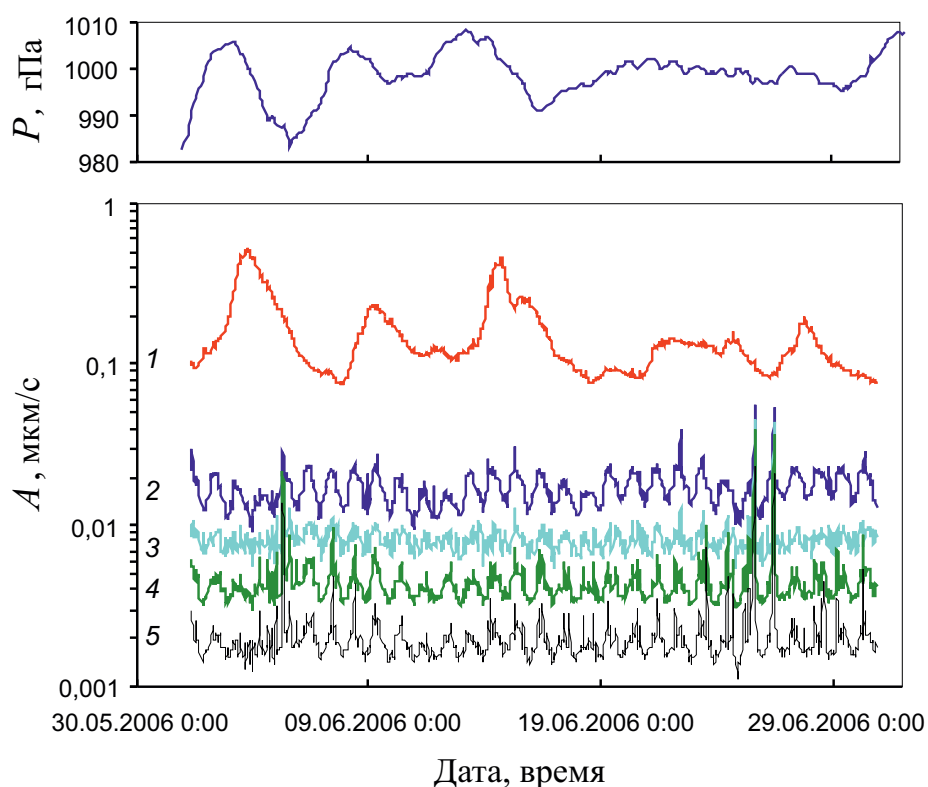


Рис. 6.11. Вариации атмосферного давления P и амплитуды вертикальной компоненты микросейсмического фона A в период интенсивных циклонических явлений в районе сейсмической станции МНУ; диапазоны частот микросейсмических колебаний, Гц: 1 – 0,1–1; 2 – 1–2; 3 – 2–4; 4 – 4–6; 5 – 6–8

В качестве примера на рис. 6.11 представлены совместно временные вариации амплитуды микросейсмических колебаний A для некоторых частотных диапазонов и атмосферное давление P в один из периодов, характеризующихся интенсивными циклоническими явлениями в пункте сейсмической регистрации.

Отчетливо видна прямая корреляция между циклоническими вариациями атмосферного давления и амплитудой фоновых микроколебаний в области частот $0,03\text{--}1$ Гц (коэффициент корреляции K составляет $0,65$ при значимости $r = 0,95$). Отметим, что в этот период времени наблюдается весьма слабая штормовая активность в прилегающих к Европе акваториях (рис. 6.12).

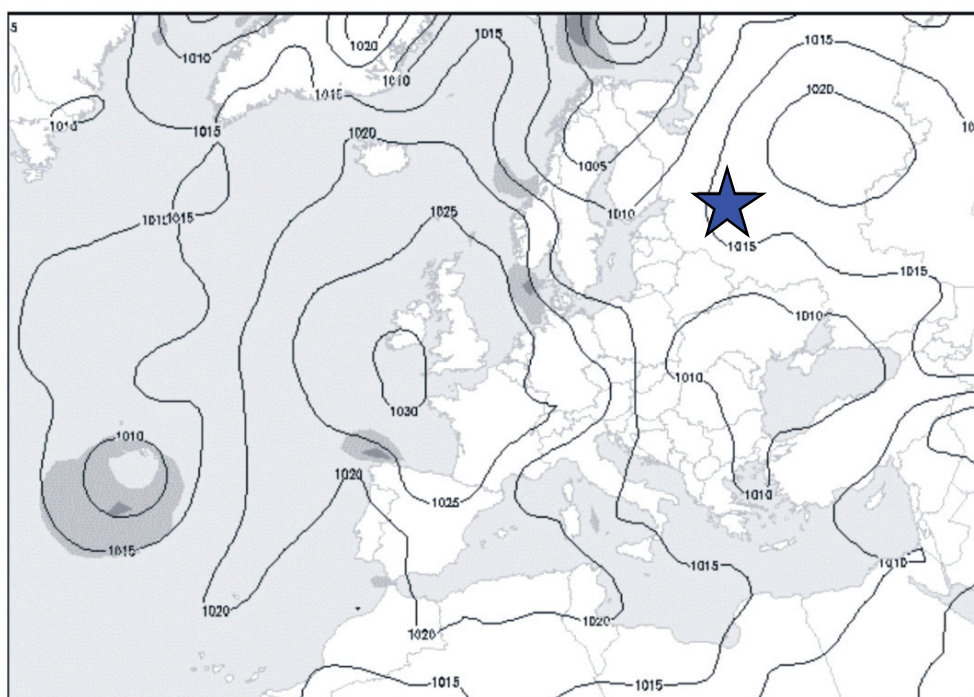


Рис. 6.12. Синоптическая карта на 20:00 MSK 03.06.2006 г. (обозначения см. рис. 6.10)

Следует также отметить, что в случае второго механизма генерации сейсмических колебаний максимум аномальных амплитудных вариаций микросейсмического фона практически совпадает с максимумом атмосферного давления.

Влияние микробарических вариаций на сейсмический фон. Перемещение холодных атмосферных фронтов характеризуется барическими вариациями, амплитуда и длительность которых существенно меньше по сравнению с вариациями атмосферного давления в результате циклонических явлений. В этом случае рассмотрение результатов совместной регистрации сейсмиче-

ских и барических амплитудных вариаций представляет особый интерес. На рис. 6.13 в качестве примера приведены микробарические вариации, зарегистрированные 4–5 июня 2006 г. на ГФО «Михнево».

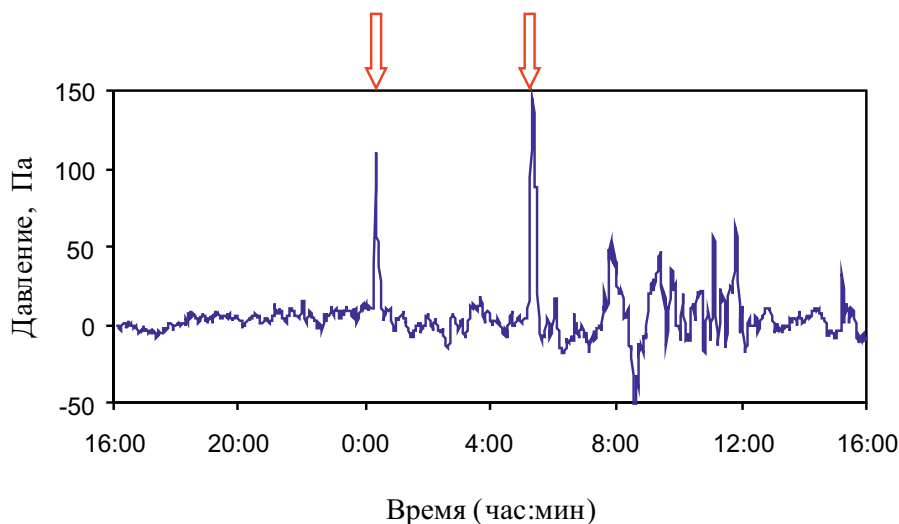


Рис. 6.13. Пример микробарических вариаций в период прохождения холодных фронтов 04–05.06.2006 г. (отмечены стрелками)

Отмеченные стрелками аномалии в 00 ч 22 мин 04.06.2006 г. и 05 ч 21 мин 05.06.2006 г. соответствуют прохождению холодных атмосферных фронтов (падение температуры на фронтах около 5°C). Анализ свидетельствует о влиянии микробарических вариаций на амплитудные и спектральные характеристики микросейсмического фона. Установлено, что в отличие от вариаций давления циклонического происхождения микробарические вариации атмосферы, вызванные прохождением холодных фронтов, вызывают аномальные амплитудные вариации микросейсмического фона в диапазоне частот, соответствующих высокочастотной составляющей микросейсмического фона.

Вариации амплитуды микросейсмического фона в разных частотных диапазонах в интервале 0,1–10 Гц при прохождении холодного фронта в 05 ч 21 мин 05.06.2006 г. представлены на рис. 6.14. Хорошо видно, что прохождение атмосферного фронта сопровождается аномальными амплитудными вариациями микросейсмического фона в частотном диапазоне выше 2 Гц. Это подтверждается анализом спектральных характеристик микросейсмического фона (на рис. 6.15 представлена спектральная плотность мощности микросейсмических колебаний для трех случаев: за 10 мин до подхода фронта, в период максимальных барических вариаций и через 15 мин после прохождения холодного фронта соответственно).

Данные рис. 6.14 и 6.15 свидетельствуют о возникновении повышенных амплитудных вариаций микросейсмического фона в период прохождения

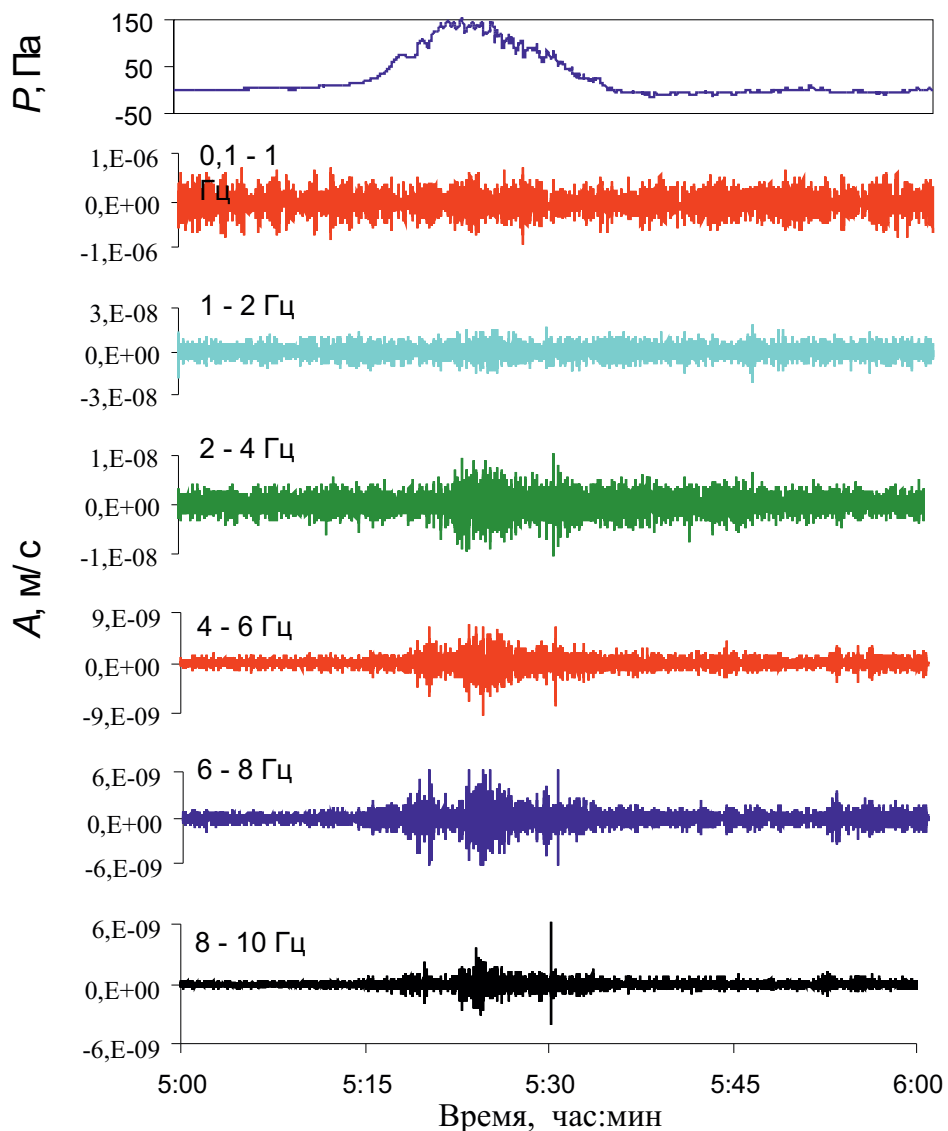


Рис. 6.14. Вариации амплитуды вертикальной компоненты микросейсмического фона в период прохождения холодного фронта (05.06.2006 г.) в разных частотных диапазонах (указаны в поле рисунка); P – амплитуда микробарических вариаций

холодного фронта. Максимальный отклик микросейсмического фона на барические вариации наблюдается в частотном диапазоне 4–8 Гц (как следует из рис. 6.15, спектральная амплитуда микросейсмических колебаний в диапазоне частот 4–6 Гц увеличивается на порядок в период прохождения холодного атмосферного фронта). При этом корреляция между временными вариациями атмосферного давления и огибающей амплитуды сейсмического фона

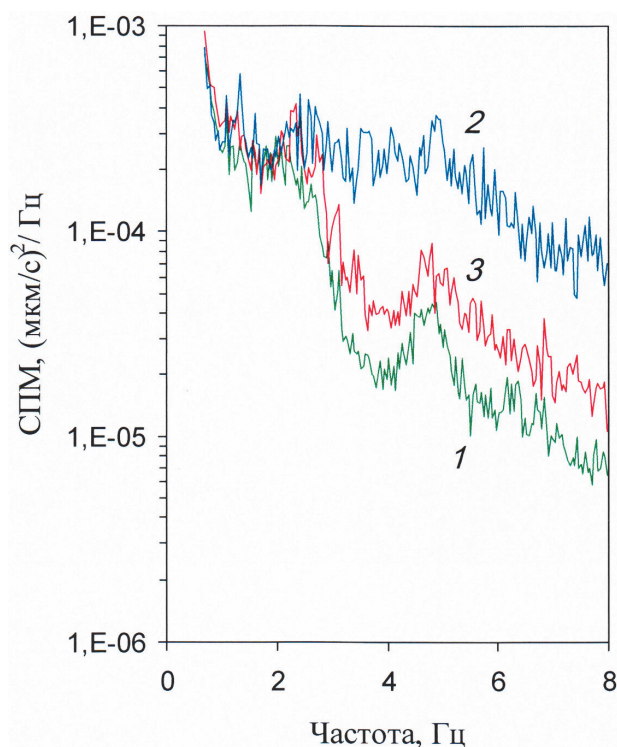
максимальна в диапазоне частот 4–8 Гц (коэффициент линейной корреляции составляет 0,67 при значимости 0,95). За рассматриваемый период было обнаружено девять событий такой корреляции.

Повышенные амплитудные вариации микросейсмических колебаний в частотном диапазоне 4–8 Гц не исчезают сразу после прохождения атмосферного фронта, а сохраняются в течение достаточно продолжительного времени при уменьшающейся амплитуде наведенных вариаций (рис. 6.14). По нашим оценкам, возмущенное состояние микросейсмического фона наблюдается в течение 20–60 мин в зависимости от интенсивности микробарических вариаций.

Приведенные экспериментальные данные свидетельствуют о наличии прямого энергообмена между приземной атмосферой и земной корой в результате вариаций атмосферного давления. При этом трансформация энергии барических вариаций в микросейсмические колебания осуществляется выборочно по частотным диапазонам: вызываемые циклоном изменения атмосферного давления с периодом от 12 ч до нескольких суток приводят к повышению амплитуды микросейсмического фона в диапазоне частот $\Delta f \sim 0,03\text{--}1$ Гц, в то время как барические вариации с периодом 5–30 мин, связанные с прохождением атмосферных фронтов, вызывают повышенные амплитудные флуктуации микросейсмического фона при $\Delta f \sim 4\text{--}8$ Гц.

С учетом данных о резонансном характере отклика микросейсмического фона на приливные деформации [Кишкина, 2003; Спивак, 2004а] это сви-

Рис. 6.15. Спектральная плотность мощности (СПМ) микросейсмических колебаний до (1), в период (2) и спустя 15 мин после (3) прохождения холодного атмосферного фронта



детельствует о наличии на участках земной коры сложного тектонического строения резонансных структур, по-разному откликающихся на внешние возмущения разной периодичности.

Влияние микробарических вариаций на интенсивность релаксационных процессов в земной коре. Деформирование земной поверхности в результате барических вариаций естественным образом влияет на энергообменные процессы, протекающие в земной коре. Одним из наиболее удобных для экспериментального исследования подобных процессов является релаксация твердой среды, связанная с высвобождением энергии в результате стесненной деформации отдельных блоков [Кочарян, Спивак, 2003]. Указанный процесс сопровождается излучением сейсмических волн малой амплитуды, по параметрам которых оценивается ряд геодинамических характеристик среды [Спивак, Кишкина, 2004]. Интенсивность релаксации среды на конкретном участке земной коры в простейшем случае описывается количеством актов релаксации, т.е. количеством регистрируемых микросейсмических импульсов местного происхождения.

Детальный анализ сейсмических записей не выявляет статистически значимых вариаций количества микросейсмических импульсов релаксационного типа в периоды интенсивной циклонической активности для района ГФО

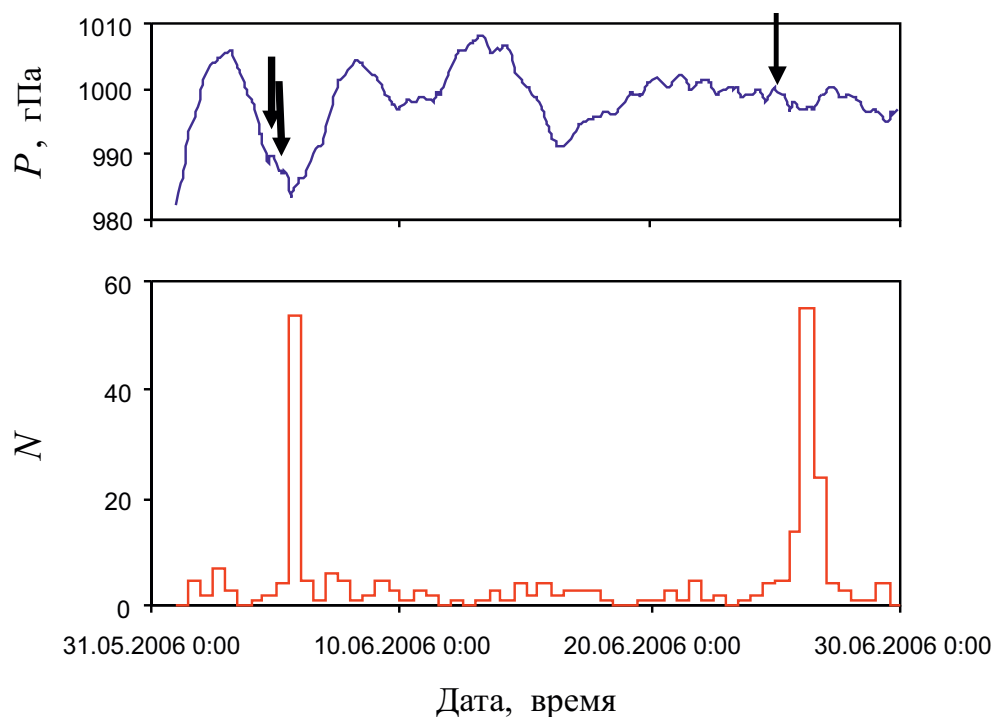


Рис. 6.16. Количество импульсных микросейсмических событий релаксационного типа N в период интенсивной циклонической деятельности (стрелками обозначены времена прохождения атмосферных фронтов)

«Михнево». Медленные, хотя порой значительные по амплитуде длиннопериодные вариации атмосферного давления в период циклонов и антициклонов, по всей видимости, не являются триггером релаксации. Напротив, более короткие барические возмущения атмосферы в периоды прохождения атмосферных фронтов оказывают существенное влияние на интенсивность релаксационных процессов в среде.

В качестве примера на рис. 6.16 приведены совместно длиннопериодные вариации атмосферного давления циклонического происхождения и количество импульсных микросейсмических событий релаксационного типа N за 6-часовой временной интервал. Видно, что, несмотря на сильные вариации атмосферного давления (превышают 20 ГПа), корреляция между интенсивностью релаксации среды и вариациями атмосферного давления циклонической природы отсутствует. Наблюдаемое ярко выраженное увеличение количества актов релаксации в интервалах 18:00–24:00 MSK 05.06.2006 г. и 00:00–06:00 MSK 26.06.2006 г. приурочено ко времени прохождения холодных атмосферных фронтов. При этом в период 00:00–06:00 MSK 26.06.2006 г. наблюдались барические вариации, связанные с прохождением атмосферного фронта и отсутствовали барические возмущения, вызванные циклонической деятельностью. Таким образом, именно атмосферный фронт приводит к повышению интенсивности релаксационных процессов в земной коре.

Таким образом, интенсивность релаксационных процессов в твердой среде значительно повышается в результате микробарических вариаций атмосферы при прохождении холодных фронтов (в этом случае происходит также увеличение аномальных амплитудных вариаций короткопериодных составляющих микросейсмического фона). С учетом того что скорости изменения атмосферного давления $\frac{dP}{dt}$ и градиенты давления $\frac{dP}{dx}$ в циклонах и на холодных фронтах примерно совпадают ($\frac{dP}{dt} \sim 5\text{--}15$ Па/мин; $\frac{dP}{dx} \sim 5\text{--}30$ Па/км), можно предполагать, что определяющим параметром возмущающего воздействия барических эффектов является пространственный размер области возмущения, который составляет 300–1000 км для циклона и ~10 км для атмосферного фронта.

Представленные результаты свидетельствуют о сложной картине влияния барических возмущений разного типа на микросейсмические и релаксационные процессы, протекающие в земной коре Восточно-Европейской платформы.

Так, протяженные области барических возмущений, сформированные циклонами, вызывают аномальные амплитудные вариации микросейсмического фона в диапазоне частот 0,1–1 Гц. Основными механизмами указанного эффекта являются либо штормовые явления на ближайших акваториях, либо деформация земной поверхности в случае распространения циклона в месте выполнения сейсмической регистрации. При этом во втором случае наблюдается прямая корреляция между амплитудой атмосферного давления и амплитудой вариаций микросейсмического фона.

Иная ситуация развивается в земной коре при воздействии атмосферных фронтов. В этом случае микробарические вариации вызывают не только аномальные амплитудные вариации высокочастотной составляющей сейсмического фона, но также существенное увеличение интенсивности релаксационных процессов. Можно предполагать, что такое влияние атмосферного фронта связано с тем, что пространственные размеры возмущенной области, составляющие около 10 км, совпадают с размером резонансных структур земной коры. Этот результат находится в соответствии с выводами, сделанными в главе 1 при рассмотрении вопроса о влиянии приливных сил на деформацию приповерхностных участков земной коры блочного строения.

6.2. Корреляция между вариациями атмосферного давления и интенсивностью радоновых эманаций

Интенсивность эманаций подземных газов регулируется не только их термодинамическими характеристиками на глубине, но и атмосферным давлением, которое выступает в данном случае в роли противодействия. Естественно предполагать, что вариации атмосферного давления влияют на интенсивность газовых (в том числе и радоновых) эманаций.

Как показано выше, приливные деформации, которые характеризуются в основном околосуточными и двухнедельными периодичностями, хорошо проявляются в вариациях объемной активности подпочвенного радона $R(t)$.

Для определения влияния атмосферного давления рассмотрим вариации трендовой составляющей $R(t)$ для периодов времени с заметными вариациями атмосферного давления. Поскольку, как отмечалось выше, многие природные эффекты в большей степени проявляются на тектонических разломах, будем рассматривать данные, полученные в пунктах регистрации, расположенных в зоне непосредственного влияния тектонической структуры I порядка. В качестве примера на рис. 6.17 приведен график изменения среднего текущего значения R_1 со временем t (измерения выполнялись в зоне влияния Ногинской тектонической структуры) совместно с вариацией атмосферного давления $P(t)$ для случая, когда приливная составляющая отклика радоновых эманаций значительна.

Из рис. 6.17 видна высокая отрицательная корреляция между средним текущим значением $R_1(t)$ и атмосферным давлением (коэффициент ранговой корреляции Спирмена, вычисленный за время измерений, составляет 0,89 на уровне значимости 0,995).

В качестве другого примера рассмотрим результаты наблюдений за объемной активностью подпочвенного радона R , выполненных в период продолжительной нестабильности атмосферного давления. На рис. 6.18 приведены совместно вариации $R_1(t)$ и $P(t)$ для одного из участков Ногинской тектонической структуры.

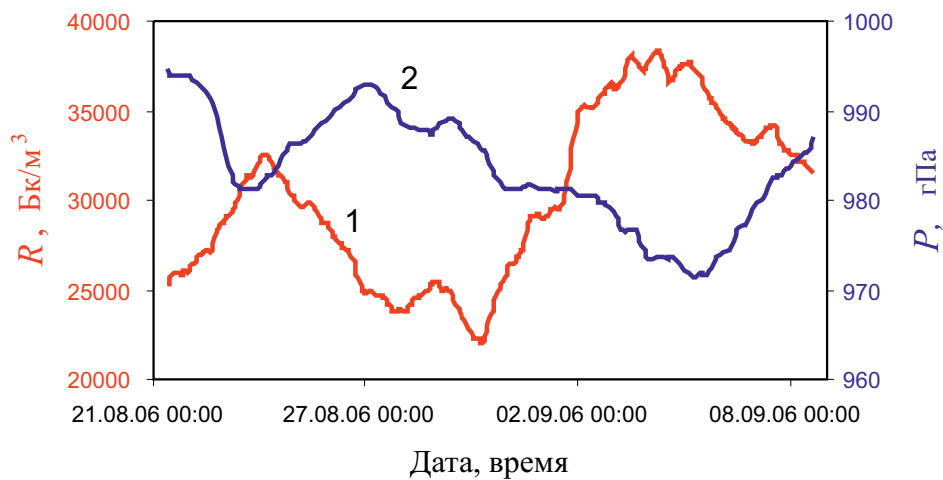


Рис. 6.17. Вариация скользящего среднего значения R (1) (вычисления по 24 последовательным измерениям с компенсацией сдвига) в районе Ногинской тектонической структуры (2 – изменение атмосферного давления в период проведения измерений)

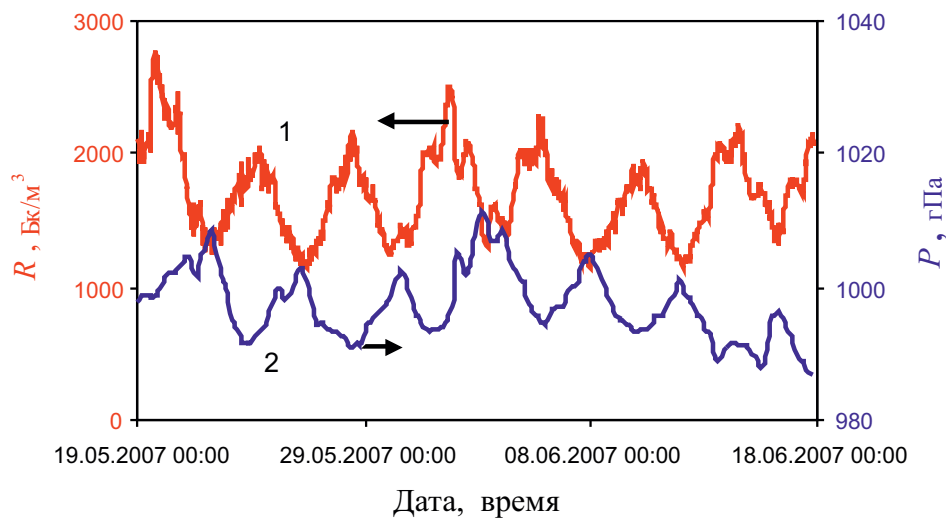


Рис. 6.18. Вариация скользящего среднего значения R (по двум последовательным измерениям) в районе Ногинской тектонической структуры (1) в период продолжительной нестабильности атмосферного давления (2)

На рис. 6.18 видно, что возрастание объемной активности подпочвенного радона совпадает с падением атмосферного давления, и наоборот минимумы R соответствуют тем временным интервалам, когда атмосферное давление характеризуется явным спадом. При этом следует отметить, что отклик среды на барические вариации в виде изменения объемной активности подпочвен-

ного радона происходит практически синхронно. Последнее подтверждает сделанное в предыдущем разделе заключение о том, что вклад фильтрационного механизма миграции радона к свободной поверхности является существенным.

Установленное влияние атмосферного давления на радоновые эманации подтверждает наличие обнаруженной выше четырехсуточной периодичности величин $R(t)$ при изучении зависимости объемной активности подпочвенного радона с глубиной (см. главу 3). Как следует из рис. 6.18, месячный интервал проведения измерений $R(t)$ характеризуется хорошо выраженной четырехсуточной периодичностью $P(t)$ вариаций атмосферного давления.

Синхронные вариации объемной активности подпочвенного радона и атмосферного давления в Тункинской рифтовой зоне. Измерения выполнялись в двух стационарно оборудованных пунктах TRY и SBG (рис. 6.19). Регистрация радоновых эманаций в пункте TRY, расположенном в центральной части Тункинского рифта в окрестности пос. Торы ($51^{\circ}48,6586' \text{ N}$; $103^{\circ}04,5499' \text{ E}$), выполнялась в период 5–23 августа 2009 г. [Иванченко и др., 2009]. Инструментальные наблюдения в пункте SBG, расположенном на выходах скального основания на северной окраине Тункинской впадины в окрестности пос. Субарга ($51^{\circ}54,46' \text{ N}$; $102^{\circ}20,89' \text{ E}$), проводились в период 6–27 июля 2010 г. [Локтев, Соловьев, 2010].

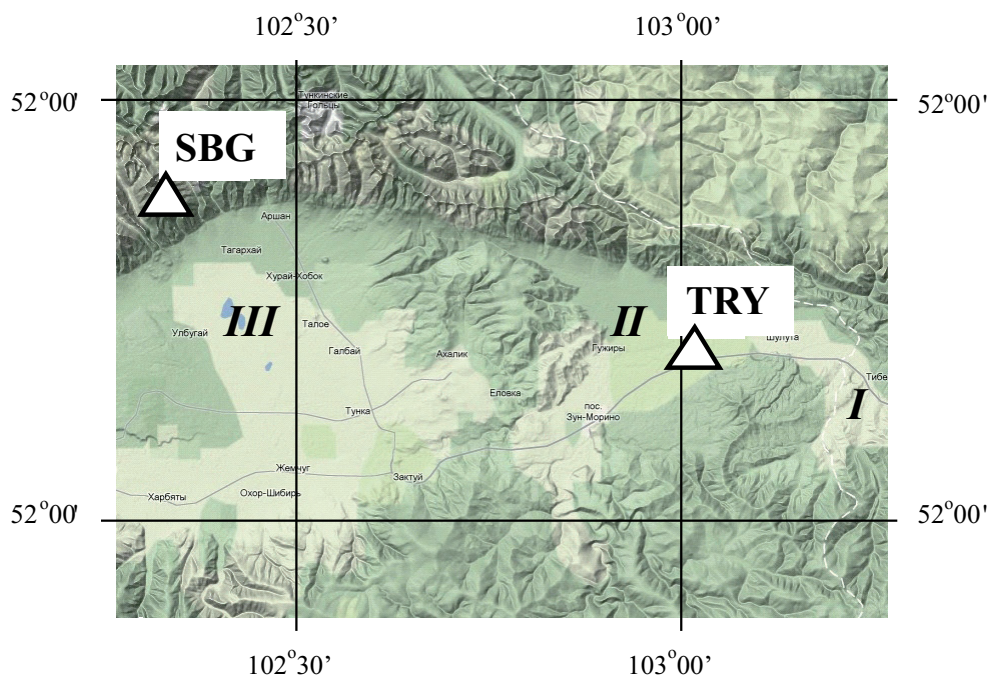


Рис. 6.19. Основные морфоструктурные элементы и расположение пунктов регистрации объемной активности подпочвенного радона (треугольники). Тункинская ветвь рифтовых впадин: I – Быстринская, II – Торская, III – Тункинская

Различные геологические условия площадок TRY и SBG позволили установить различия в реакции эманационного поля радона на внешние слабые возмущения на участках, один из которых (пункт TRY) характеризуется достаточно толстым слоем осадочных горных пород (300–500 м), а другой расположен в зоне интенсивной нарушенности, приуроченной к зоне влияния Тункинского разлома.

Регистрация объемной активности подпочвенного радона выполнялась методом отбора проб с помощью автоматизированного радиометра радона РРА – 01М – 03. С целью исключения влияния температурных вариаций пробы воздуха из подпочвенной атмосферы отбирались на глубине около 1 м. Измерение проводилось один раз в час. В этом случае выбранная продолжительность перерыва между отборами проб, согласно сделанным оценкам, не менее чем в 3 раза превышала время восстановления равновесного состояния подпочвенной атмосферы в точке пробоотбора.

В результате измерений были получены цифровые ряды данных по величине объемной активности подпочвенного радона R (рис. 6.20 и 6.21). Приведенные данные демонстрируют сильную изменчивость радоновых эманаций со временем. Результаты ранее выполненных исследований [Спивак, Шувапов, 2008; Спивак и др., 2009а,б; Clements, Wilkening, 1974] свидетельствуют о том, что наблюдаемые временные вариации с большой вероятностью связаны с изменением механических свойств среды (в частности, ее проницаемости) в результате приливной деформации и барических вариаций в приземном слое атмосферы.

На графиках визуально прослеживается корреляция вариаций R с величиной приливной силы F (рис. 6.20) и вариациями атмосферного давления P

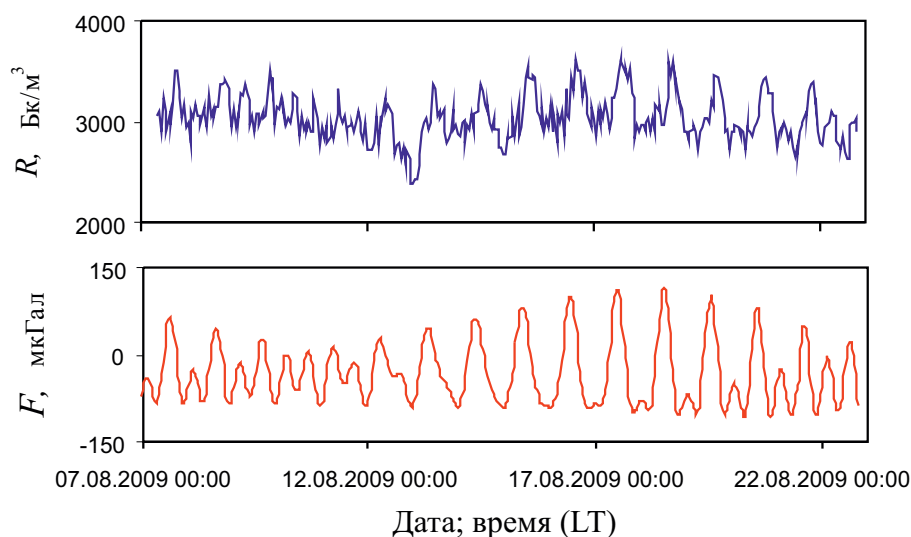


Рис. 6.20. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона R в пункте TRY (F – вертикальная составляющая приливной силы)

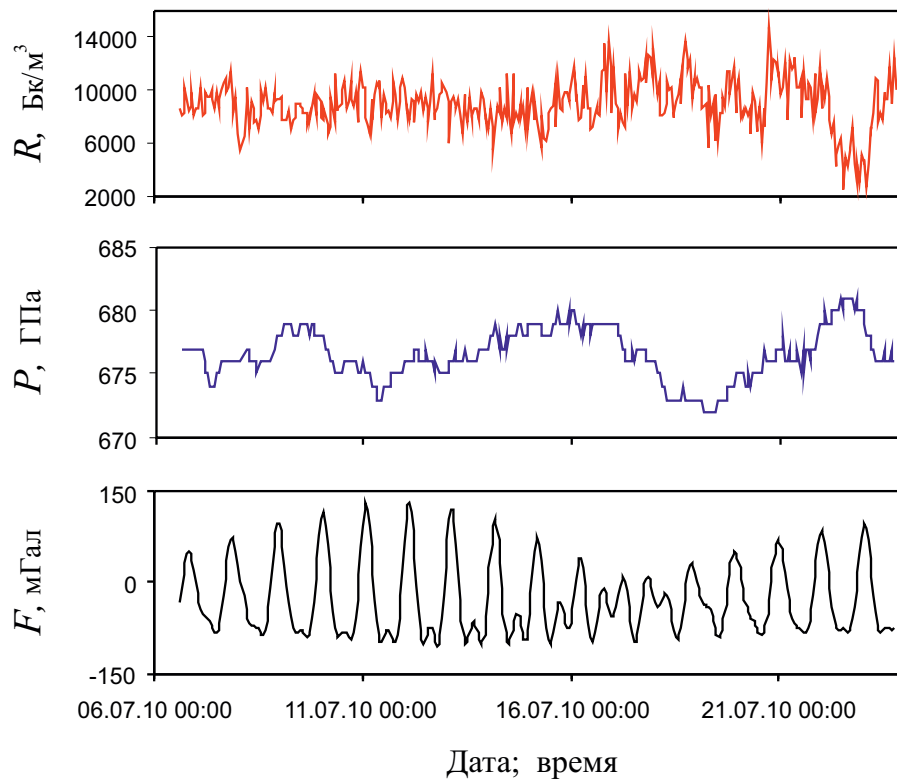


Рис. 6.21. Временные вариации объемной активности подпочвенного радона R в пункте SBR (P – атмосферное давление, F – вертикальная составляющая приливной силы)

(рис. 6.21). Более детальный анализ показывает наличие в спектрах вариаций объемной активности подпочвенного радона ярко выраженных пиков, соответствующих приливным волнам S_2 , M_2 и O_1 и околосуточным периодам изменения атмосферного давления. В качестве иллюстрации на рис. 6.22 и 6.23 представлены соответственно взаимные спектры вариаций объемной активности подпочвенного радона и вертикальной составляющей приливной силы S_{RF} и объемной активности подпочвенного радона и атмосферного давления S_{RP} , рассчитанные с использованием данных, полученных в пунктах TRY (рис. 6.22) и SBG (рис. 6.23).

Оценка спектров проводилась методом параметрической авторегрессии [Канасевич, 1985; Марпл, 1990]. Модель авторегрессии $AR(p)$ порядка p представляет собой уравнение, предсказывающее k -й член последовательности z по p ее предыдущим членам:

$$z(k) = \sum_{n=1}^p a_n x(k-n) + \varepsilon(k),$$

где a_n – коэффициенты регрессии (параметры модели порядка p); $\varepsilon(k)$ – белый шум.

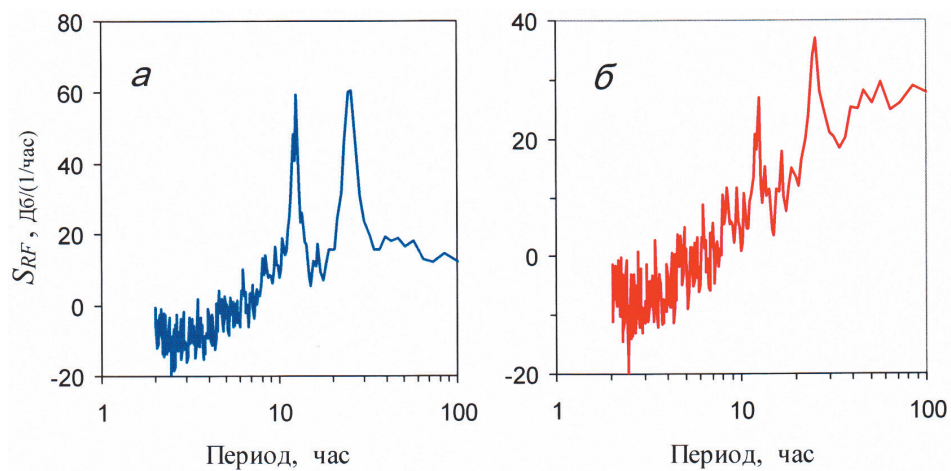


Рис. 6.22. Взаимные спектры вариаций объемной активности почвенного радона R и приливной силы F (а), вариаций R и P (б) в пункте TRY

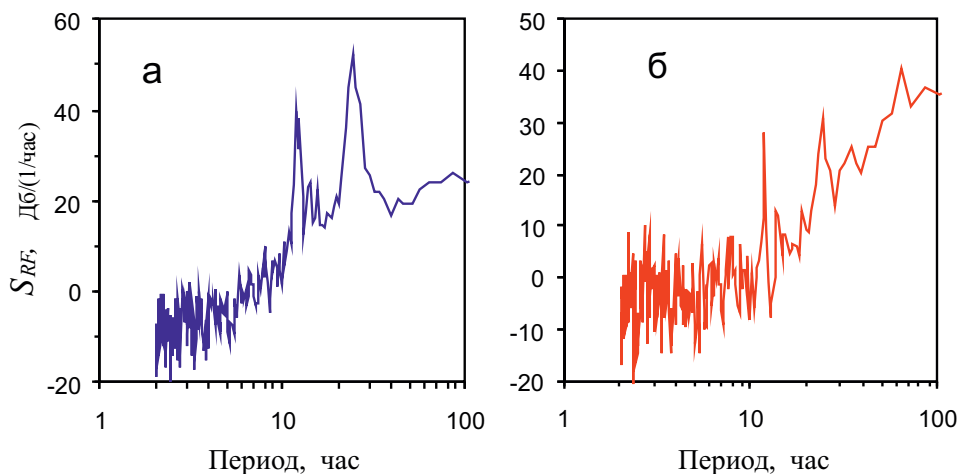


Рис. 6.23. Взаимные спектры вариаций объемной активности почвенного радона R и приливной силы F (а), вариаций R и P (б) в пункте SBG

Параметры модели $AR(p)$ -модели оценивались по методу Левинсона–Дурбина, реализующему решение уравнений Юла–Уолкера [Канасевич, 1985; Марпл, 1990]. Оценка AR спектра определялась по вычисленным значениям параметров a_n с помощью соотношения

$$S_x(\omega) = \frac{1}{2\pi \left| 1 + \sum_{n=1}^p a_n e^{-i\omega n} \right|^2},$$

где ω – циклическая частота.

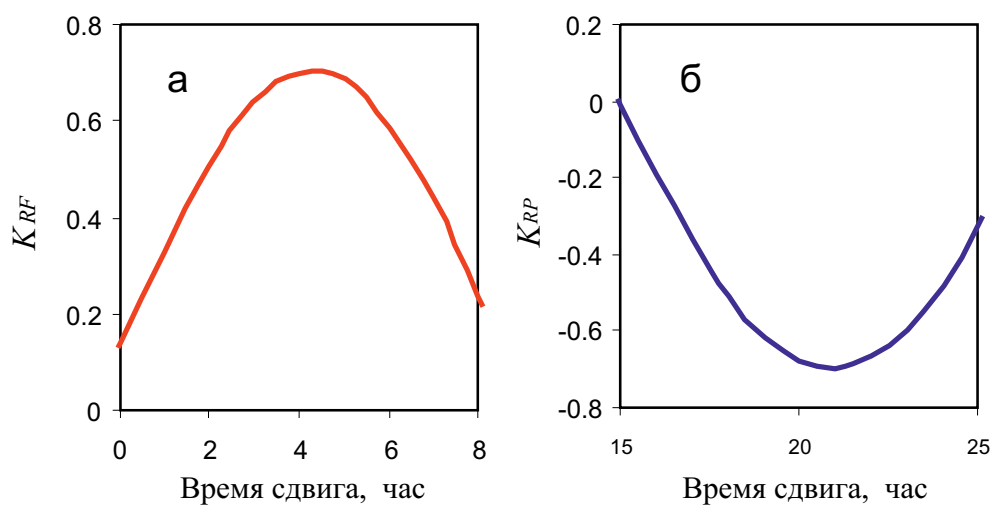


Рис. 6.24. Коэффициенты корреляции K_{RF} и K_{RP} , полученные при обработке данных регистрации в пункте TRY

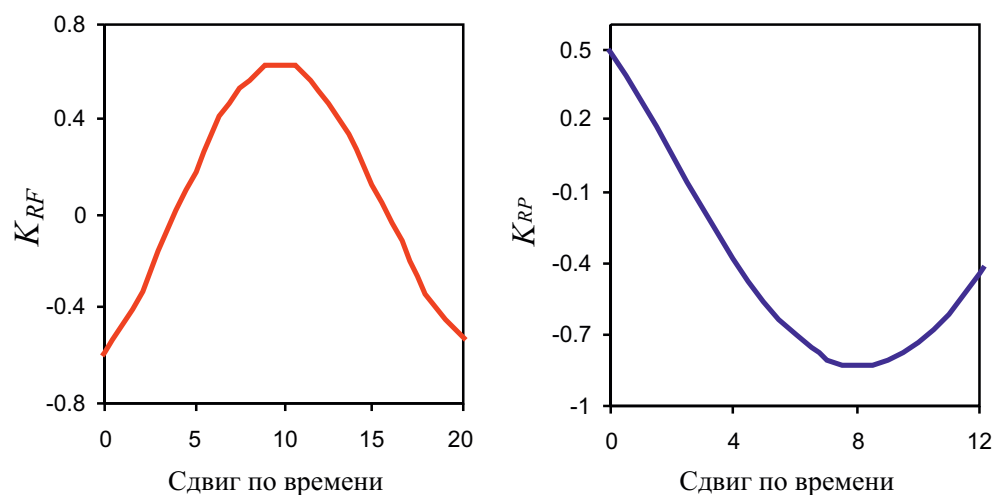


Рис. 6.25. Коэффициенты корреляции K_{RF} и K_{RP} , полученные при обработке данных регистрации в пункте SBR

Наличие совпадающих характерных периодичностей во временных вариациях объемной активности подпочвенного радона, приливной силы и атмосферного давления позволяет предполагать корреляцию между величинами R , F и P . Значения коэффициентов корреляции K_{RF} (между вариациями R и F) и K_{RP} (между вариациями R и P), вычисленные со сдвигом между соответствующими рядами данных, представлены на рис. 6.24 и 6.25. Графики демонстрируют высокие значения коэффициентов корреляции между вариациями R и F

при соответствующих временах сдвига, что свидетельствует о значимой корреляции между исследуемыми вариациями. Одновременно данные рис. 6.24 и 6.25 позволяют определять время запаздывания реакции эманационного поля радона в подпочвенной атмосфере на изменения приливной силы T_{RF} и барические вариации в атмосфере T_{RP} (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Времена запаздывания реакции эманационного поля радона в подпочвенной атмосфере на изменения приливной силы T_{RF} и барические вариации в атмосфере T_{RP}

Пункт регистрации	T_{RF} , ч	T_{RP} , ч
TRY	4	21
SBG	5	8

Результаты инструментальных наблюдений и их анализ свидетельствуют о существенном влиянии внешних воздействий в виде приливной деформации среды и барических вариаций в приземном слое атмосферы на интенсивность радоновых эманаций в Тункинской рифтовой зоне. При этом высокая корреляция между вариациями объемной активности подпочвенного радона, приливной силой и атмосферным давлением наблюдается как на серединном участке Тункинской впадины, характеризующимся мощным слоем осадочных пород, так и на крайнем участке, представленном выходом скальных горных пород.

6.3. Влияние вибровоздействий на эманацию радона

Известно влияние вибрационного воздействия на фильтрационные характеристики геологической среды и, как следствие, на подземные флюидодинамические процессы [Киссин, 1982; Копылова, 2005, 2006; Kitagawa, Matsumoto, 1996; Кочарян и др., 2010].

Рассмотрим результаты прямых измерений радоновых потоков из горных пород при вибровоздействии разной частоты в лабораторных условиях, а также результаты анализа вариаций объемной активности подпочвенного радона в природных условиях в сопоставлении с амплитудой квазигармонических колебаний, выделяемых на спектрах микросейсмического фона.

Исследования влияния вибровоздействия на выход радона из образцов горных пород выполнялись на лабораторной установке, схема которой приведена на рис. 6.26. Образец горной породы, размещенный в герметичном рабочем объеме, подвергался вибровоздействию с помощью вибратора ВУ-1М (табл. 6.2).

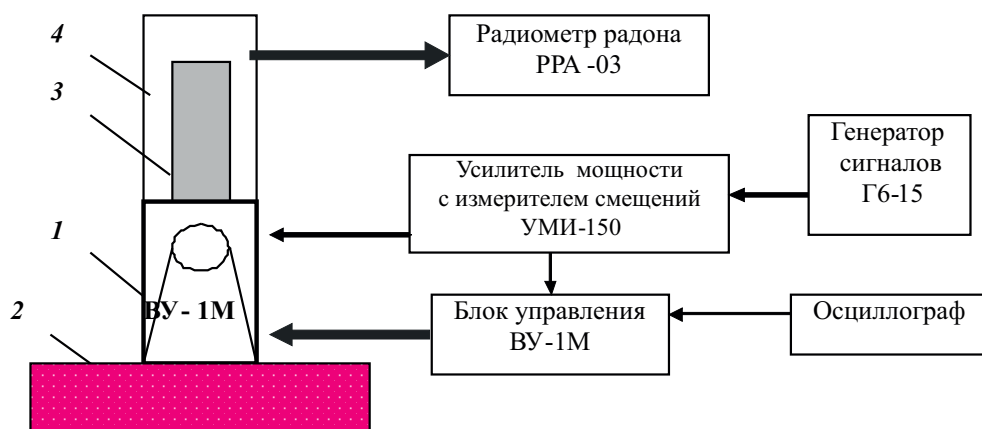


Рис. 6.26. Схема лабораторной установки: 1 – вибростенд ВУ-1М; 2 – постамент; 3 – образец горной породы; 4 – рабочая камера

Таблица 6.2

Технические характеристики вибратора ВУ-1М

Наименование параметра	Значение параметра
Диапазон частот, Гц	0,01–200
Максимальное воспроизводимое перемещение, мм в диапазоне 0,01–10 Гц	±5
10–100 Гц	±0,1
100–200 Гц	±0,01
Максимальная нагрузка вибростенда, Н	140
Резонансная частота подвески вибростенда, Гц	30
Диапазон измерения виброскорости, м/с	10^2 – 10^4
Диаметр стола вибростенда, мм	110
Максимальная потребляемая мощность, Вт	250
Габаритные размеры, мм	340×270×330
Напряжение питания, В	220
Максимальная выходная мощность усилителя мощности УМИ-200, Вт	160

Активность радона ($\text{Бк}/\text{м}^3$) измерялась радиометром радона РРА-03. Проба воздуха из рабочего объема (объем пробы $V_1 = 1,37$ л) отбиралась каждый час. Время взятия пробы Δt составляло 110 с. Во время взятия пробы производился напуск воздуха из атмосферы. Образцы породы (гранит) предварительно насыщались радоном, для чего помещались на 1 мес в скважину с объемной активностью природного радона $\sim 3 \cdot 10^3 \text{ Бк}/\text{м}^3$. Объем рабочей камеры V_2 , в

которой размещался образец горной породы, выбирался из условий обеспечения требуемого для измерений объема пробы и установления равномерного распределения радона по объему рабочей камеры за счет диффузии за время между последовательными отборами проб (1 ч). Концентрация радона в пробе (част/см³) определялась по стандартной методике [Таблицы..., 1976].

Частота вибровоздействия соответствовала диапазону высокочастотного микросейсмического фона (0–25 Гц). При выборе частоты вибровоздействия f принималось во внимание также ограничение на отрыв образца от основания рабочей камеры за счет инерционных сил: $0 < f < 47$ Гц.

Масса образца горной породы ограничивалась техническими возможностями вибратора и не превышала 3,5 кг. Размеры образца: диаметр 90 мм, высота 170 мм.

Определение потока радона с поверхности образца производилось на основе следующих соотношений. Изменение концентрации радона C в рабочей камере в процессе выполнения измерений описывается зависимостью

$$C^N = a \cdot C^{N-1} + b \cdot C^0 + Q\Delta t/V, \quad (6.4)$$

где надстрочный индекс у C обозначает номер измерения; $V = (V_2 - V_0)$ – свободный объем камеры (V_0 – объем образца горной породы); $a = (V - V_1)/V$; $b = V_1/V$; Q – поток радона с образца; C^0 – концентрация радона в воздухе.

Как показывают эксперименты концентрация радона в рабочей камере выходит на квазистационарный режим ($C^N \approx C^{N-1}$) через 4–5 измерений.

В квазистационарном режиме поток радона с образца в рабочую камеру с учетом (6.4) составляет

$$Q = b\{C^N - C^0\}V/\Delta t. \quad (6.5)$$

Концентрация радона определялась по его объемной активности R (Бк/м³), измеряемой в опыте, с помощью зависимости

$$Q = 1,5\{R^N - R^0\}V/\Delta t,$$

которая следует из (6.4), если учесть соотношение между объемами, а также соотношения между массой радиоактивного нуклида M , его атомным весом μ и периодом полураспада T_0 :

$$M = 8,9 \cdot 10^{14} \mu T_0.$$

Результаты лабораторных измерений приведены на рис. 6.27 в виде отношения потока радона с поверхности образца гранита Q к начальному потоку Q_0 , который замерялся в отсутствие вибровоздействия. Видно, что вибровоздействие заметно увеличивает поток радона из образца горной породы. При этом поток радона изменяется немонотонно с увеличением частоты вибровоздействия f .

Вне зависимости от величины начального потока Q_0 максимальный поток наблюдается при частоте вибровоздействия около 16 Гц. Другой менее выраженный максимум на зависимости $Q/Q_0(f)$ наблюдается на частоте около 32 Гц для образца с $Q_0 = 375$ част/с.

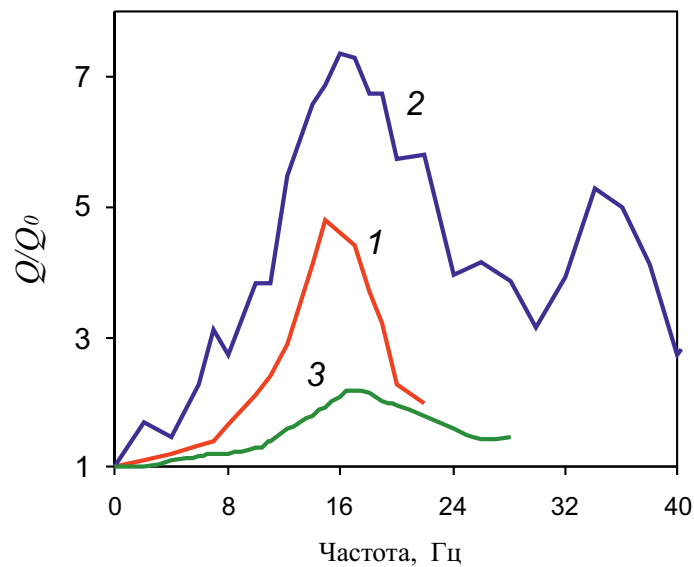


Рис. 6.27. Относительный поток радона из образца гранита в зависимости от частоты вибровоздействия при различной величине начального потока Q_0 (част/с): 1 – 200; 2 – 375; 3 – 75

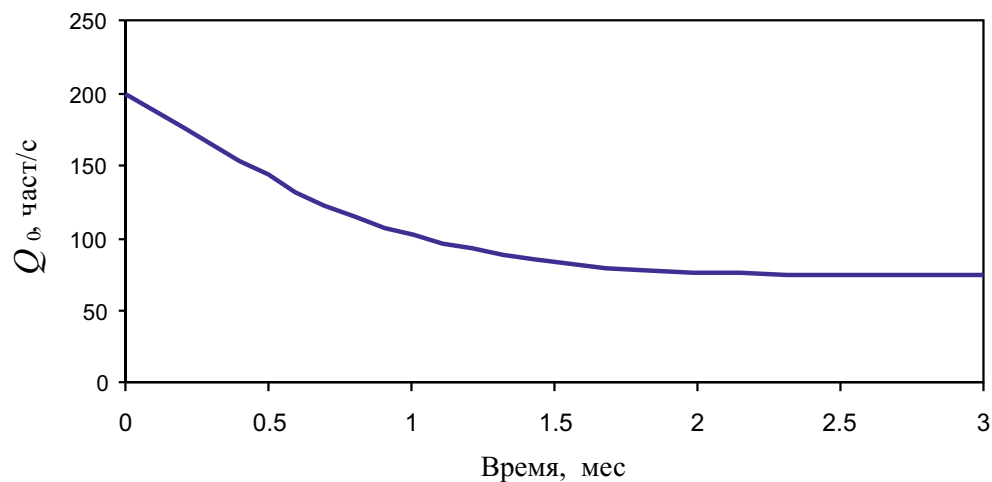


Рис. 6.28. Поток радона из образца гранита в зависимости от времени при отсутствии вибровоздействия

Увеличение потока радона при наложении вибровоздействия на образец породы не удивляет и свидетельствует о влиянии вибраций на конвективную составляющую конвективно-диффузионного процесса эсхалции флюида, находящегося в микропоровом пространстве породы [Николаев и др., 1993; Войтов, 1993]. Большой интерес представляет наличие преимущественных

частот, в области которых потоки радона максимальны. Это может быть связано с активной реакцией структурных неоднородностей горной породы, размер которых находится вблизи величины, определяемой отношением скорости релаксации и скорости деформации неоднородностей при колебаниях с определенными частотами [Кочарян, Спивак, 2003].

Следует отметить ограничения на время проведения измерений. В процессе подготовки и проведения экспериментов поток радона с образца со временем изменяется. Для определения характерного времени изменения потока радона из образца проводились контрольные эксперименты по определению величины Q через продолжительные интервалы времени. Результаты одного из контрольных экспериментов приведены на рис. 6.28. Видно, что за время рабочего дня, в течение которого выполняются основные измерения, поток радона из образца можно считать практически постоянным.

Резонансные особенности эсхалиции природного радона в естественных условиях. Наличие в микросейсмическом фоне квазигармонических колебаний, отчетливо проявляющихся в виде значительных по амплитуде пиков на спектрах [Кишкина, Спивак, 2003], позволяет рассмотреть вопрос о сопоставлении вариаций объемной активности природного радона в подпочвенной атмосфере с вариациями амплитуды квазигармонических колебаний разной частоты в природных условиях. Результаты комплексных измерений микросейсмического фона и объемной активности подпочвенного радона, выполненных в районе Нелидово-Рязанской шовной зоны [Спивак и др., 2003; Спивак, Кожухов, 2004], предоставляют такую возможность. На рис. 6.29 приведена

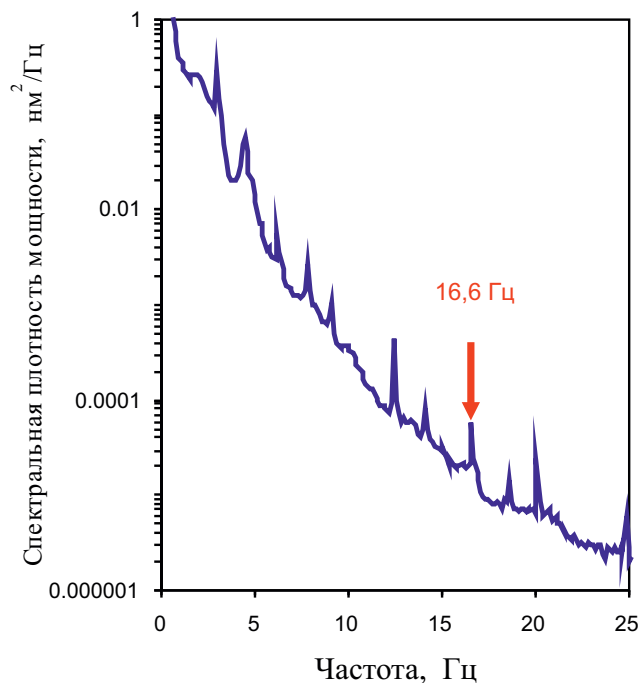


Рис. 6.29. Спектральная плотность мощности фоновых микросейсмических колебаний в районе НРШЗ (15.06.2003 г.)

спектральная плотность мощности микросейсмического фона для одного из участков земной коры, расположенного на тектоническом нарушении второго порядка, распространяющемся субпараллельно НРШЗ. Особенностью спектра является наличие нескольких ярко выраженных пиков. Причем наибольшей относительной амплитудой характеризуются пики 5; 12,5; 16,6 и 20 Гц. С учетом результатов описанных выше лабораторных экспериментов наибольший интерес представляет вариация амплитуды квазигармонических колебаний с частотой 16,6 Гц.

На рис. 6.30 приведены совместно вариации объемной активности природного радона в подпочвенной атмосфере и относительной амплитуды спектрального пика 16,6 Гц (в качестве относительной амплитуды берется отношение амплитуды пика к фоновому значению спектра на этой же частоте). Данные рис. 6.30 демонстрируют высокую корреляцию (коэффициент корреляции приближается к 0,9) уровня эсхалации радона с относительной амплитудой квазигармонических колебаний на характерной частоте 16,6 Гц.

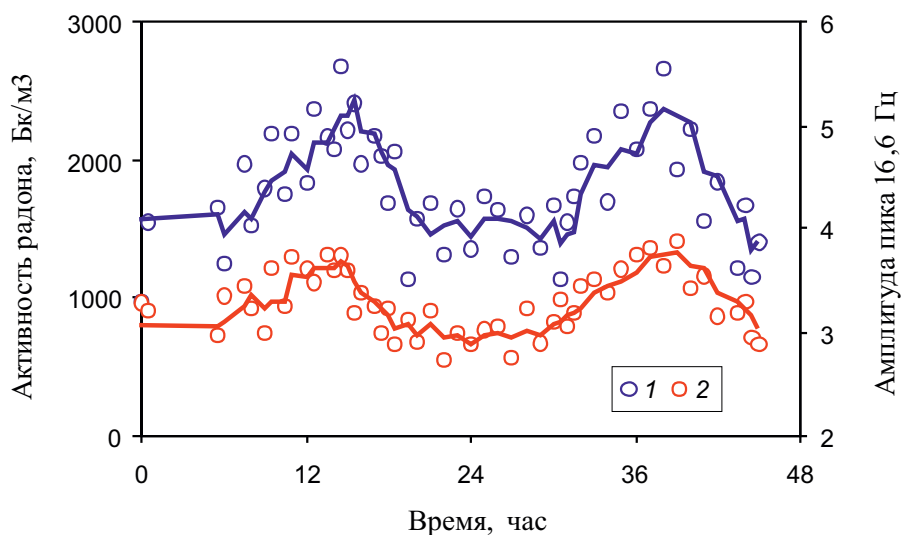


Рис. 6.30. Вариации объемной активности подпочвенного радона (1) и относительной амплитуды квазигармонического пика с частотой 16,6 Гц (2) в период 14–15 июня 2003 г. (кружки) в окрестности тектонического нарушения II порядка, субпараллельного НРШЗ (сплошные кривые – средние значения по каждому из двух измерений, выполненных последовательно). Начало отсчета времени: 1 – 00:00 МСК; 14.06.2003 г.; 2 – 20:00 МСК 13.06.2003

Здесь следует обратить внимание на то, что для наглядности результаты микросейсмических измерений на рис. 6.30 приведены со сдвигом на 4 ч относительно результатов измерений объемной активности подпочвенного радона. Это связано с тем, что отклик геофизической среды на внешнее силовое воздействие в виде лунно-солнечного прилива происходит с разным запаздыванием для микросейсмического и радонового полей [Спивак, Кожухов, 2003;

Кишкина, Спивак, 2003]: максимальные амплитуды микросейсмического поля (подчеркнем: в определенных частотных интервалах [Кишкина, Спивак, 2003]) опережают максимум приливной силы примерно на 4 ч, в то время как вариации объемной активности подпочвенного радона на тектоническом нарушении, субпараллельном основной НРШЗ, практически совпадают по времени с вариациями приливной силы [Спивак, Кожухов, 2004].

Следует отметить, что комплексные измерения радоновых и микросейсмических полей выполнялись в период слабых изменений атмосферного давления и практически неизменной влажности почвы [Спивак, Кожухов, 2004], что важно при оценке достоверности радоновых измерений. Другое замечание относится к «мерцательному» характеру модуляции микросейсмических колебаний периодически изменяющейся приливной силой, что связано с наличием (наряду с периодичностями микросейсмических процессов) циклических изменений амплитуды микросейсмического фона, которые характеризуются значительным изменением амплитуды периодических вариаций [Спивак и др., 2004]. В периоды отсутствия значимых вариаций микросейсмического фона, а следовательно, и амплитуд квазигармонических пиков рассмотренные выше корреляционные соотношения отсутствуют.

6.4. Возмущение геофизических полей мегаполисом

Современный этап развития человеческого общества характеризуется весьма сложным взаимодействием техносциальной системы и окружающей среды. Значительная по масштабам и интенсивности производственная деятельность человека оказывает значительное воздействие на характеристики геофизических полей на границе земная кора–атмосфера. Это связано не только с прямым загрязнением среды отходами промышленности, инженерной и жизнеобеспечивающей деятельности, но и с нарушением режимов ее внутреннего и внешнего энергообмена. Последнее проявляется в виде изменения привычных режимов деформирования геологической среды, изменения режима подземных и грунтовых вод, а также аномальных вариаций геофизических полей (сейсмических, электрических и др.).

В наиболее концентрированном виде воздействие человека на среду обитания, а следовательно, и режимы межгеосферного взаимодействия проявляется в мегаполисах – административных центрах и больших городах с развитым промышленным производством [Адушкин, Спивак, 1995; Жигалин и др., 1983; Коридарин и др., 1985; Леггет, 1986; Осипов, 1994; Спивак и др., 1993, 20076]. Специфическое воздействие города на геологическую среду и геофизические поля связано со строительством и эксплуатацией крупных зданий и сооружений, транспорта, разнообразными вибровоздействиями, использованием мощных электроустановок и электрооборудования, коммуникаций различного назначения и т.п.

Высокие нагрузки на геологическую среду со стороны зданий и сооружений, резкое (по сравнению с геологическими временами) изменение ее структуры и напряженно-деформированного состояния в результате наземного строительства и освоения подземного пространства вызывают интенсивные деформационные процессы грунтово-скального основания города. Неоднородность скального основания, проявляющаяся в виде блочной структуры, вертикальные движения которой характеризуются разнонаправленным смещением отдельных блоков [Адушкин и др., 2005], усложняет геоэкологическую ситуацию вследствие концентрации деформации вблизи границ структурного раздела. Смещение блоков в условиях мегаполиса наряду с изменением гидрогеологической обстановки ведет к снижению несущей способности грунтов и как следствие – к преждевременному разрушению фундаментов, строительных конструкций, а также коммуникационных сооружений. В частности, изучение пространственного распределения аварий, произошедших на водопроводах и газопроводах г. Москвы [Методические, 1990; Спивак и др., 1993], свидетельствует о том, что преимущественно они возникали в окрестности установленных границ структурных блоков. Более подробный анализ показывает, что средняя удаленность участков, на которых зафиксированы аварийные ситуации от ближайшей межблоковой границы a составляет $\sim 0,12 L$, где L – средний линейный размер структурного блока. При этом дисперсия относительной величины a/L составляет 0,085.

Снижение аварийности на подземных коммуникационных магистралях связано с изучением динамических характеристик блочной структуры скального основания города и межблоковых промежутков. При этом для выдачи рекомендаций по дополнительной защите подземных коммуникаций на отдельных участках, приуроченных к межблоковым нарушениям, необходимы достоверные знания о степени подвижности блоков и характере их движения.

Геоэкологическое влияние мегаполиса характеризуется также рядом других факторов. Среди них особо выделяются вибрационные (сейсмические) возмущения, возмущения электрического поля в приземном слое атмосферы и шумы звукового диапазона частот. При этом уровень сейсмических колебаний, электрических полей и звуковых возмущений определяется суперпозицией процессов естественного происхождения, характерных для региона в целом, и производственной деятельностью.

Весьма ощутимы последствия возмущений естественного электрического поля атмосферы и инфразвуковых воздействий. Первые, помимо прямого влияния на геофизическую среду и организм человека [Электромагнитные, 1984], способствуют значительному ускорению электрохимических процессов, что важно учитывать при прогнозировании сроков эксплуатации подземных трубопроводов. Инфразвуковые возмущения атмосферы способствуют изменению ее равновесного режима и, следовательно, режима межгеосферных взаимодействий.

Дополнительно следует отметить особую значимость градиента потенциала электрического поля как характеристики загрязненности воздуха [Махоткин, 1963]. Изменения в составе приземного слоя атмосферы (химический

состав, повышенное пылесодержание, наличие твердых и жидких аэрозолей), вызванные интенсивной производственной деятельностью и работой транспорта, оказывают существенное влияние на разделение и перенос электрических зарядов. Снижение проводимости атмосферы в приземном слое в результате техногенных возмущений приводит к увеличению средних значений градиента потенциала и как следствие – к увеличению вертикальной составляющей напряженности электрического поля E .

В связи со сказанным значительный интерес представляют организация и проведение постоянных и режимных инструментальных наблюдений с целью определения величины и характера возмущений, вносимых в геофизические поля мегаполисом как энергоемкой геофизической системой, установления основных источников техногенных воздействий.

Ниже рассматриваются результаты контроля геофизических полей в г. Москве – типичном мегаполисе. Основные задачи, сформулированные на первом этапе исследований, были следующими: 1) разработка концепции комплексного контроля геофизической среды в условиях высоконеоднородных, значительных по амплитуде техногенных воздействий; 2) определение значимых пространственных и временных вариаций геофизических полей, обусловленных влиянием мегаполиса; 3) установление корреляционных связей между техногенными составляющими разных геофизических полей, а также уровнем и характером техногенных возмущений и естественными характеристиками геофизической среды (например, метеопараметрами).

Это определило специфику экспериментальных исследований и основные подходы к решению поставленных задач. С целью установления общих закономерностей техногенного влияния мегаполиса на природную среду на первом этапе исследований проводилась регистрация геофизических полей в стационарном пункте (рис. 6.31), расположенном в г. Москве (ИДГ РАН; Ленинский проспект) и на значительном (~100 км) удалении от города (ГФО «Михнево», Московская обл.). Одновременно проводилась выборочная регистрация тех же геофизических полей на разных участках города с помощью специально разработанного мобильного комплекса.

Микросейсмические колебания. Колебания грунтового и скального оснований мегаполиса имеют сложную структуру. Фоновые колебания (участки микросейсмической записи с минимальной статистически представительной амплитудой в выбранном временном интервале) перемежаются с сейсмическими возмущениями разного происхождения: короткими импульсами волнового типа длительностью 1–2 с (результат релаксационных процессов, постоянно протекающих в геологической среде) и протяженными во времени возмущениями (от 10 до сотен секунд), вызванными движением транспорта либо работой механизмов и оборудования (к ним, естественно, относятся также сейсмические колебания от землетрясений). При этом следует отметить, что фоновые микроколебания, характеризующие собственные колебания блочной среды как некоторой колебательной системы, в свою очередь, представлены двумя составляющими: нерегулярной (отклик блочной среды на внешние силовые и кинематические возмущения) и детерминированной (возмущения от регу-

СТРУКТУРА ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ЦЕНТРА ИДГ РАН

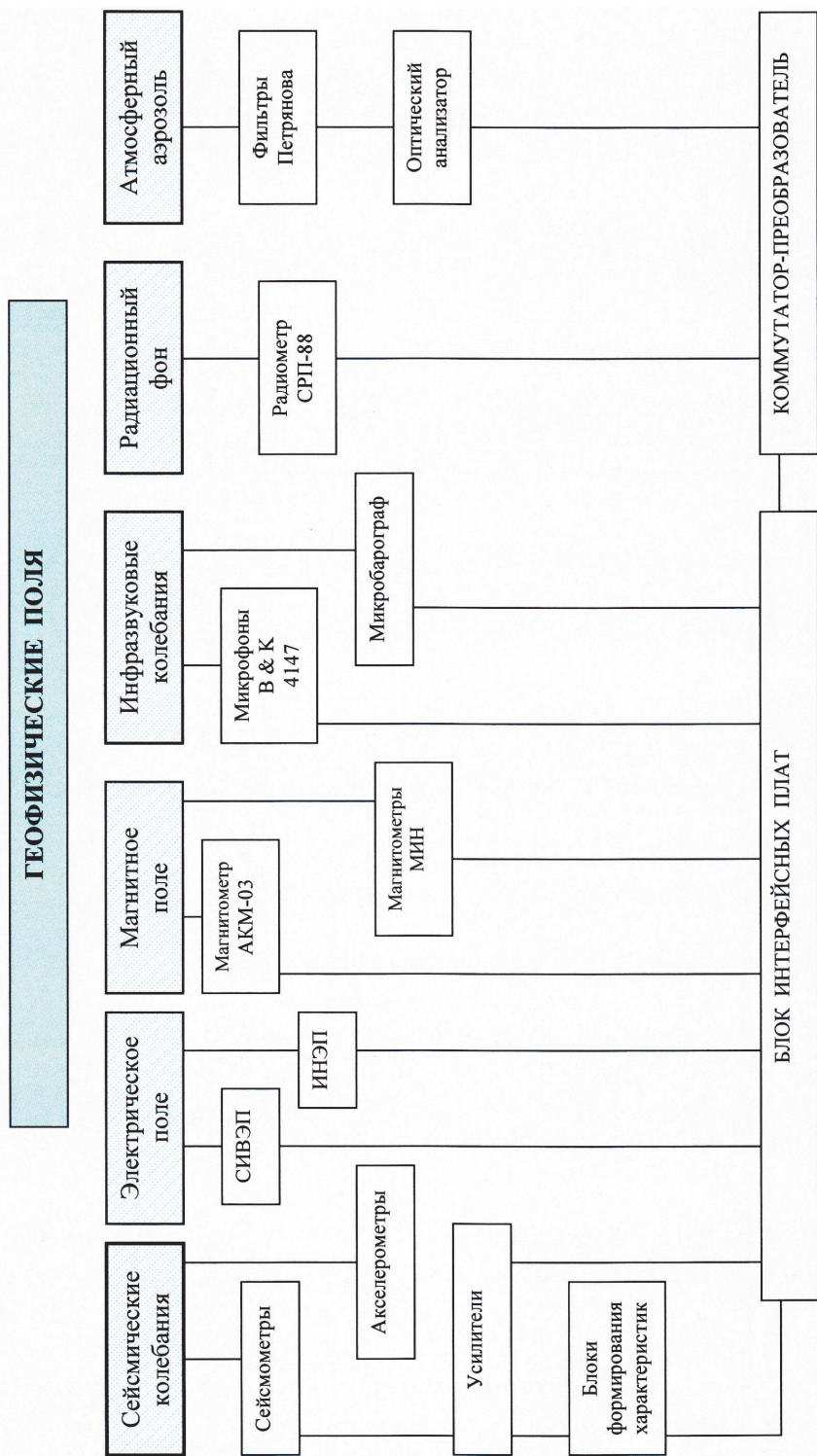


Рис. 6.31.

лярных источников техногенного происхождения). В первом приближении случайную и детерминированную составляющие можно разделить частотной фильтрацией с помощью высокочастотного фильтра и определением степени пространственной поляризации колебаний [Спивак и др., 1993].

Характерной особенностью микросейсмических колебаний в условиях мегаполиса является сильная пространственная изменчивость их амплитудных характеристик. Как видно из рис. 6.32, среднеквадратичная амплитуда колебаний зависит не только от района, в котором проводится регистрация (сейсмически спокойные районы города и районы с интенсивным транспортным сообщением и производством, вызывающие ударные и вибровозмущения), но

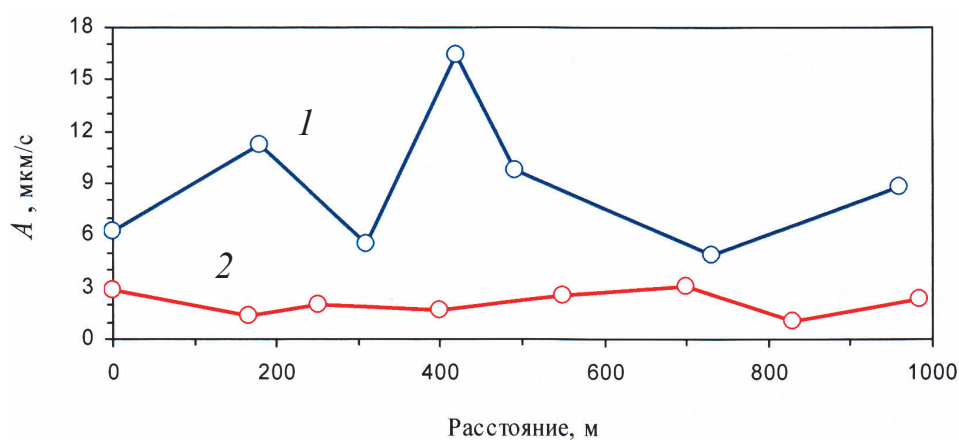


Рис. 6.32. Пространственная изменчивость среднеквадратичной амплитуды микроколебаний A в г. Москве: 1 – ул. Маршала Бирюзова; 2 – район Останкинского парка

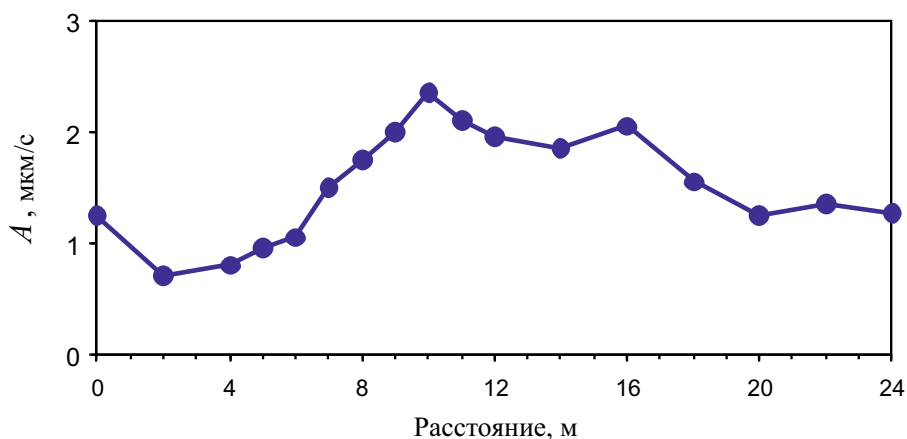


Рис. 6.33. Изменение среднеквадратичной амплитуды фоновых микроколебаний в течение суток (Ленинский проспект, 38)

может существенно изменяться на расстоянии 200–1000 м (особенно в местах расположения наземных и малозаглубленных транспортных коммуникаций, крупных подземных сооружений и пустот, выступающих в роли резонаторов). При этом следует отметить значительное отличие, во-первых, максимальных амплитуд от средних (до 100 раз) и, во-вторых, амплитудных и частотных характеристик фоновых колебаний и микросейсмического шума в целом (сейсмическая запись, включающая все зарегистрированные колебания) от аналогичных величин, полученных за пределами влияния мегаполиса.

Зависимость амплитуды фоновых микроколебаний грунтового основания от времени суток в районе Ленинского проспекта г. Москвы представлена на рис. 6.33. Видно, что наиболее интенсивные микросейсмические колебания наблюдаются в дневное время, что связано в основном с техногенной деятельностью.

На рис. 6.34 приведены спектры мощности микросейсмических колебаний. В качестве примера рассмотрим спектральную плотность микросейсмических колебаний в Бирюлево. Наблюдения проведены в диапазоне частот 0,2–50 Гц.

Общая тенденция спектра микросейсмических колебаний (кривая 3) – уменьшение его уровня с увеличением частоты. В частности, в области частот f от 3 до 20 Гц амплитуда спектра мощности изменяется с частотой как

$$|S|^2 \sim f^{-3}.$$

В области частот 20–50 Гц зависимость $|S|^2$ от f существенно более слабая, спад составляет примерно 6 дБ на октаву.

Следует отметить, что спектр мощности осложнен наличием узких спектральных составляющих. Частота указанных квазигармонических составляющих устойчиво сохраняется, а амплитуда отдельных составляющих может изменяться, в некоторых случаях на порядок.

На рис. 6.35 приведены графики спектров мощности для трех компонент микросейсмического фона в диапазоне 0,5–6 Гц. Особенность указанных данных заключается в подобии изменения спектров мощности с частотой в диапазонах до 1 Гц и выше 3 Гц. В интервале 1–3 Гц

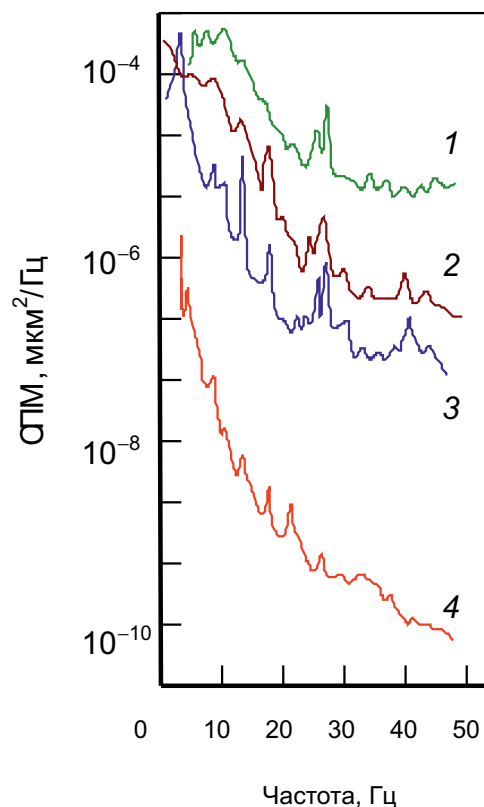


Рис. 6.34. Спектральная плотность мощности (СПМ) микросейсмических колебаний: 1 – центр г. Москвы; 2 – Ленинский проспект; 3 – Бирюлево; 4 – «Михнево»

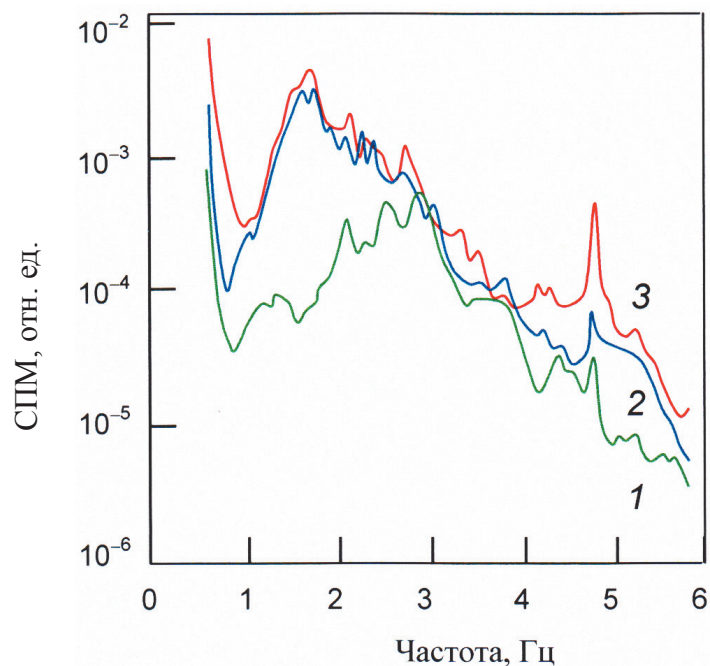


Рис. 6.35. Спектральная плотность мощности трех компонент микросейсмических колебаний в диапазоне частот 0,5–6 Гц (Бирюлево); компоненты: 1– вертикальная; 2 – север-юг; 3 – восток-запад

характер изменения спектра мощности для вертикальной и горизонтальных составляющих существенно различен. На горизонтальных составляющих отчетливо виден максимум спектральной мощности на частоте 1,7 Гц. Уровень спектра на вертикальной составляющей примерно на два порядка ниже уровня спектра на горизонтальных составляющих, т.е. на этих частотах доминируют волновые компоненты, поляризованные в горизонтальной плоскости.

Для сравнения на рис. 6.34 приведен спектр мощности микросейсмических колебаний, зарегистрированных в районе, не подверженном влиянию мегаполиса (геофизический полигон «Михнево»). Так же, как и в случае наблюдений в Бирюлево, можно выделить два участка, характеризующихся разным изменением спектра мощности от частоты. При этом своеобразной границей является частота 20–25 Гц. Спектр также осложнен присутствием узких спектральных пиков, однако они менее выражены. Уровень всех спектральных составляющих в «Михнево» по крайней мере в 10^3 раз ниже уровня соответствующих спектральных составляющих в условиях мегаполиса, а на частотах свыше 24 Гц они различаются в 10^4 – 10^5 раз.

Особо следует отметить, что при существенных различиях в уровне спектров, полученных в условиях города и за его пределами, квазигармонические составляющие имеют примерно одинаковые относительные превышения над

средним уровнем спектра. Это позволяет предполагать, что свойства узких спектральных максимумов определяются в основном свойствами среды.

Таким образом, спектральные оценки микросейсмических колебаний свидетельствуют о том, что микросейсмический фон несет информацию о величине техногенного воздействия на среду. Это проявляется прежде всего в существенном различии уровня отдельных спектральных составляющих.

Для получения абсолютных оценок уровня техногенного воздействия со стороны мегаполиса необходимо проводить синхронные наблюдения в районе, не подверженном его влиянию.

Сейсмотехногенная загрязненность, создаваемая промышленными предприятиями и городским транспортом и проявляющаяся в виде вибраций зданий, сооружений и вибрационных нагрузок на грунтовые основания, является одной из наиболее важных составляющих проблемы межгеосферных взаимодействий в черте крупного города. И хотя амплитуды виброскоростей, как правило, не превышают 100 мкм/с, что само по себе не вызывает неупругих деформаций, многократно повторяющиеся в течение длительного времени вибронгрузки способны вызвать пластические деформации межблоковых промежутков, характеризующихся пониженными прочностными характеристиками, а это, несомненно, сказывается на режиме энергообменных процессов.

Градиент потенциала электрического поля. Величина и характер временных вариаций напряженности электрического поля в условиях мегаполиса определяются, как уже отмечалось, изменениями в составе атмосферы, работой электрооборудования и эксплуатацией электрокоммуникаций. В качестве иллюстрации на рис. 6.36 приведены суточные вариации вертикальной составляющей напряженности электрического поля E в районе Ленинского

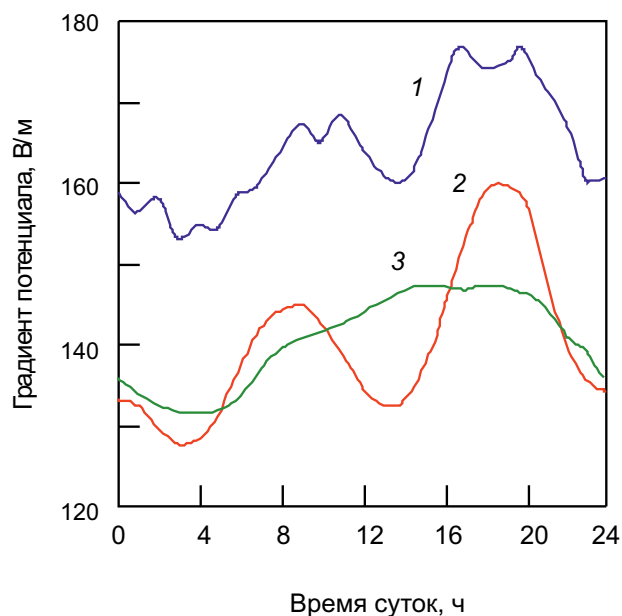


Рис. 6.36. Суточный ход вертикальной составляющей напряженности электрического поля в условиях мегаполиса: 1 – г. Москва, Ленинский проспект; 2 и 3 – г. Париж (соответственно вблизи земной поверхности и на высоте 250 м)

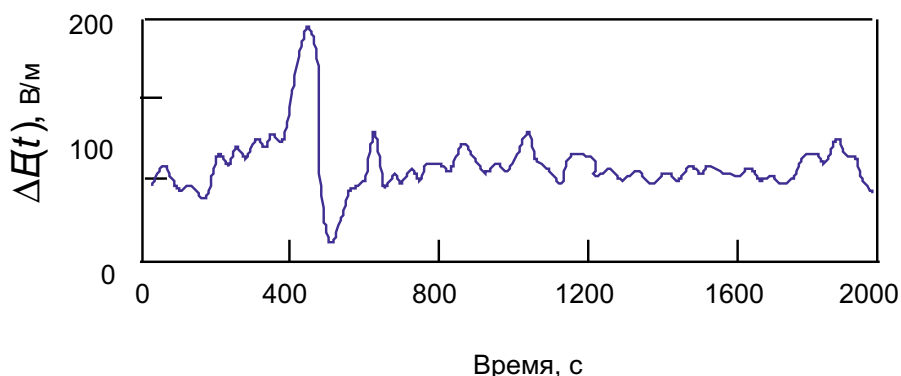
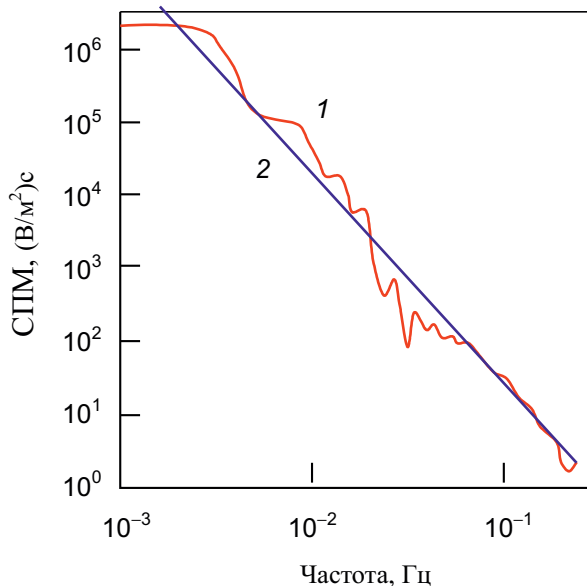


Рис. 6.37. Изменение вариации напряженности электрического поля ΔE в атмосфере при прохождении грозового облака (г. Москва, Ленинский проспект)

проспекта г. Москвы (среднее за 3 сут, характеризующихся ясными погодными условиями и низкой влажностью воздуха). На зависимости $E(t)$ отчетливо выделяются два максимума, характерные для условий крупного города (для сравнения на том же рисунке приведены результаты измерения напряженности электрического поля в условиях Парижа [Тверской, 1949]).

Так же, как и для микросейсмических колебаний, отмечается сильная пространственная изменчивость напряженности электрического поля в условиях мегаполиса. Это связано, в первую очередь, со сложной конфигурацией эквипотенциальных поверхностей (городская застройка) и наличием мощных локальных источников электрических полей. Дисперсия пространственно-

Рис. 6.38. Пример спектральной плотности мощности вариаций напряженности электрического поля (1) в атмосфере (г. Москва, Ленинский проспект); 2 – расчет по зависимости (6.4)



го распределения амплитуды E в условиях Москвы достигает 100 В/м (для сравнения: вне зоны влияния мегаполиса — около 40 В/м). Несмотря на это, в условиях мегаполиса хорошо регистрируются природные явления электрического характера. В качестве примера на рис. 6.37 приведен фрагмент записи, демонстрирующий изменение вариации напряженности электрического поля ΔE при прохождении грозового облака (отметим, что характер изменения ΔE во времени аналогичен виду зависимости $\Delta E(t)$ при прохождении грозового облака вне зоны влияния мегаполиса [Чалмерс, 1974]).

Спектр мощности вариаций напряженности электрического поля не имеет ярко выраженных особенностей (рис. 6.38) и хорошо аппроксимируется степенной зависимостью вида

$$|S|^2 = \text{const} \cdot f^{-k}. \quad (6.6)$$

При этом следует отметить хорошую корреляцию параметра k с величиной ΔE (рис. 6.39).

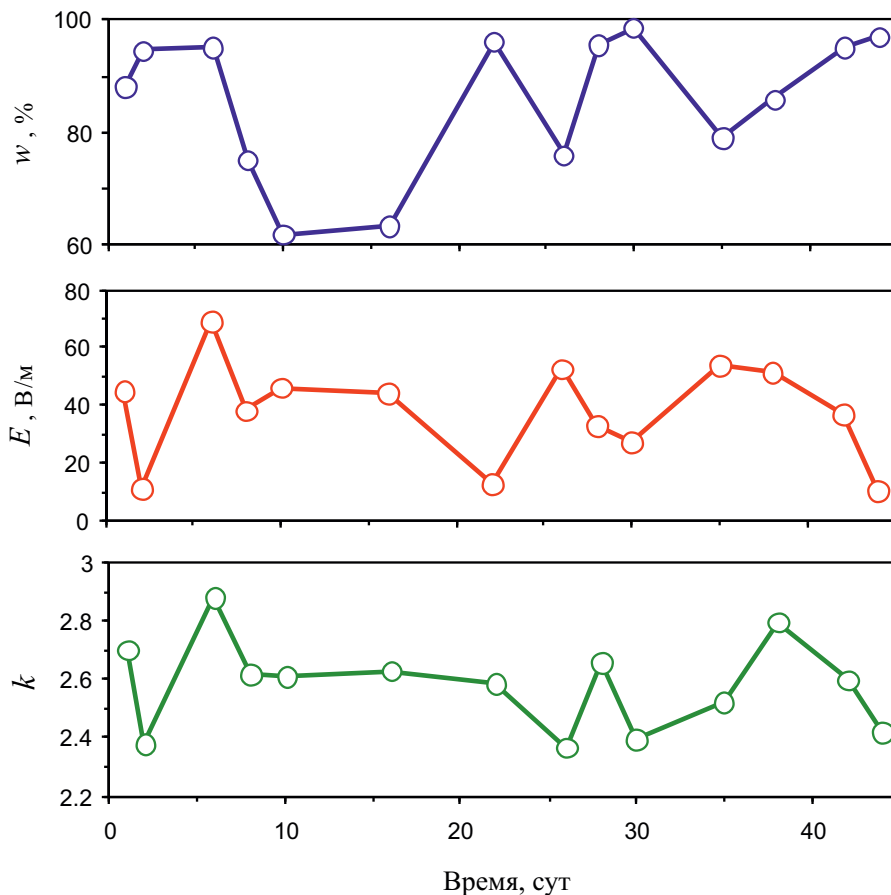


Рис. 6.39. Согласованное изменение величин ΔE , k и w со временем

В отличие от микросейсмических колебаний сложность сопоставления напряженности электрического поля в условиях мегаполиса и вне зоны его влияния заключается в том, что величина E определяется многими параметрами одновременно. Так, наряду с факторами, которые характеризуют отличительные условия мегаполиса (например, запыленность воздуха, состав пылеватых частиц и аэрозольных частиц являются объективными показателями загрязненности воздуха в условиях города), существуют факторы, повсеместно определяющие величину и изменчивость E , такие, например, как влажность воздуха (отметим, что количество влаги и характеристики ее состояния существенно влияют на плотность объемного электрического заряда и градиент потенциала в воздухе). Измерения показывают, что даже в пределах мегаполиса относительная влажность воздуха w в приземном слое атмосферы для разных его участков может существенно различаться (до 7%). В основном это связано с изменчивостью условий, наличием водоемов, различной облачностью в разных районах города. Это приводит к необходимости учета влияния факторов, несущественных с точки зрения техногенного воздействия. Отметим, что сопоставление вариации ΔE с влажностью воздуха демонстрирует хорошую корреляцию указанных величин (рис. 6.39).

Проведенные исследования показывают, что электрическое поле и его вариации в условиях мегаполиса заметно выше, чем вне зоны его влияния. Кроме того, по результатам режимных инструментальных наблюдений с помощью мобильного комплекса отмечается наличие в городе участков, характеризующихся непродолжительными по времени (5–10 мин), однако часто повторяющимися (до 3 раз в час) высокочастотными техногенными возмущениями электрического поля значительной амплитуды (в 5–10 раз превышающей фоновые значения).

Инфразвук. Результаты инфразвуковых измерений свидетельствуют о значительной пространственной и временной изменчивости амплитуды инфразвука в условиях мегаполиса. При этом в дневное время амплитуда инфразвуковых возмущений в городе в 15–60 раз (в зависимости от района и конкретного обследуемого участка) превышает значения вне зоны его влияния.

Следует отметить, что на некоторых участках города интенсивность инфразвука в диапазоне 0,5–20 Гц (рис. 6.40) значительна, а его амплитуда периодически может достигать 3 Па (движение тяжелогруженного авто- и железнодорожного транспорта).

Проведенные исследования демонстрируют значительное влияние мегаполиса на характеристики геофизических полей. Техногенные возмущения геофизических полей мегаполисом имеют комплексный характер. Установление основных значимых факторов, влияющих на человека и его производственную деятельность, возможно на основе проведения комплексных наблюдений за геофизическими полями.

Сравнение характеристик геофизических полей в условиях мегаполиса и в районе, не подверженном его влиянию, позволяет выделить техногенную составляющую. В частности, установлено увеличение вклада техногенной составляющей микросейсмических колебаний с увеличением частоты.

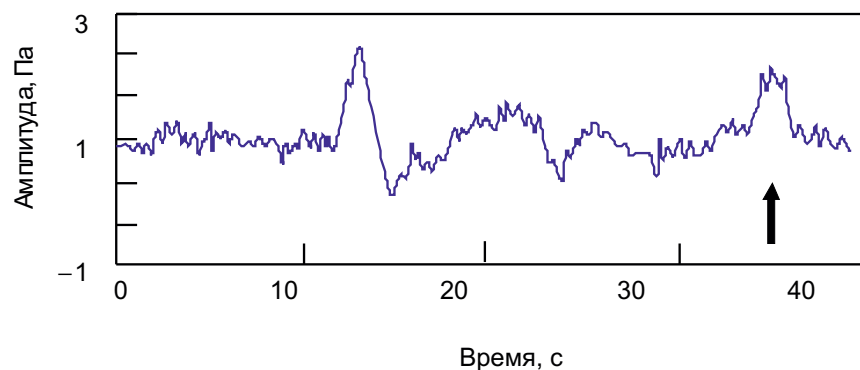


Рис. 6.40. Уровень инфразвуковых колебаний в атмосфере (г. Москва, просп. Мира). Отмеченное стрелкой кратковременное повышение амплитуды инфразвука связано с движением тяжелогруженого автотранспорта

Значительное влияние мегаполиса на уровень и вариации геофизических полей требует проведения более подробных и целенаправленных геоэкологических исследований в крупных городах.

Опыт проведения геоэкологического контроля в г. Москве подсказывает, что значительная пространственная неравномерность характеристик геофизических полей не позволяет использовать с целью контроля сеть постоянно привязанных к местности пунктов геоэкологической диагностики окружающей среды. Одним из наиболее приемлемых решений проблемы диагностики является использование наряду с одним стационарным пунктом регистрации нескольких мобильных комплексов, позволяющих оперативно проводить измерения в разных точках города. Это дает возможность не только построить карту среднего уровня техногенных возмущений, но и при необходимости провести оценку ситуации на выбранном участке города или производственной территории.

Глава 7

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РАЗЛОМЫ КАК ЗОНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Любой участок земной коры как на поверхности, так и на значительных глубинах пересекается огромным количеством легко наблюдаемых разномасштабных нарушений сплошности (разломы, зоны трещиноватости, трещины разного масштаба и т.д.). Указанные нарушения делят земную кору на структурные составляющие – блоки.

Блочное строение земной коры имеет принципиальное значение при построении механики ее деформирования, а также при описании геофизических процессов с участием геофизических полей. Именно дискретное строение твердой Земли определяет такие фундаментальные свойства, как подвижность ее отдельных элементов и проницаемость для подземных флюидов. Подвижность блочной структуры приводит к тому, что любой деформационный процесс в земной коре не является статическим, а с той или иной скоростью развивается со временем и в результате влечет за собой перестройку структуры. Последнее способствует эволюции процесса деформирования.

Тектонические нарушения земной коры в виде разломных зон играют значительную роль в формировании пространственных и временных вариаций геофизических полей, в том числе в условиях внешних воздействий малой амплитуды, вызванных приливными деформациями и вариациями барического поля атмосферы. Термином *разлом* часто обозначают разрывные нарушения фундамента либо скальных массивов горных пород на приповерхностных участках земной коры, предполагая при этом, что разломы фундамента не всегда отражаются в структурных особенностях осадочного чехла.

Вместе с тем имеются подтверждения того, что крупные глубинные структуры практически всегда проявляются в осадочном чехле разнообразными зонами повышенной трещиноватости и флюидопроницаемости, а также поэтажными аномалиями геофизических полей, градиентными морфоструктурными проявлениями и т.д. Инструментальные исследования разрывных нарушений на платформенных участках земной коры, которые, как правило, характеризуются достаточно мощным осадочным чехлом, свидетельствуют о наличии в большинстве случаев соответствия между разрывными нарушениями чехла и

фундамента, что позволяет трактовать структуры осадочного чехла как *разломы земной коры*.

Мы будем понимать под разломами линейно простирающиеся структуры земной коры в виде динамических зон, характеризующихся выраженными структурными особенностями, повышенными градиентами вертикальных и горизонтальных движений поверхности земной коры, морфологическими признаками на поверхности в виде, например, флексуриобразных перегибов, а также интенсивными межгеосферными взаимодействиями, повышенными временными вариациями геофизических полей и градиентами пространственных распределений их амплитудных и спектральных характеристик.

При этом разломы будем представлять не в виде тонких межблоковых промежутокков, а в виде изометрических областей со своей внутренней структурой, деформирование которой вызывает не только сложные по характеру дифференциальные движения, но также происходящее со временем преобразование вещества-заполнителя. Изменение структуры, внутренних связей и свойств разломной зоны тем сильнее, чем интенсивнее происходит подвижка его берегов, т.е. чем выше активность разрывного нарушения. Пониженная жесткость разломных зон по сравнению со структурными блоками земной коры и, как следствие, повышенная интенсивность геодинамических процессов позволяют рассматривать разломные зоны как особые области, отличающиеся характеристиками и режимом геофизических полей.

Следует отметить, что изучение разломов и их свойств имеет не только фундаментальное, но и прикладное значение, поскольку знание механических свойств разлома, в особенности проницаемости, а также вариаций их свойств в пространстве и со временем – востребовано при строительстве крупных сооружений и объектов, освоении и разработке месторождений полезных ископаемых.

Также следует отметить, что зоны тектонических разломов характеризуются повышенной интенсивностью геофизических эффектов, связанных с преобразованием механической энергии в энергию геофизических полей (например, энергии сейсмических колебаний в энергию электромагнитных сигналов). Свойства разлома во многом определяются его конкретной внутренней структурой, а также ее преобразованием со временем.

7.1. Иерархия структурных характеристик земной коры

Блоковая структура земной коры и отдельно взятых массивов горных пород – результат эволюции геологической среды. Вследствие деформационных процессов разного масштаба (от глобальных до локальных) сформировался спектр структурных отдельностей, сильно различающихся линейными размерами. Масштаб структур заключен в весьма широком диапазоне размеров: от 10^{-8} м (дефекты кристаллической решетки) до 10^7 м (протяженность крупных

тектонических разрывов). Указанные нарушения сплошности формируют границы обособленных областей изометричной формы с квазиоднородным для каждого масштаба строением.

Рассматривая земную кору в целом, естественно выделять в качестве таких областей тектонические плиты. На меньших масштабах квазиоднородные области представлены геоблоками, мегаблоками и т.д. Каждый блок n -го иерархического уровня, являясь частью более крупного блока $(n - 1)$ -го уровня, включает в себя определенное количество блоков следующего $(n + 1)$ -го уровня. Количество этих блоков определяется шагом иерархического деления среды (средним отношением линейных размеров блоков соседних иерархических уровней). Анализ большого количества природных объектов в широком диапазоне линейных размеров (от результатов гранулометрирования минеральных проб до размеров небесных объектов), выполненный М.А. Садовским, показал, что все рассмотренные структуры допустимо характеризовать универсальной величиной шага иерархической делимости $K \sim 3,5$ [Садовский, 1979; Садовский и др., 1987]¹.

В качестве линейных элементов, характеризующих степень неоднородности среды и формирующих ее блоковую структуру, естественно выбрать тектонические разломы и трещины разного масштабного уровня. На дневной поверхности указанные разрывные нарушения проявляются в виде линейных элементов разного ранга [Иванченко, 2012]. На практике ранжирование структурных нарушений выполняется, как правило, в привязке к их протяженности. При этом нарушения могут характеризоваться как абсолютным параметром (рангом), так и относительным (порядок дизъюнктивной структуры). В первом случае ранг присваивается в соответствии с протяженностью разломной зоны (ранг выступает в качестве характеристики масштаба проявления разломной зоны в структуре земной коры и, как следствие – ее механических свойств). Существует достаточно большое количество классификаций разломов [Адушкин, Спивак, 1993]. В качестве примера ниже приведено ранжирование нарушений массива горных пород в соответствии со СНиП 2.02.02.-85 [СНиП 2.02.02.-85, 2011].

Ранг	Характер нарушения	Мощность зоны дробления	Протяженность нарушения
I	Разломы глубинные, сейсмогенные	Сотни и тысячи м	Сотни и тысячи км
II	Разломы глубинные, несейсмогенные	Десятки и сотни м	Десятки и сотни км
III	Разломы региональные	Метры и десятки м	Километры и десятки км
IV	Разломы локальные	Десятки и сотни см	Сотни и тысячи м
V	Крупные тещины	Свыше 20 мм	Свыше 10 м
VI	Средние тещины	10–20 мм	1–10 м
VII	Мелкие тещины	2–10 мм	0,1–1 м
VIII	Тонкие тещины	Менее 2 мм	Менее 0,1 м

¹ Подобный вывод, правда в более узком диапазоне линейных размеров, сделанный в более ранних работах [Кайе, Трикар, 1959; Пиотровский, 1964], остался практически незамеченным.

Для детальных исследований более подходящим представляется подход, основанный на модифицированном ряде Пиотровского–Кайе [Кайе, Трикар, 1959; Пиотровский, 1964; Кочарян, Спивак, 2002], в котором ранг J иерархического уровня и минимальная протяженность нарушения (фактически линейный размер блока L_J) связаны соотношением

$$L_J = (3 \div 6) \cdot 10^{\left(\frac{J-11}{2}\right)} \text{ для } J = 2k - 1;$$

$$L_J = (1 \div 26) \cdot 10^{\left(\frac{J-10}{2}\right)} \text{ для } J = 2k,$$

где k – целое число от 1 до 9; L_J измеряется в км.

При таком подходе удается существенно расширить диапазон нарушений земной коры вплоть до размеров тектонических плит, которым допустимо присвоить нулевой ранг.

В отличие от ранга порядок тектонического нарушения определяется по отношению к нарушению, которое является крупнейшим на рассматриваемом участке земной коры (т.е. характеризуется максимальным рангом) и ему присваивается первый порядок. В этом случае порядок более мелких нарушений указывается относительно крупнейшего (нарушения второго, третьего и т.д. порядков) в соответствии их рангового деления.

Структурные нарушения имеют значительно более низкие эффективные прочностные и более высокие деформационные характеристики по сравнению с основным массивом горных пород. Именно разрывные нарушения несут ответственность за большинство механических и геофизических процессов, протекающих в земной коре.

Очевидно, что структурные нарушения земной коры должны подчиняться закону иерархической соподчиненности. Однако, в отличие от блоков, линейные размеры которых можно более или менее достоверно оценить, геометрические характеристики нарушений (например, их протяженность) зачастую определить сложно. В качестве примера на рис. 7.1 приведен фрагмент неотектонического строения Европейской части России [Юдахин и др., 2003]. Из рисунка видно, что протяженные линейные нарушения, пересекающие практически всю Европейскую часть России, лишь отчасти допустимо рассматривать в качестве единых образований. Каждая из этих структур представляет собой сочленение отдельных участков, которые следует рассматривать в качестве границ отдельных блоков. Это приводит к тому, что вдоль, казалось бы, единой линейной структуры ее свойства могут достаточно сильно меняться. Более того, детальные исследования свидетельствуют о том, что в тектонических узлах (пересечение дизъюнктивов) наблюдается расширение зоны активных разломов и дельтообразные и трапециевидные участки расщепления разломов.

Вследствие этого следует считать, что в качестве дизъюнктивного нарушения с некоторыми средними свойствами должны рассматриваться соответствующие участки квазилинейных структур, ограничивающих современные структурно-тектонические блоки. Соответственно с этим иерархический порядок межблоковой зоны должен определяться рангом блоков, которые она разделяет.

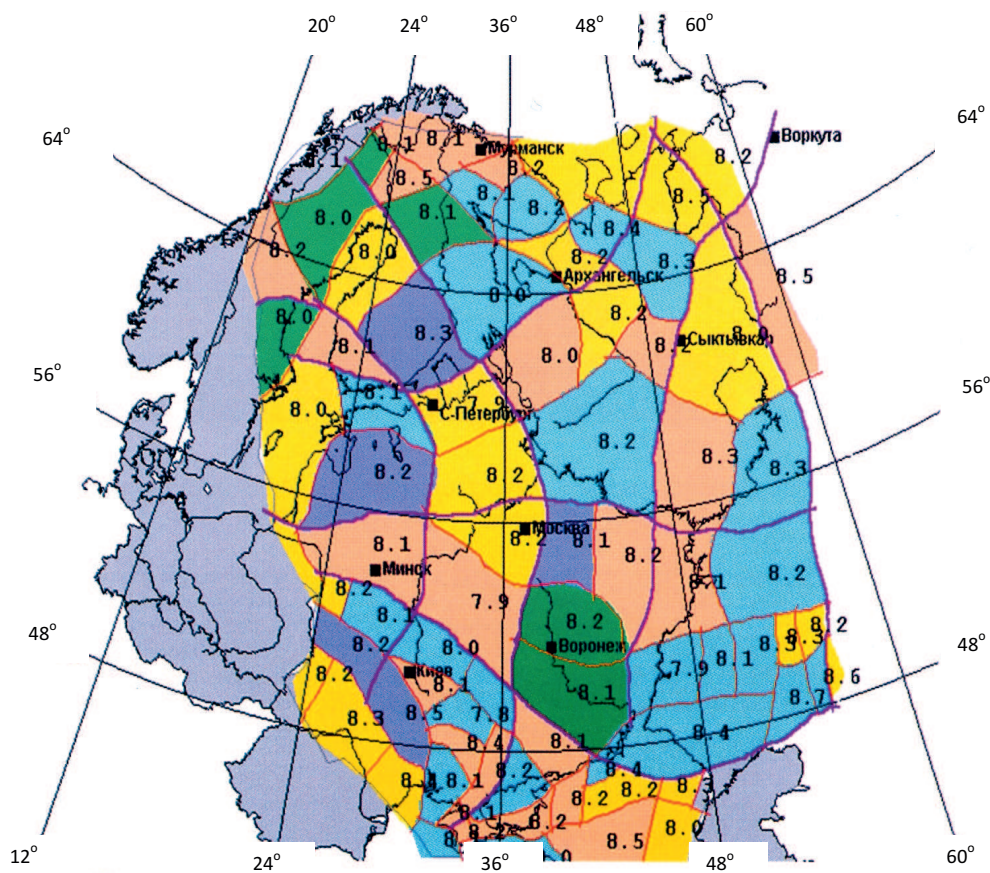


Рис. 7.1. Делимость консолидированной земной коры и упругие свойства раздела Мохо Восточно-Европейской платформы [Юдахин и др., 2003]: толстые линии – контактные границы неоднородностей разного порядка (показаны разным цветом); цифры – граничные скорости на разделе Мохо (км/с)

Менее определенной величиной является размер дизъюнктивного нарушения в направлении поперек его простирания. Оценки деформационных характеристик дизъюнктивов, выполненные на основе геологической информации, дают, как правило, неудовлетворительные результаты, так как поперечные размеры магистрального разрыва и зоны влияния в действительности превышают данные, полученные геологическими методами, учитывающими лишь зону сместителя и наиболее крупные трещины в зоне влияния. Различие в оценках, выполненных на основе визуальных наблюдений и по результатам геофизических исследований, как правило, велики и достигают десятков раз [Спунгин, 2001; Кочарян, Спивак, 2003].

Известные эмпирические корреляционные соотношения между протяженностью разлома L , шириной разломной зоны W и амплитудой смещения по разрыву D чаще всего представляют в виде степенных зависимостей

[Шерман, Семинский, 1991; Hull, 1988; Otsuki, 1978; Watterson, 1986; Ranaly, 1977]:

$$D = kL^b,$$

$$\lg D = 1,07\{\lg W\} + 1,92,$$

где $k = 0,005 \div 0,05$, $b = 0,8 \div 1,2$, причем, если для трещин и нарушений разрывного типа протяженностью до 30–100 км амплитуда смещения составляет в среднем около 4%, то для крупных разломов и зон сдвигового типа протяженностью сотни и тысячи км наблюдается тенденция к возрастанию амплитуд смещений до 10–25% от величины L .

Соотношение между шириной разломной зоны и протяженностью разрыва изменяется по данным разных авторов в широких пределах: от $\sim 10^{-4}L$ до $(0,02-0,05)L$ [Ружич, 1977; Mawer, 1987].

Иерархия поля напряжений, связанная со структурой среды. Движение структурных блоков земной коры обусловлено действием сил гравитации и инерции. При деформировании блочной среды разные блоки, принадлежащие к разным иерархическим уровням, оказываются в разном напряженно-деформированном состоянии. Одновременно в одной области могут существовать блоки, консолидированные в результате действия достаточно высоких напряжений, и свободные разгруженные блоки. Это означает, что даже на достаточно большой глубине, где действуют значительные по величине напряжения, распределение напряжений в пространстве может далеко не соответствовать моделям сплошной среды.

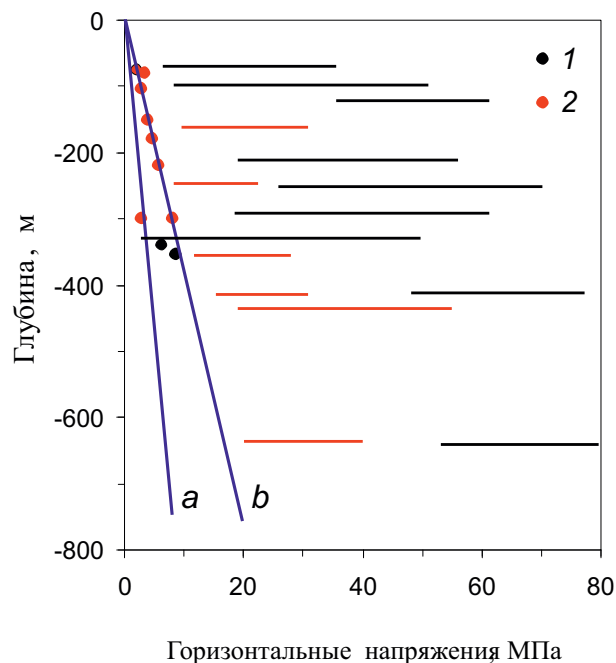
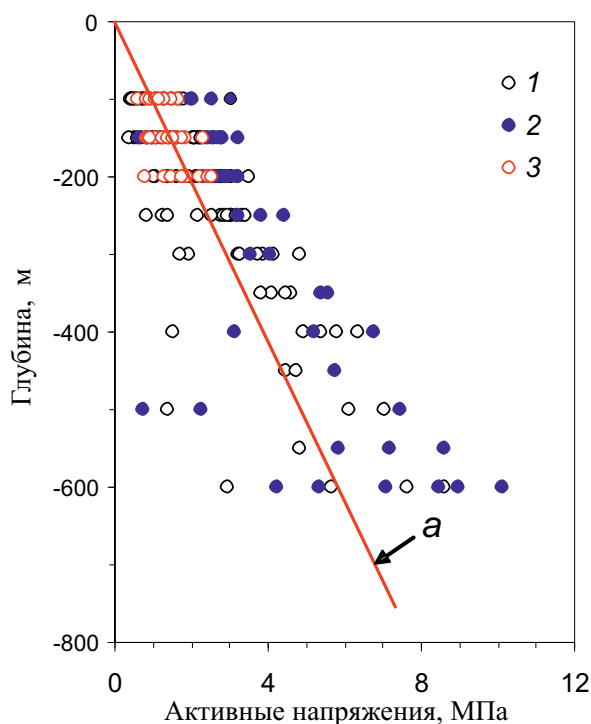


Рис. 7.2. Величина горизонтальной составляющей тензора напряжений для разных глубин (данные [Айтматов и др., 1987]); 1 и черные линии — рудники Казахстана, 2 и красные линии — рудники Кольского региона России; а и б — соответственно расчет по формулам $\sigma = \frac{v}{1-v} \rho g H$ и $\sigma = \rho g H$

Рис. 7.3. Величина горизонтальной составляющей тензора напряжений с глубиной; 1 – территория Ново-Воронежской АЭС; 2 – Ловозерский горный массив; 3 – территория ПО «Маяк»; а – расчет по формуле

$$\sigma = \frac{\nu}{1-\nu} \rho g H$$



Об этом свидетельствует обобщение большого объема наблюдательных данных. В качестве примера на рис. 7.2 приведены данные, полученные в результате непосредственной регистрации действующих напряжений, взятые из работы [Айтматов и др., 1987]. Приведенные данные демонстрируют сильное отличие действующих на глубине напряжений от рассчитанных на основе классической упругости.

Другой пример приведен на рис. 7.3, на котором представлены результаты оценки действующих напряжений на основе анализа импульсных колебаний, сопутствующих релаксационным процессам в массивах горных пород [Спивак, Спунгин, 1998; Спивак и др., 1999]. Для сравнения на рис. 7.3 показана линией величина горизонтальных напряжений, вызванных весом вышележащих горных пород и вычисленных на основе упругих представлений о среде. Как следует из рис. 7.3, распределение напряжений с глубиной имеет крайне неравномерный характер, а разброс напряжений на одних и тех же участках земной коры и на тех же глубинах весьма велик. По рис. 7.2 и 7.3 можно сделать следующие выводы: 1) горизонтальные напряжения могут значительно превосходить значения, полученные на основе упругости, 2) в массиве горных пород на одной и той же глубине могут одновременно существовать области с высокими напряжениями и практически разгруженные блоки.

Сильная пространственная неоднородность поля действующих напряжений прослеживается также при измерениях на малых базах. На рис. 7.4 приведены результаты измерения напряжений методом разгрузки в штольнях

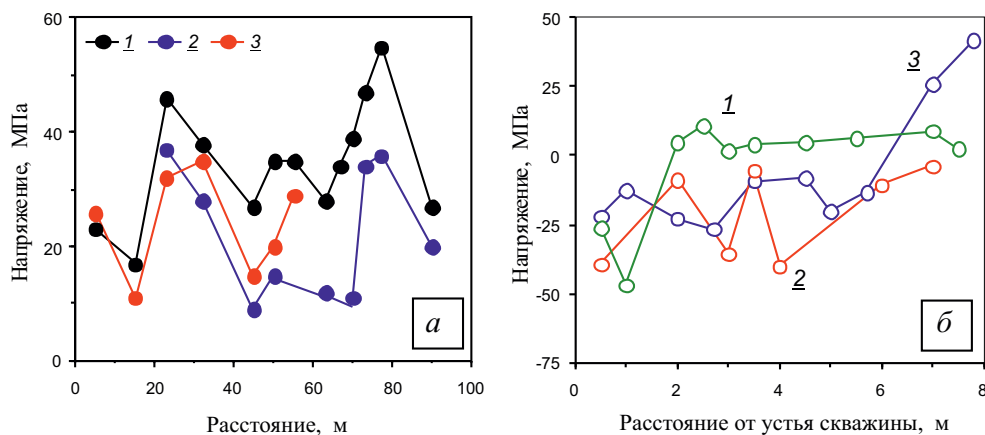


Рис. 7.4. Результаты измерений действующих напряжений в штольнях Норильского ГМК (а) [Айтматов и др., 1987] и в скважинах (1–3) одного из горных массивов Урала (б) [Адушкин, Цветков, 1996]

Норильского ГМК [Айтматов и др., 1987] и в скважинах одного из массивов горных пород Уральского региона [Адушкин, Цветков, 1996]. Представленные данные демонстрируют различные масштабы пространственной неоднородности поля напряжений. Как следует из рис. 7.4, действующие в массиве напряжения в пределах одного и того же участка могут сильно различаться не только по величине, но и по знаку.

Анализ пространственного распределения азимутов главных напряжений, приуроченных к границам тектонических блоков, свидетельствует о том, что наряду с величиной напряжений наблюдается сильная пространственная неоднородность азимутов, вдоль которых они направлены. В качестве примера на рис. 7.5 приведены гистограммы азимутов максимальных напряжений для трех последовательно расположенных участков Байкальской рифтовой зоны как результаты такого анализа для юго-восточного ограничения Евразийской тектонической плиты [Кочарян, Спивак, 2003]. Хорошо видна ярко выраженная пространственная направленность действующих напряжений на Верхнеангарском участке рассматриваемой зоны по сравнению с высокими вариациями азимутов действующих напряжений на двух других участках.

Наличие отмеченного чередования азимутов максимальных напряжений позволяет сделать вывод о том, что напряженное состояние в окрестности межблоковых границ в значительной степени определяется локальными условиями на контактах структурных блоков.

В рамках такого подхода к описанию сложно структурированного поля напряжений в среде блочного строения легко объясняется существование anomalously напряженных зон и их относительной стабильности. С учетом пропорциональной связи между напряженным состоянием и запасенной упругой энергией можно в данном случае говорить об anomalously энергонасыщенных зонах. Такие зоны представляют собой весьма важный объект исследований,

поскольку именно локальные концентрации напряжений, а не их средние по пространству значения играют основную роль в геомеханике [Варга, 1994; Кочарян, Спивак, 2002, 2003].

Наличие областей со значительными градиентами напряжений в непосредственной близости от разломных зон способствует, в частности, и то обстоятельство, что контактирующие поверхности блоков не плоские. Наряду с участками концентрации напряжений (зона контакта неровностей поверхностей блоков) существуют значительные по площади разгруженные области. Об этом косвенно свидетельствуют и результаты обследования межблоковых границ.

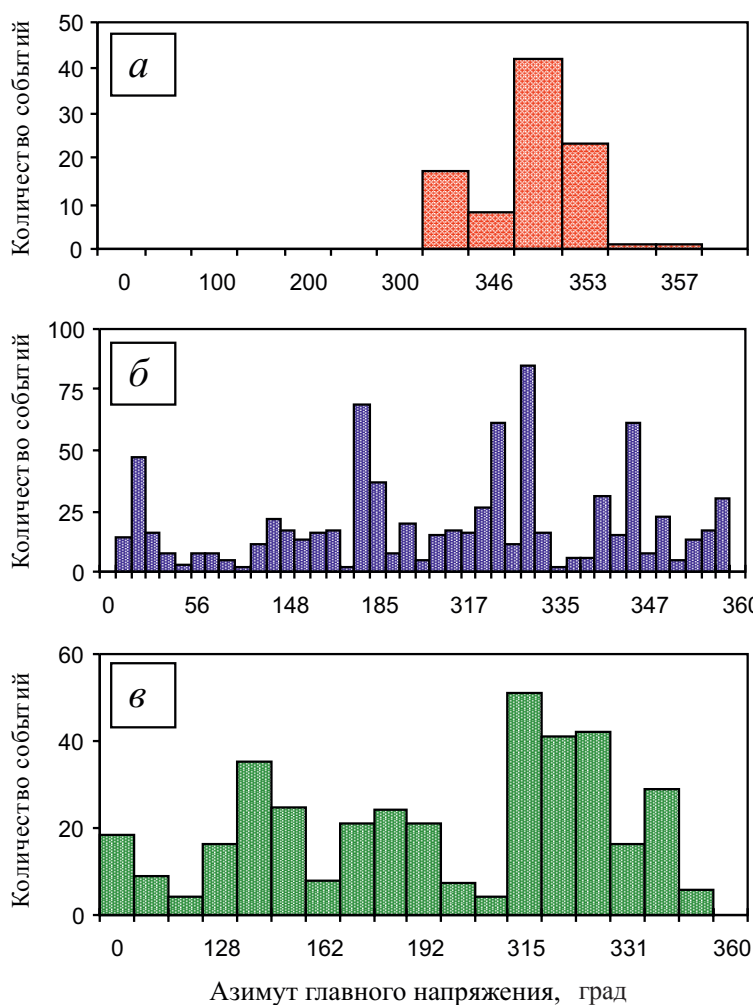


Рис. 7.5. Гистограммы азимутов максимальных главных напряжений для разных участков Байкальской рифтовой зоны; участки: а – Верхнеангарский (110–112° в.д.); б – Верхнеангарско-Муйский (112–116° в.д.); в – Куандино-Чарский (116–120° в.д.)

7.2. Внутренняя структура разломных зон

Как отмечалось выше, сложная внутренняя структура разрывных нарушений – разломов земной коры определяет повышенную геодинамическую активность и наличие геофизических эффектов, связанных с повышенной эманацией подземных газов и интенсивной генерацией электромагнитных сигналов. В отличие от структуры земной коры в целом, зона тектонического нарушения характеризуется более сильной делимостью и большей свободой деформирования блоков. Современная структура тектонических нарушений определяет их механические свойства, а также изменение указанных свойств со временем вследствие перестройки структуры в зависимости от характера деформирования и вида напряженного состояния. Ниже анализируется внутреннее строение отдельных тектонических разломов разного ранга и определена обобщенная зависимость среднего размера отдельности в зависимости от расстояния до центрального (серединного) участка разлома.

Степень нарушенности среды (трещиноватость) пространственно неоднородна. Она увеличивается от фоновых значений на значительном удалении от тектонического нарушения до локальных значений вблизи него. Соответственно ведет себя характерный размер структурного блока, который увеличивается с расстоянием до тектонического нарушения. Это определяет особый интерес к изучению свойств тектонических нарушений, их внутренней структуры, закономерностей ее деформирования и разрушения, а также перестройки, особенно в условиях внешних воздействий естественного и техногенного происхождения. Установление механизма деформирования, активизации и разрушения тектонических структур сдвигового типа является важной задачей при рассмотрении ряда фундаментальных и прикладных задач геомеханики, в том числе при определении степени искажения поля действующих в среде напряжений и влияния тектонических нарушений на процесс образования трещин отдельностей.

Основные характеристики разломных зон. Разлом нельзя рассматривать в качестве тонкого плоского слоя, разделяющего структурные блоки земной коры. Геологические исследования показывают, что разлом представляет собой достаточно мощную по ширине природную структуру, которая характеризуется специфическим внутренним строением. Геометрически тело разлома представляет собой, как правило, сложно конфигурированную в пространстве область, которая характеризуется сложной поверхностью берегов не только в плане, но и по глубине. Достаточно узкие участки перемежаются расширениями тела разлома так называемыми линзами [Разломообразование..., 1991; Wibberley, 2008]. Тем не менее, представляется возможным характеризовать основные геометрические параметры разлома (длину L и ширину W) некоторой обобщенной связью $W = W(L)$ в предположении, что мощность разлома описывается в среднем некоторой характерной шириной.

Обобщая многочисленные имеющиеся данные, можно заключить, что зависимость $W = W(L)$ имеет характер, близкий к линейному:

$$W(L) = K_L L, \quad (7.1)$$

где коэффициент K_L зависит от типа разлома, характеристик горных пород конкретного участка земной коры, гидрогеологического режима и т.д. [Разломообразование..., 1991].

Другой весьма важной величиной, характеризующей разлом и динамику его развития, является сдвиг берегов разлома D . Величина D характеризует суммарную амплитуду дифференциального смещения берегов за счет разных причин (медленное скольжение, быстрые подвижки при землетрясениях) и в известной степени может служить параметром, характеризующим величину воздействия на внутреннюю структуру разлома и, как следствие, интенсивность ее интегрального преобразования в результате сдвига.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в целом для разломов сдвигового типа в широком диапазоне параметров можно использовать зависимость (рис. 7.6)

$$D = 0,01L^{1,5}, \quad (7.2)$$

где D и L измеряются в километрах.

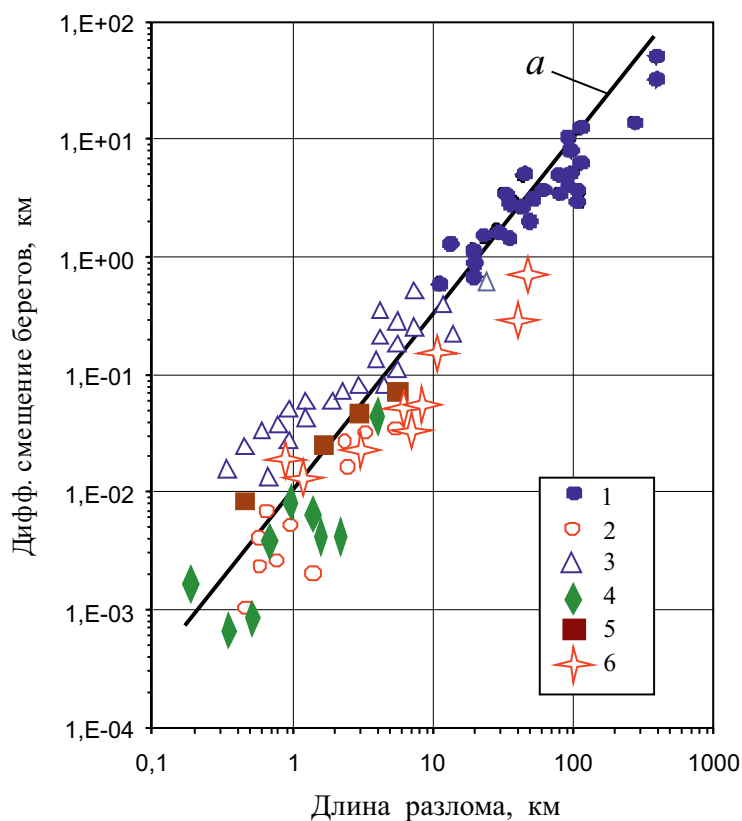


Рис. 7.6. Зависимость смещения берегов разломов разного ранга от длины; данные из источников: [Eliott, 1976] – 1; [Krantz, 1988] – 2; [Villemin, Angelier, Sunwoo, 1995] – 3; [Watterson, 1986] – 4–6

Происходящее в процессе сдвига разлома преобразование его внутренней структуры вызывает изменение ширины разлома W со временем. Значительное количество натуральных и лабораторных исследований, посвященных изменению геометрических характеристик разломов при сдвиге, показывает, что зависимость ширины разлома от сдвига описывается степенной зависимостью

$$W = K_W D^m \quad (7.3)$$

для разломов как с катакlastическим (рис. 7.7), так и с мелонитовым (рис. 7.8) заполнителем [Hull, 1988], причем параметр $m \sim 1$ (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Значения параметров зависимости $W = K_W D^m$
(N – количество наблюдений; K_R – коэффициент корреляции по Пирсону)

Тип заполнителя	N	K_W	m	K_R
Катакlastический	113	63	0.97	0.97
Милонитовый	49	2.1	1.03	0.99

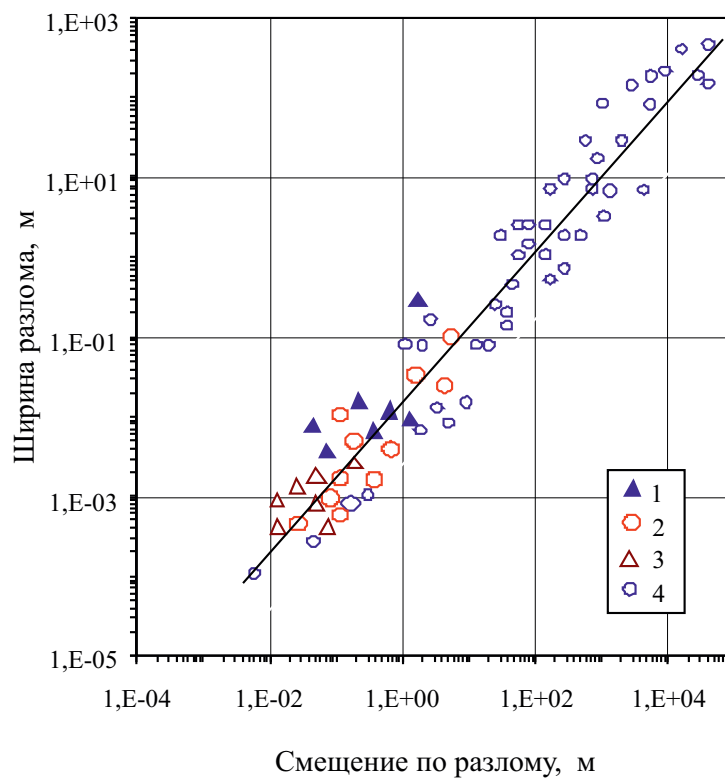


Рис. 7.7. Зависимость ширины разлома от смещения; данные из источников: [Segal, Pollard, 1983] – 1; [Otsuki, 1978] – 2; [Robertson, 1983] – 3; [Hull, 1988] – 4

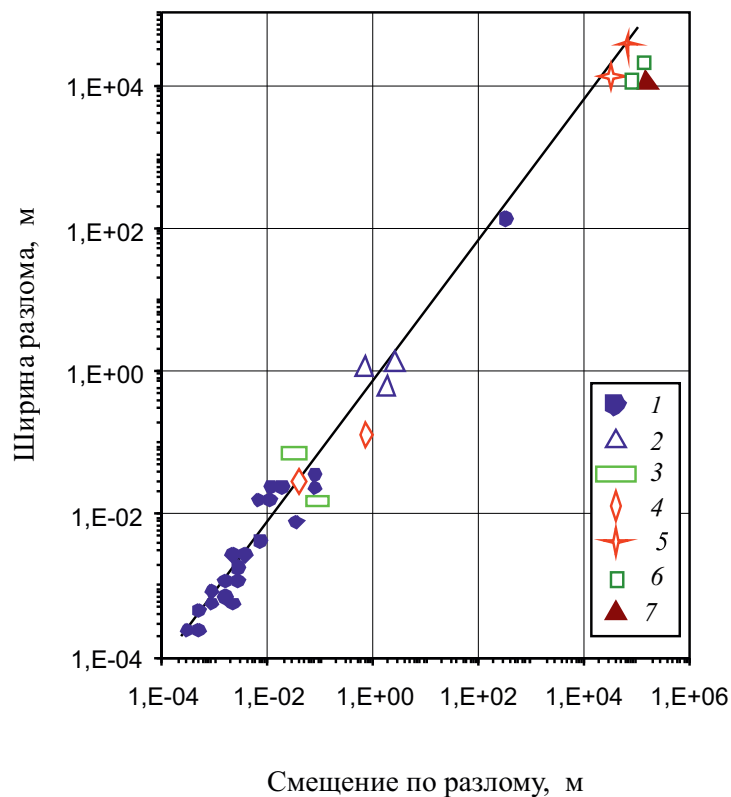


Рис. 7.8. Зависимость ширины разлома от смещения берегов для катакластического заполнителя; данные из источников: [Mitra, 1979] – 1; [Ramsay, Allison, 1979] – 2; [Simpson, 1983] – 3; [Ramsay, Graham, 1970] – 4; [Coward et al., 1973] – 5; [Bak et al., 1975] – 6; [Sorensen, 1983] – 7

Свойства внутренней структуры разлома. Значительное влияние на поведение самого разлома и прилегающих к нему участков земной коры оказывают свойства горных пород-заполнителей. Неоднократно отмечалось, что более высокая по сравнению с окружающим массивом нарушенность горных пород в теле разлома приводит к повышенной деформируемости среды в окрестности нарушений разрывного типа (достижение более высоких деформаций материала при той же величине действующих напряжений). С этим связана большая свобода трансляционных и поворотных движений структурных блоков земной коры, прилегающих к разлому [Кочарян, Спивак, 2003].

Другим важным свойством разломов является их повышенная проницаемость, что весьма существенно для формирования местных и региональных режимов подземных флюидов, минерализации подземных вод, концентрации углеводородов и т.д.

Незалеченные разрывные структуры, которые и представляют основной интерес для исследования, не являются застывшими образованиями и посто-

янно эволюционируют. Преобразование внутренней структуры разлома происходит как вследствие медленного сдвига (крип), так и в результате геохимических процессов разной природы [Глико, 2005; Разломообразование..., 1991]. Скорость преобразования и соответственно скорость изменения свойств внутренней структуры разлома непостоянны и, более того, могут испытывать кратковременные вариации в результате воздействия на земную кору внешних факторов.

Одним из таких факторов, играющих важную роль в формировании временных вариаций геофизических полей и влияющих на режим геодинамических процессов, является лунно-солнечный прилив. Несмотря на, казалось бы, незначительную величину приливной деформации (по всем имеющимся данным она составляет около 10^{-8} [Авсюк, 1996; Магницкий, 2006 и др.]), влияние приливных сил на динамику земной коры и, в частности, разрывные структуры представляется существенным. Результаты инструментальных наблюдений [Адушкин и др., 2006; Кишкина, Спивак, 2003; Спивак и др., 2004; Спивак, 2006а,б] свидетельствуют о высокой корреляции временных вариаций микросейсмического поля, радоновых эманацій, проницаемости и механической жесткости разломов с амплитудой приливной силы для районов с высокой тектонической нарушенностью. Указанные вариации напрямую связаны с вариациями свойств разломов. Например, хорошо известно, что при землетрясениях, сопровождаемых высокими скоростями сдвига, коэффициент трения внутренней структуры разлома K_T уменьшается [Разломообразование..., 1991; Wibberley, 2008]. Уменьшение величины K_T может быть значительным и зависит от скорости дифференциальной подвижки берегов разлома.

Внутренняя структура разлома сложна. Тело разлома, представленное дробленными горными породами, характеризуется высокой неравномерностью гранулометрического распределения по простиранию разлома, а также наличием включений (зон) с сильно различающимися физико-механическими свойствами. Это могут быть прослойки-ослабления, например, в виде глинки трения, образовавшиеся в результате пластических деформаций, метаморфизированных пород, либо высокопрочные прослойки материала-расплава, образовавшегося в результате сильных сдвиговых деформаций при землетрясениях [Wibberley, 2008].

Рассмотрим блоковую структуру внутренних областей тектонических разломов и прилегающих к ним участков с точки зрения построения обобщающих соотношений, описывающих строение и механические свойства среды как в зоне самого разлома, так и в зоне его влияния.

Используемые данные. Для анализа привлекались данные, полученные в результате обследования подземных выработок горного массива Дегелен [Кочарян, Спивак, 2003] и исследования блочной структуры тектонических нарушений разного ранга на одном из участков Южных Альп (горный массив Monte Storine, Италия, Валтеллина) [Адушкин и др., 1993].

Дополнительно к указанным выше материалам привлекались результаты морфоструктурного анализа земной поверхности в районе Нелидово-Рязанской шовной зоны, а также плотности линеаментов этой области, полу-

ченные в результате автоматизированной обработки космических снимков с помощью программного пакета LESSA [Иванченко, 2005, 2012].

Подземные выработки, пройденные в горном массиве Дегелен, пересекали тектонические разломы разного порядка [Кочарян, Спивак, 2003]. Степень нарушенности массива горных пород в местах проходки подземных выработок определялась планиметрированием [Фаддеенков, 1979, 1980] основных систем трещин. Результаты планиметрии свидетельствуют о повышении степени трещиноватости массива горных пород (количество трещин на единицу длины) в окрестности тектонических разломов. В качестве иллюстрации на рис. 7.9 приведено изменение степени трещиноватости кварцита с расстоянием на участке подземной выработки, содержащем тектонический разлом III порядка согласно СНиП 2.02.02-85 (место пересечения выработки с разломом характеризуется максимальной трещиноватостью).

Многочисленные исследования показывают, что форма структурных отдельных в массивах горных пород близка к изометрической [Кочарян, Спивак, 2003; Руппенейт, 1975]. Это позволяет привлекать для получения линейного размера отдельности простое соотношение, связывающее трещиноватость N и средний размер отдельности на изучаемом участке $\langle x \rangle: \langle x \rangle \sim 1/N$ (при этом следует учитывать, что это соотношение в полной мере справедливо только для случая трех примерно равнозначных взаимно перпендикулярных систем трещин).

Из рис. 7.9 следует, что максимальная трещиноватость наблюдается на тектоническом нарушении (средний размер структурного блока здесь минимален), затем, фиксируется уменьшение трещиноватости (увеличение размера блока) с расстоянием до разлома и, наконец, на некотором удалении от разлома трещиноватость выходит на фоновые значения, характерные для данного участка горного массива в целом.

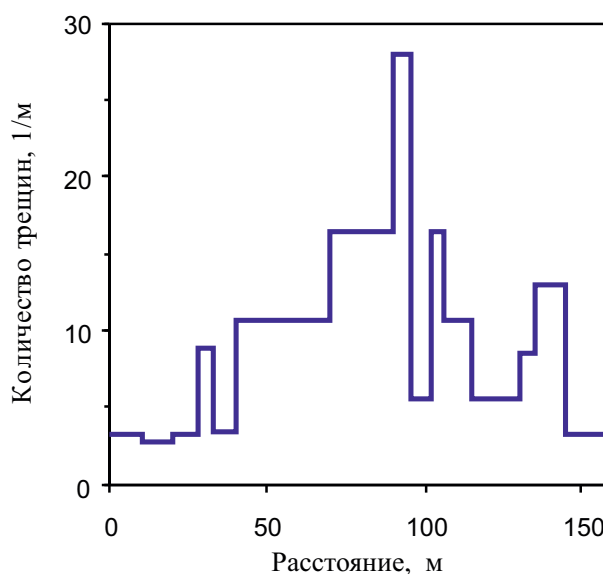


Рис. 7.9. Изменение степени трещиноватости кварцита вдоль выработки, пересекающей тектоническое нарушение протяженностью 3–6 км

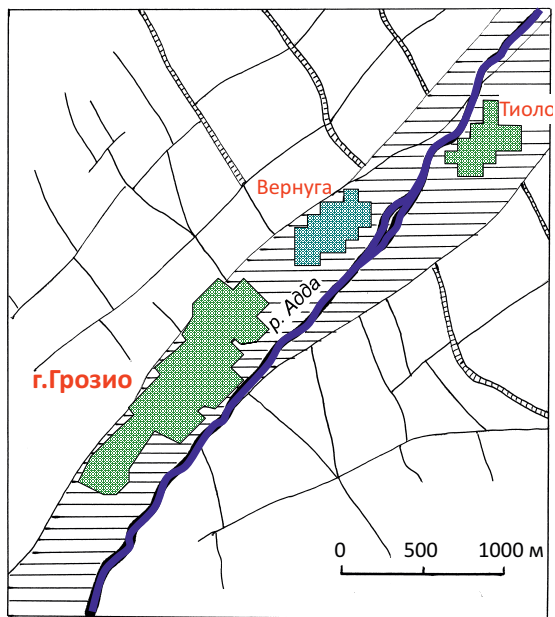


Рис. 7.10. Схема неотектонического структурного строения горных массивов в окрестности г. Грозно (Италия, Валтеллина); 1–3 – тектонические нарушения соответственно II (1), IV (2) и V (3) порядка; 4 – населенные пункты

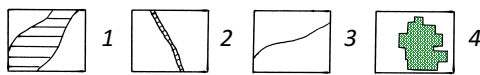


Рис. 7.11. Выход скальных пород в окрестности тектонического нарушения IV порядка





Рис. 7.12. Осыпь горной массы, сформировавшаяся на тектоническом нарушении IV порядка

Исследуемый участок горного массива Monte Storine, расположенный в Южных Альпах, характеризуется наличием систем тектонических нарушений (IV и V порядков согласно СНиП 2.02.02-85), оперяющих основное нарушение II порядка (долина р. Адда). Схема структурного строения участка приведена на рис. 7.10. С целью установления степени нарушенности горных пород изучалось блочное строение горных массивов в окрестности тектонического нарушения II порядка (выделение структурных блоков выполнялось на основе анализа расстояний между тектоническими нарушениями IV и V по-



Рис. 7.13. Горная масса, составляющая осыпь

рядков), скальных обнажений, примыкающих к тектоническим нарушениям IV и V порядков (рис. 7.11), а также выполнялось планиметрирование крупных и гранулометрирование мелких осколков горной породы на осыпях вдоль тектонических нарушений IV порядка (рис. 7.12 и 7.13). При этом предполагалось, что гранулометрический состав горной массы из осыпей в известной мере отражает распределение отдельностей по размеру, который характерен для внутренних участков тектонического нарушения (известно, что для крупных тектонических структур, начиная примерно со структур V порядка, характеристики нарушения изменяются с глубиной [Кочарян, Спивак, 2003]).

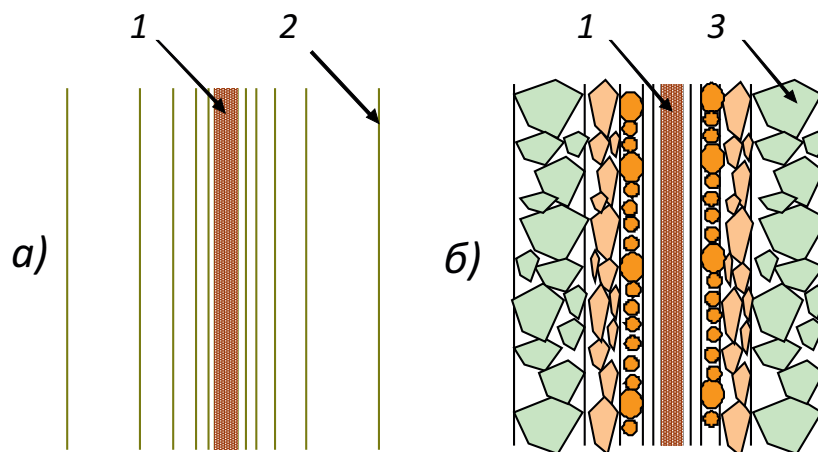


Рис. 7.14. Схема идеализированной структурной модели тектонического разлома (а). Справа (б) – предлагаемая модель тектонического нарушения: 1 – магистральный разрыв; 2 – оперяющие трещины; 3 – блочная структура среды

Результаты анализа блочного строения среды в разломных зонах. По результатам анализа экспериментальных данных можно предложить следующую схему структурной модели тектонического нарушения (рис. 7.14).

В отличие от часто используемой схематичной модели в виде субпараллельной системы трещин [Кочарян, Спивак, 2003] (рис. 7.14, *a*) тектонический разлом правильнее представлять в виде осевой зоны, к которой примыкает зона влияния, основной характерной особенностью которой является повышенная раздробленность горных пород. При этом степень раздробленности пород, которую можно характеризовать средним размером отдельности, изменяется с расстоянием R до осевой зоны разлома¹ (рис. 7.14, *b*).

На практике размер структурных отдельностей для каждого расстояния R изменяется в достаточно широких пределах (в качестве примера на рис. 7.15 приведено распределение размеров структурных отдельностей, полученное при планиметрировании поверхности массива горных пород в окрестности тектонического нарушения IV порядка). Однако, упрощая задачу, будем характеризовать в дальнейшем степень нарушенности средней величиной отдельности $\langle x \rangle$.

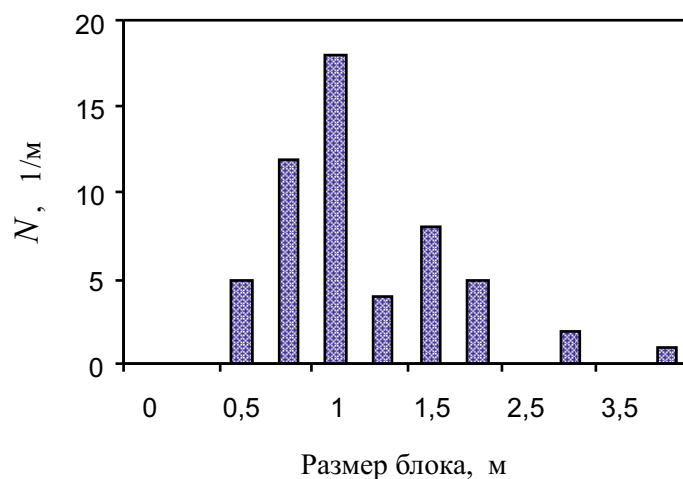


Рис. 7.15. Гистограмма размеров структурных отдельностей на расстоянии 5 м от центрального участка тектонического нарушения IV порядка

Результаты анализа степени нарушенности горных пород в зависимости от расстояния R от центральных участков тектонических нарушений II и IV порядков приведены на рис. 7.16. Ширина нарушений W в месте проведения работ составляет 450–850 м для нарушений II порядка и 10–15 м для нарушений IV порядка. Приведенные данные подтверждают предложенную структурную модель тектонического нарушения.

¹ Осевая зона тектонического разлома может быть заполнена катакластически измененными породами либо глиной трения.

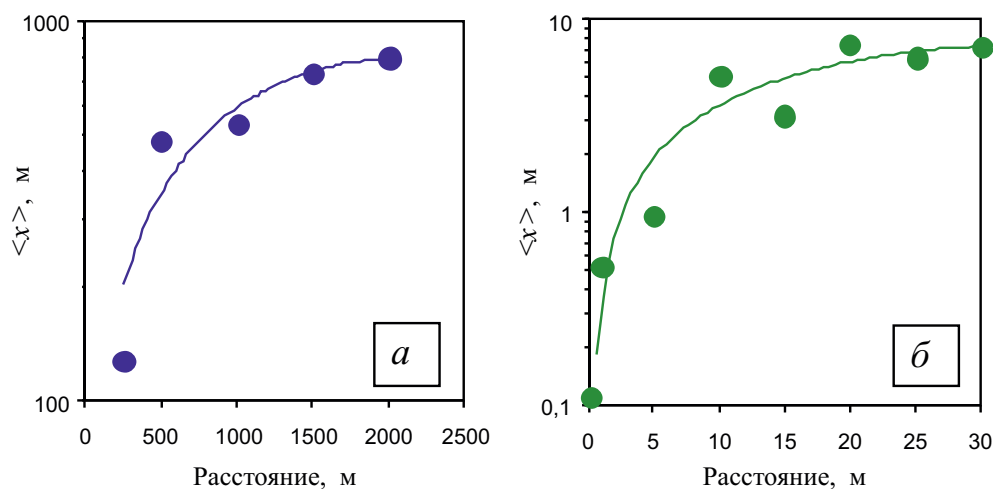


Рис. 7.16. Средний размер структурного блока в зависимости от расстояния до центральной части тектонического нарушения II (а) и IV (б) порядка (горный массив Monte Storine)

Обобщая все имеющиеся данные, можно построить безразмерную зависимость среднего размера отдельности горных пород от расстояния до тектонического нарушения в виде

$$\frac{\langle x \rangle}{\langle X \rangle} = F\left(\frac{R}{W}\right),$$

где $\langle X \rangle$ – средний размер блока вне зоны влияния тектонического нарушения (естественная блочность среды на данном участке земной коры), W – ширина тектонического нарушения, определяемая его порядком.

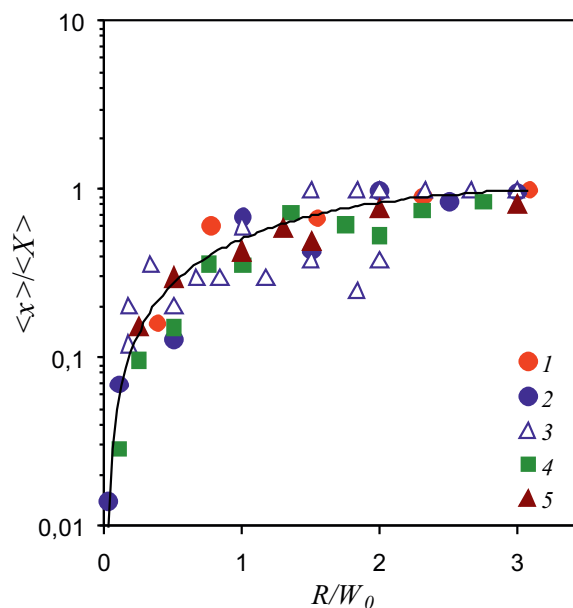
На рис. 7.17 приведены обобщающие данные в безразмерных координатах. Совместно с данными непосредственных наблюдений на рис. 7.17 приведены результаты линеamentного анализа космических снимков. Экспериментальные данные, полученные для широкого диапазона тектонических нарушений (протяженность разломов изменяется от 1–2 км до десятков-сотен километров), хорошо группируются вокруг единой зависимости, которую можно представить в виде

$$\frac{\langle x \rangle}{\langle X \rangle} = 1 - \exp\left\{-m_0 \frac{R}{W_0}\right\}, \quad (7.4)$$

где $\langle X \rangle$ – средний фоновый размер блока для рассматриваемого участка земной коры, m_0 – коэффициент, а W_0 – объявленная на основе геологических данных (современная) ширина разлома [Спивак, 2008].

Обращаясь к рис. 7.17, следует дополнительно отметить, что результаты дешифрирования космических снимков в виде плотности линеamentов также хорошо коррелируют с данными прямого обследования горных массивов.

Рис. 7.17. Средний относительный размер структурного блока в зависимости от расстояния до центральных участков тектонических нарушений II (1) и IV (2) порядков горного массива Монте Сторине, тектонических разломов протяженностью 3–6 км (3) и 1–2 км (4) горного массива Дегелен; 5 – данные, полученные в результате обработки линейментных структур в районе Нелидово-Рязанской шовной зоны; сплошная линия – расчет по зависимости (4)



Приведенные на рис. 7.17 данные натуральных наблюдений свидетельствуют, в частности, о том, что полученная на основе геологической информации ширина разлома не в полной мере соответствует реальному изменению степени нарушенности среды в зоне разлома. Действительно, следовало бы ожидать, что нарушенность среды стремится к фоновой на границе зоны разлома, т.е. при $R = W_0$. Однако, как следует из рис. 7.17, средний размер отдельности «выходит» на фоновые значения $\langle X \rangle$ при $R \sim (2-3)W_0$. Это неудивительно, так как непосредственно к зоне разлома примыкают инфраструктурные зоны [Разломообразование..., 1991] – зоны влияния разлома, которые естественным образом можно рассматривать как переходные (во всех смыслах) к срединным участкам структурных блоков земной коры. С другой стороны, отмеченное несоответствие может быть связано со сложностью формулировки самого определения границ разлома, а также погрешности в процессе инструментального либо визуального установления конкретной величины W_0 .

В любом случае рис. 7.17 демонстрирует необходимость уточнения понятия ширины зоны разлома с использованием геомеханических характеристик тела разлома наряду с геологическими в качестве основных.

Представленные на рис. 7.17 данные позволяют помимо прочего оценивать линейный размер зоны влияния тектонического нарушения, задаваясь его шириной W . Как следует из рисунка, ширина зоны влияния разлома составляет примерно $3W$.

Таким образом, можно констатировать, что особенностью блочно-иерархической структуры земной коры является наличие областей повышенной раздробленности (уменьшенными значениями среднего размера отдельности-блока по сравнению с типичными величинами, характерными для рассматри-

ваемого участка земной коры в целом). Указанные области примыкают к тектоническим нарушениям и характеризуются неоднородным распределением размеров блоков, а именно: по мере приближения к осевой зоне тектонического нарушения средний размер отдельности уменьшается.

С учетом того что характеристики сейсмических сигналов, сопровождающих релаксационные процессы в земной коре, определяются, в частности, линейными размерами активных блоков [Спивак, Кишкина, 2004], помимо концентрации очагов сейсмических событий в окрестности тектонических нарушений, следует ожидать закономерно неоднородного пространственного распределения их отдельных характеристик. Так как каждое структурное нарушение является границей блоков разного порядка (к нему примыкают как мелкие, так и крупные блоки с разной степенью консолидации более мелких), то соотношение между параметрами, описывающими релаксацию среды на разных иерархических уровнях, должно соответствовать распределению блоков по размеру.

7.3. Модель динамического развития разломных зон

Дифференциальные движения крупных структурных блоков земной коры вызывают сдвиг вдоль плоскости разлома, что приводит к интенсивным градиентным деформациям в достаточно узкой зоне и как следствие – к интенсивному механическому воздействию на дробленые горные породы, слагающие тело разлома. Это вызывает, во-первых, увеличение объема пород заполнителя в результате деформирования сдвигом (дилатансия), а во-вторых, их дальнейшее диспергирование.

Для описания поведения разлома при сдвиге будем выделять в разломе три зоны, различающиеся структурой материала и его преобразованием при деформировании. Серединная зона A толщиной $2a_0$ представлена горными породами с практически предельной степенью дробления, состояние которых при сдвиговом деформировании подчиняется условию Кулона. Непосредственно к зоне A с двух сторон примыкает зона B , представленная на начальном этапе горными породами со средним размером отдельности не крупнее $\langle x \rangle_0$, деформирование которых вызывает, во-первых, дополнительное дробление, а во-вторых, дилатансию. Внешняя периферийная зона разлома C расположена между зоной B и горными породами со средним фоновым размером отдельности $\langle X \rangle$, характерным для рассматриваемого участка земной коры. Положение внешних границ разлома определяется средним размером отдельности $\langle x \rangle_0$.

Примем следующую схему деформирования дробленых горных пород, составляющих тело разлома.

В некоторый начальный момент времени при сдвиге берегов разлома деформация локализуется в зоне A . Ширина разлома W определяется мощно-

стью зон A и B . На начальном этапе происходит деформирование тела разлома с интенсивной дилатансией в зоне A , что вызывает увеличение мощности указанного слоя со временем t на величину $2\Delta a(t)$, и, таким образом, мощность зоны составит

$$2a(t) = 2\{a_0 + \Delta a(t)\}.$$

По мере увеличения сдвига бортов разлома скорость дилатансии уменьшается и при достижении критической величины объемной деформации e_* в момент времени t_* дробленый материал в зоне A практически не меняет своего объема при сдвиге [Николаевский, 1996] (при $t = t_*$ мощность зоны достигает максимальной величины $2a_* = 2\{a_0 + \Delta a(t_*)\}$). По мере падения интенсивности сдвига зоны A вклад прилегающего к нему слоя B мощностью $b(t)$ в деформацию тела разлома постепенно увеличивается (здесь принято, что сдвиг разлома симметричен и слои B формируются по обе стороны слоя A)¹. В слое B деформирование отдельностей, составляющих горную массу, носит несогласованный характер (отдельности испытывают дополнительное разрушение с уменьшением среднего размера $\langle x \rangle$) и происходит увеличение объемной деформации дробленой массы в результате дилатансии.

Процессы дилатансии в слоях A и B , а также вовлечение в интенсивный деформационный процесс новых масс дробленых пород, во-первых, за счет дополнительного дробления в зоне B и, во-вторых, за счет перемещения границы с $\langle x \rangle = \langle x \rangle_0$ в зону C приводят к увеличению ширины разлома² W со временем.

В зоне C деформация отдельностей дробленой породы носит на первом этапе согласованный характер [Кочарян, Спивак, 2003]. Деформация среды в этой зоне может быть как обратимой, так и необратимой. По мере дополнительного дробления пород зоны B в зоне C также происходит их дополнительное дробление и средний размер отдельности уменьшается.

Будем полагать, что в каждый момент времени зависимость $\langle x \rangle(R)$ описывается формулой, аналогичной формуле (7.4):

$$\frac{\langle x(t) \rangle}{\langle X \rangle} = 1 - \exp \left\{ -m \frac{R}{W(t)} \right\}, \quad (7.5)$$

где $m \rightarrow m_0$ при $t \rightarrow \infty$; $W = W(t)$ – ширина разлома.

Таким образом, в результате дополнительного дробления и дилатансии происходит увеличение мощности слоя b на величину $\Delta b(t)$ и ширина разлома за весь период дифференциальной подвижки берегов увеличивается и составляет

$$W(t) = a_0 + \Delta a(t_*) + b(t). \quad (7.6)$$

¹ Аналогичным образом слой B вовлекается в интенсивный деформационный процесс и в случае уплотнения слоя A (случай сдвига при высоких средних давлениях [Николаевский, 1996]).

² В случае уплотнения слоя A ширина разлома увеличивается только за счет вовлечения в процесс деформирования новых масс породы и увеличения их объема при диспергации.

Исходная система уравнения включает уравнения состояния деформируемой среды и условия сдвига для пород каждого из рассматриваемых слоев. Примем, что состояние дробленых горных пород описывается предельным условием Кулона:

$$|\tau|_s = \chi + Kp,$$

где τ_s – максимальное касательное напряжение, χ – сцепление, K – коэффициент внутреннего трения и p – среднее всестороннее давление.

Приращение объемной деформации материала при отсутствии изменения объема с увеличением среднего давления запишем в виде [Николаевский, 1996]

$$de = \lambda(\sqrt{I_2})dt,$$

где e – объемная деформация дробленой породы, величина которой при известных ограничениях представима в виде суммы диагональных компонент тензора деформаций ε_{ik} ; λ – скорость дилатансии, I_2 – второй инвариант тензора скоростей деформации v_{ik} .

В случае сухого трения зависимость сдвига произвольного слоя толщиной ε от времени в течение всего процесса деформирования составляет [Dieterich, 1979]

$$\gamma_\varepsilon = \frac{V(t)\tau}{\varepsilon} \ln \left\{ 1 + \frac{t}{\tau} \right\}, \quad (7.7)$$

где $V(t)$ и m – соответственно скорость сдвига берегов и толщина деформируемого слоя дробленых пород, τ – некоторое характерное время, зависящее от величины действующих напряжений и сдвиговой жесткости слоя k_s .

При некоторых упрощающих задачу предположениях¹ зависимость $m(t)$ аппроксимируется функцией

$$m(t) \approx \frac{3\tau}{t} \ln \left\{ 1 + \frac{t}{\tau} \right\}. \quad (7.8)$$

Вид зависимости (7.8) приведен на рис. 7.18. Видно, что m принимает значение 0,8 (см. формулу (7.4)) при $t/\tau \approx 8$. Это означает, что при $\tau \sim 10^{10}$ время преобразования внутренней структуры разлома составляет около 100 тыс. лет, что не противоречит основным представлениям о времени формирования начальной стадии разрывных структур земной коры [Разломообразование..., 1991].

Зависимость (7.5), которая является основой для определения ширины разлома W , приведена на рис. 7.19 для некоторых значений m (напомним, что положение границы разлома определяется средним размером отдельности дробленой породы в теле разлома $\langle x \rangle_0$).

¹ Сейсмогенные подвижки малы по сравнению с общим сдвигом берегов разлома, вследствие чего скорость дифференциальной подвижки берегов разлома V_0 допустимо считать постоянной; степень диспергирования дробленых горных пород обратно пропорциональна размеру отдельности и пропорциональна квадрату скорости сдвиговой деформации; сдвиг по разлому пропорционален его длине [Clarck, Cox, 1996] и т.д.

Зависимость ширины разлома W от амплитуды сдвига его берегов D описывается зависимостью

$$W(t) \approx \psi(t)D(t).$$

В широком диапазоне D можно полагать $\psi(t) \approx \text{const}$. Это соответствует хорошо известному из литературы соотношению $W/D \approx \text{const}$ [Scholz, 1987; Hull, 1988; Clark, Cox, 1996]. Коэффициент Ψ определяется параметрами задачи.

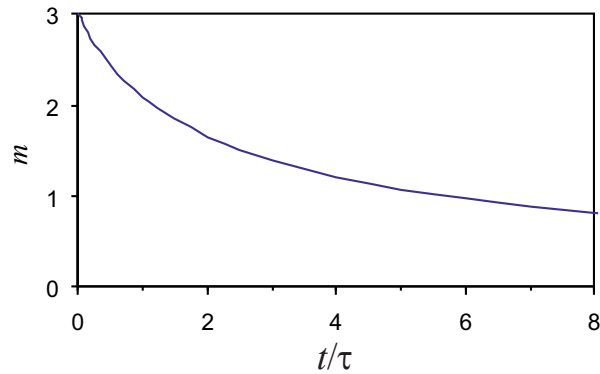


Рис. 7.18. Изменение коэффициента m от приведенного времени преобразования разлома сдвигового типа с катакластическим заполнителем

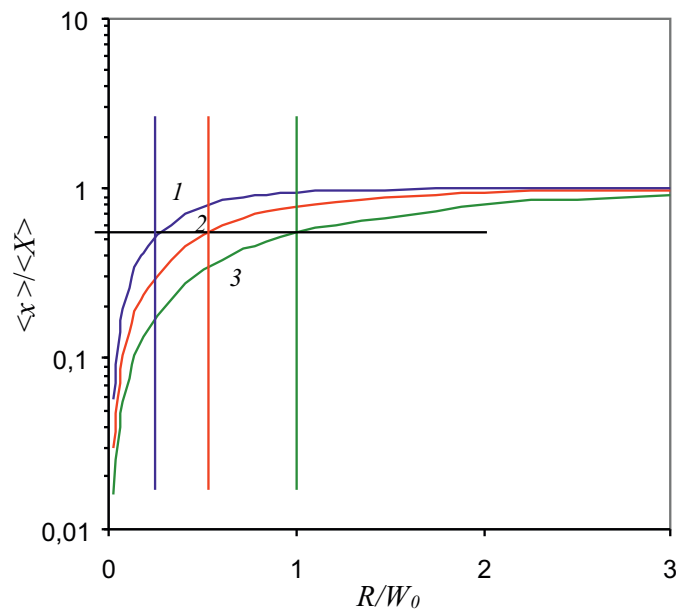


Рис. 7.19. Средний относительный размер структурного блока в зависимости от относительного расстояния до центра разлома (горизонтальная линия – маркеры заданного среднего размера $\langle x \rangle_0$; вертикальные линии – маркеры ширины разлома); значения m : 3 – 1; 1,5 – 2 и 0,8 – 3 (формула (7.4))

Приведенные на рис. 7.19 результаты оценочных расчетов получены при следующих значениях определяющих параметров: $\langle x \rangle_0 = 10^{-3}$ м; $e_* = 0,2$; $V = 10$ мм/год; $\chi = 0,2$; $K = 0,5$; $\lambda = 0,1$; $\tau = 10^{10}$ с; $k_s = 2,4/L$ МПа/мм, где L – длина разлома в км [Адушкин и др., 2006]. Значения других параметров задачи выбирались типичными для горных пород и массивов Восточно-Европейской платформы.

Сравнение результатов расчета и данных наблюдений показывает, что предложенная зональная структура и модель сдвигового деформирования тела разлома применимы для описания изменения ширины разлома при увеличении сдвига D .

В заключение следует отметить, что предложенная модель сдвигового деформирования сложно построенной структуры разлома может быть также использована, когда срединные участки разлома представлены перемежающимися зонами катаклаза и породами разной стадии метаморфизма, в частности слоями пород с высокой механической прочностью. В этом случае высокопрочные слои метаморфизованных горных пород играют роль одной или нескольких зон А.

Рассмотренный подход не учитывает геометрию и внутреннюю структуру реальных разломов, а также сложность протекающих в них механических, геохимических и других процессов. Тем не менее предложенная модель преобразования разлома, по нашему мнению, может рассматриваться как исходный вариант для построения более сложных моделей.

7.4. Разломы как границы между зонами земной коры с разной геодинамикой

Взаимодействие между геосферами Земли осуществляется в основном в результате массо- и энергообмена на границах геосфер. Очевидно, что наличие указанных взаимодействий и их интенсивность выражаются степенью корреляции процессов, протекающих в разных (не обязательно контактирующих) геосферах. Интенсивно межгеосферные взаимодействия протекают также на границе земная кора–атмосфера, где по всем имеющимся данным потоки массы и энергии значительны [Wilson, 1995; Новик, 2001; Резанов, 2002].

Как следует из приведенных выше результатов инструментальных наблюдений, разломные зоны представляют собой особые области, в которых отмечаются повышенные вариации геофизических полей, а следовательно, более интенсивно осуществляется процесс взаимодействия между литосферой и атмосферой. Поскольку формирование разломов земной коры является результатом протекающих в ней деформационных процессов, можно предполагать, что делимость коры происходила с учетом различий в геодинамике различных ее областей. В связи с этим представляет определенный интерес сравнить имеющиеся данные по геодинамике контактирующих структурных блоков, расположенных в сходных условиях, но разграниченных разломными зонами.

Схема участка проводимых исследований с указанием пунктов оперативной регистрации представлена на рис. 1.11. Участок характеризуется невысокой неотектонической активностью. Регистрация геофизических полей выполнялась как в зонах влияния разломов разного порядка, так и на срединных участках структурных блоков. Измерялись поле микросейсмического фона и поле радоновых эманаций (объемная активность радона в подпочвенной атмосфере). Измерения объемной активности подпочвенного радона и характеристик микросейсмических колебаний выполнялись во всех оперативных пунктах регистрации в периоды, характеризующиеся минимальной динамикой лунно-солнечных приливов в изучаемом районе [Спивак и др., 2003; Спивак, Кожухов, 2004] (23–25 мая, 7–8 июня 2003 г.; 27–29 мая, 10–12, 25–26 июня, 8–9 августа 2004 г.), а также в периоды максимальных амплитудных вариаций приливной силы 12–15 июня 2003 г., 1–8 июня 2004 г., 16 июня – 12 августа 2004 г. (пункты 2–6).

Результаты измерений, выполненных в пределах отдельных блоков, свидетельствуют о том, что структурные блоки (*A–E* на рис. 1.3) помимо морфологии и геологии [Иванченко, 2003; Горбунова, 2003] заметно различаются характеристиками геодинамических процессов. Как следует из табл. 7.2, указанные блоки характеризуются разной объемной активностью подпочвенного радона, амплитудой микросейсмических колебаний в диапазоне частот 7–10 Гц (параметры микросейсмического фона в диапазоне частот 0,05–30 Гц для разных блоков практически совпадают), а также интенсивностью микросейсмических колебаний, которая описывается количеством слабых импульсных событий *N* местного происхождения в единицу времени [Спивак, Кишкина, 2004].

Следует отметить, что вариации объемной активности природного радона *R* в подпочвенной атмосфере служат хорошим индикатором изменения напряженно-деформированного состояния земной коры [Войтов, 1998]. Кроме того, любые изменения в структуре среды, проницаемости каналов преимущественной миграции радона, а также сорбционных соотношений в среде приводят к изменению концентрации радона. Таким образом, можно с учетом данных табл. 7.2 полагать, что структурные блоки *A–E* различаются и по этим параметрам.

Таблица 7.2

Объемная активность подпочвенного радона *R*, среднеквадратичная амплитуда микросейсмического фона в диапазоне 0,05–30 Гц (*A*) и в диапазоне 7–10 Гц (*A₁*), количество импульсных микроколебаний релаксационного типа (*N*) по блокам (за период с 1 июня по 12 августа 2004 г.)

Блок II порядка	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>D</i>	<i>E</i>
<i>R</i> , Бк/м ³	600–1000	900–1700	500–800	150–300	100–200
<i>A</i> , мкм/с	0,1–0,3	0,18–0,4	0,12–0,35	0,08–0,25	0,06–0,15
<i>A₁</i> , нм/с	3–6	2,5–4,5	5–12	8–15	12–25
<i>N</i> , 1/ч	10–16	5–12	15–25	18–30	25–40

Таким образом, результаты инструментальных наблюдений действительно свидетельствуют о том, что активные тектонические нарушения играют роль не только межблоковых границ, но также границ областей, различающихся геодинамическим состоянием среды. Более того, такие структурные нарушения земной коры разделяют области с разной интенсивностью геодинамических процессов, а следовательно, – межгеосферных взаимодействий.

7.5. Прецессионные движения блоков земной коры в приразломных зонах

Наряду с геодинамическими явлениями и процессами, протекающими в приповерхностных геосферах, на временные вариации амплитудных и спектральных характеристик геофизических полей в приповерхностной зоне Земли существенное влияние оказывают периодические изменения механических и как следствие электрофизических свойств разломных зон в результате их деформирования при дифференциальных движениях примыкающих к разломам структурных блоков, а также нарушение токовых систем. Наряду с трансляционными и ротационными движениями в земной коре [Латынина и др., 1997; Спивак, 1994; Мирлин, 2006; Хаин, Полетаев, 2007] следует учитывать также короткопериодные¹ колебания блоков, вызванные их прецессией.

Прецессия блоков, вызываемая гравитационным взаимодействием в системе Земля–Луна–Солнце (твердый прилив), в свою очередь, приводит к мультипериодическому деформированию дробленого вещества, заполняющего разломные зоны [Спивак и др., 2009а]. При этом деформация среды в разломной зоне, во-первых, может достигать достаточно высоких значений: 10^{-6} – 10^{-5} , а во-вторых, скорость деформирования на 2–3 порядка превышает скорость деформирования среды в приливной волне [Спивак и др., 2009а]. При указанных интенсивностях деформирования вещества разломных зон под действие приливных сил может происходить не только преобразование внутренней структуры разломной зоны, но также вариации геофизических полей в зонах влияния тектонических нарушений.

Характер блоковых движений земной коры изучался в настоящей работе на примере движения Северного структурного блока Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны (НРШЗ, раздел 1.3). Для определения характеристик движения блока выполнялась синхронная сейсмическая регистрация в широком диапазоне частот и регистрация наклонов земной поверхности, позволяющая выделять угловые смещения и определять основные связи угловых движений со слабыми внешними воздействиями.

Объект исследований, используемая аппаратура. Регистрация наклонов земной поверхности выполнялась в шахте на ГФО «Михнево» на глубине

¹ Прецессионные движения структурных блоков характеризуются полусуточными, суточными, двухнедельными и т.д. периодами [Спивак и др., 2009].

около 20 м от земной поверхности. ГФО «Михнево» расположена примерно в центральной части северного структурного блока, ограниченного с юга мощной глубинной зоной разлома в виде НРШЗ. Рекогносцировочные исследования позволяют считать, что этот крупный блок является независимо деформирующейся структурой и характеризуется линейным размером $L \sim 10 \div 20$ км. Скорость вертикального движения этого блока относительно южного структурного блока составляет 1–2 мм/год [Горбунова, Иванченко, 2004].

Регистрация наклонов земной поверхности выполнялась в течение 2007–2009 гг. с помощью прецизионного наклономерного комплекса, состоящего из маятникового двухкоординатного наклономера НМД-Ш (рис. 7.20), устройства согласования, формирующего сигналы управления, усилителя-контроллера, обеспечивающего сопряжение наклономера с регистратором, в качестве которого использовался компьютер [Кишкина, 2008]. Основные характеристики наклономера НМД-Ш: чувствительность 10^{-4} угл. с, диапазон измерений 30 угл. с. Ориентация датчика позволяла определять абсолютные углы наклона измерительной площадки α в направлениях север-юг (СЮ) и восток-запад (ВЗ). Показания наклономера снимались через каждые 30 мин.



Рис. 7.20. а) наклономер НМД-Ш (1) с устройством согласования (2) и его расположение на постаменте сейсмической станции МНВ ГФО «Михнево» (б)

Сейсмическая регистрация выполнялась с помощью сейсмоприемников STS-2 и программируемых регистраторов «Quanterra» и «RefTek». Характеристики сейсмического канала (диапазон регистрации заключен в интервале от 130 с до 40 Гц) позволяли определять траекторию смещения точки регистрации в пространстве с помощью процедуры усреднения длиннопериодной составляющей микросейсмического фона.

Наклономер и сейсмические датчики располагались на бетонном постаменте приборного сооружения сейсмической станции МНВ ($54,9595^\circ$ N;

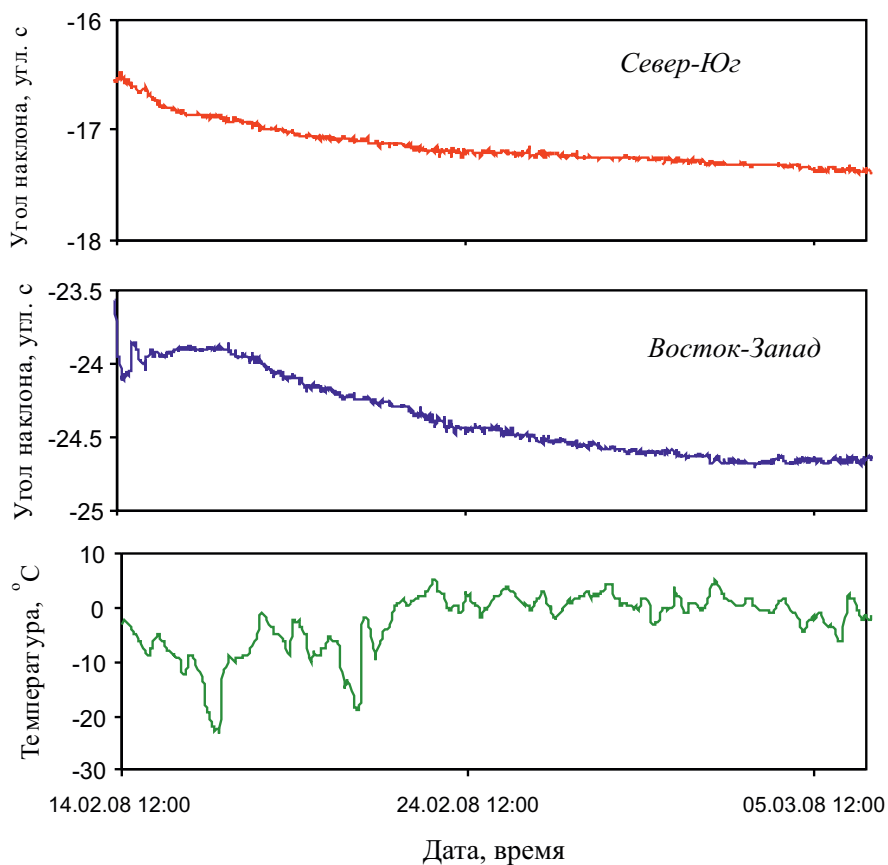


Рис. 7.21. Результаты наклономерных наблюдений в период значительных вариаций температуры воздуха

37,7664° E) на глубине около 20 м от свободной поверхности, что исключало влияние атмосферных температурных вариаций на результаты регистрации (рис. 7.21).

Результаты регистрации свидетельствуют о достаточно значимых по амплитуде изменениях наклонов блока со временем (рис. 7.22). Полученные ряды измерений содержат монотонные вариации наклонов, перемежающиеся участками записей динамических событий, представленных, как правило, землетрясениями.

Для целей детального анализа вариаций наклонов выбирались участки записи, не содержащие реакции наклономера на динамические события. Такие участки обозначены на рис. 7.22 зелеными линиями.

Прецессионное движение блока. Анализ наклономерных наблюдений показал, что помимо трендовой составляющей угловых движений (тренд за период наблюдений составил 14,7 угл. с для восточно-западного направления и 4 угл. с для направления север-юг (рис. 7.22)) наблюдаются хорошо выражен-

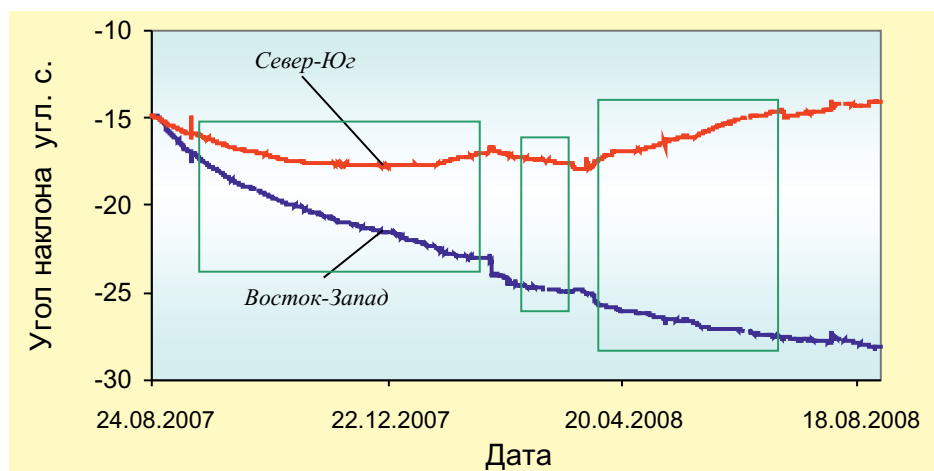


Рис. 7.22. Запись наклонов на постаменте ГФО «Михнево»; зелеными линиями обозначены границы выборки для обработки

ные околосуточные вариации углов наклонов структурного блока. При этом отчетливо выделяются как 24-часовые, так и 12-часовые вариации (рис. 7.24).

Следует отметить, что в результате анализа временных вариаций установлена значимая корреляционная связь вариаций наклонов с изменением приливной силы F (непараметрический коэффициент ранговой корреляции Спирмана за период наблюдений составляет 0,7–0,9 при уровне значимости не хуже 0,995). При этом наряду с суточной периодичностью наблюдается хорошо выраженная двухнедельная периодичность спектральных составляющих вариаций, совпадающая по характеру с двухнедельной цикличностью приливной силы (рис. 7.23). Здесь следует отметить, что в отличие от наклонов в направлении восток-запад (вдоль простирания НРШЗ) максимальная корреляция между величиной приливной силы и наклонами в направлении север-юг (поперек НРШЗ) достигается со средней задержкой ΔT около 4–6 ч (рис. 7.23).

Это полностью соответствует условиям установления равновесного напряженного состояния в структурном блоке при распространении приливной волны по НРШЗ. При условии монолитности структурного блока для установления равновесного напряженного состояния вдоль разломной зоны требуется $L/C \sim 10$ с (C – скорость распространения поперечных волн), а на установление равновесия в поперечном к НРТС направлении требуется гораздо большее время вследствие сложных релаксационных процессов, протекающих в сложно структурированном теле разлома [Родионов, 2004]. При этом величина задержки ΔT определяется свойствами разломной зоны: разуплотнением, параметрами, описывающими деформируемость и ползучесть материала и т.д.

Величина ΔT не постоянна и, как следует из рис. 7.23, изменяется со временем, причем для подавляющего большинства временных интервалов эти изменения носят периодический характер с периодом около 2 нед, что совпадает с двухнедельной периодичностью вариаций приливной силы.

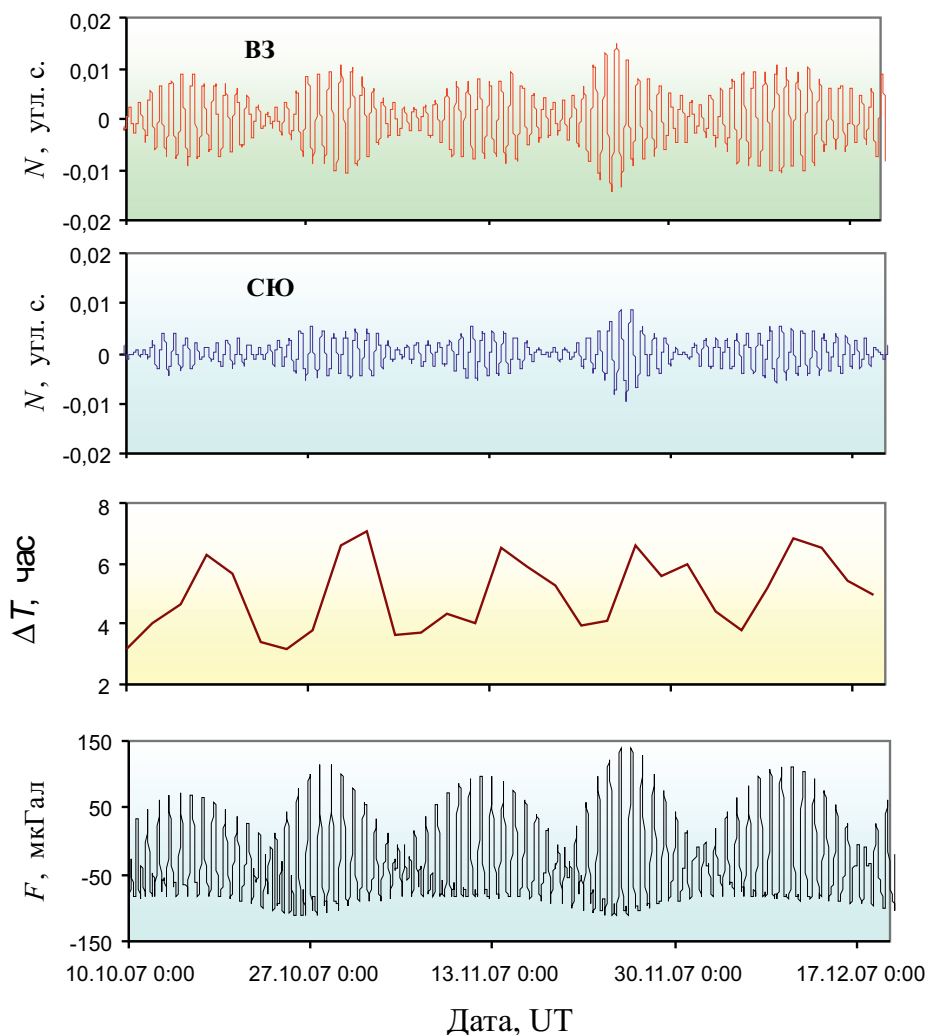


Рис. 7.23. Пример суточной спектральной составляющей вариаций углов наклона структурного блока за вычетом тренда; T – время запаздывания наклона блока в направлении СЮ по отношению к направлению ВЗ; F – вертикальная составляющая приливной силы

Высокая корреляция наклонов блока с величиной приливной силы, а также хорошее совпадение периодичностей и цикличностей вариаций F , α и ΔT (рис. 7.23) позволяет рассматривать приливную деформацию в качестве основной причины угловых движений структурного блока.

Задержка между наклонами верхней грани структурного блока в двух направлениях является причиной сложного неравномерного прецессионного движения блока (угол прецессии постоянно изменяется). В качестве примера на рис. 7.24 приведены выделенные с помощью полосовой фильтрации суточная и полусуточная вариации угла прецессии блока β . Результирующее дви-

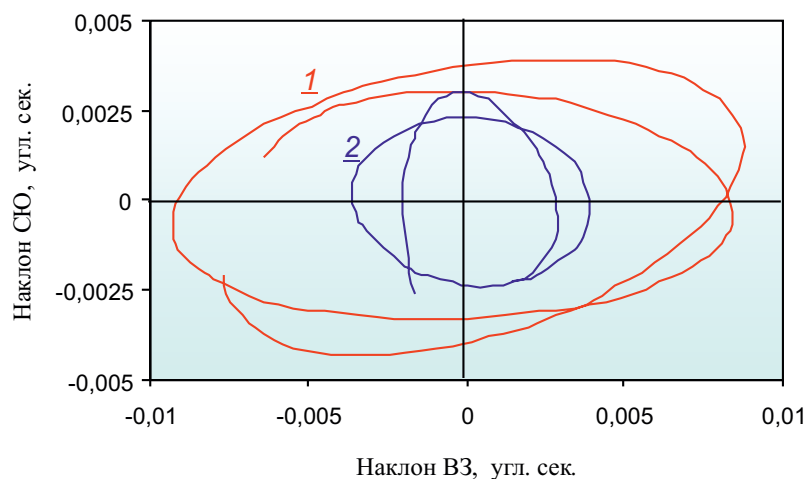


Рис. 7.24. Пример суточных (1) и полусуточных (2) вариаций угла прецессии структурного блока в период 14–15 ноября 2007 г. на ГФО «Михнево»

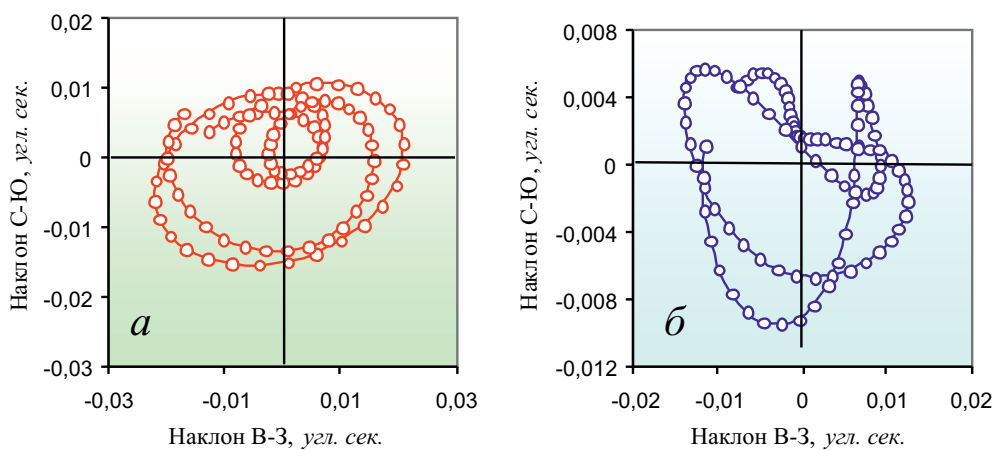


Рис. 7.25. Примеры суточных вариаций угла прецессии с полусуточной нутацией: а – 26–28 октября 2007 г.; б – 14–15 ноября 2007 г.

жение блока, полученное суммированием суточных и полусуточных вариаций угла прецессии, имеет сложный характер, который изменяется со временем (рис. 7.25, а, б).

Апертуру¹ прецессии точки регистрации, расположение которой в первом приближении допустимо приписать поверхности структурного блока

¹ В данном случае под апертурой (величина *a* на рис. 7.27) понимается мгновенное значение радиуса кривой, описывающей движение пункта регистрации, расположенного практически на поверхности структурного блока, относительно точки симметрии.

(рис. 7.26), с известной точностью можно оценить путем вычисления скользящего среднего значения регистрируемого смещения в длиннопериодной области спектра сейсмических колебаний. В качестве примера на рис. 7.27 при-

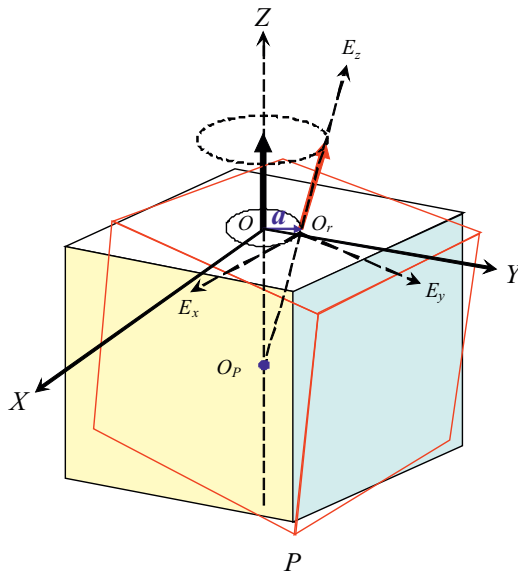


Рис. 7.26. Схема прецессионного движения структурного блока; O_p и a – соответственно центр и апертура прецессии

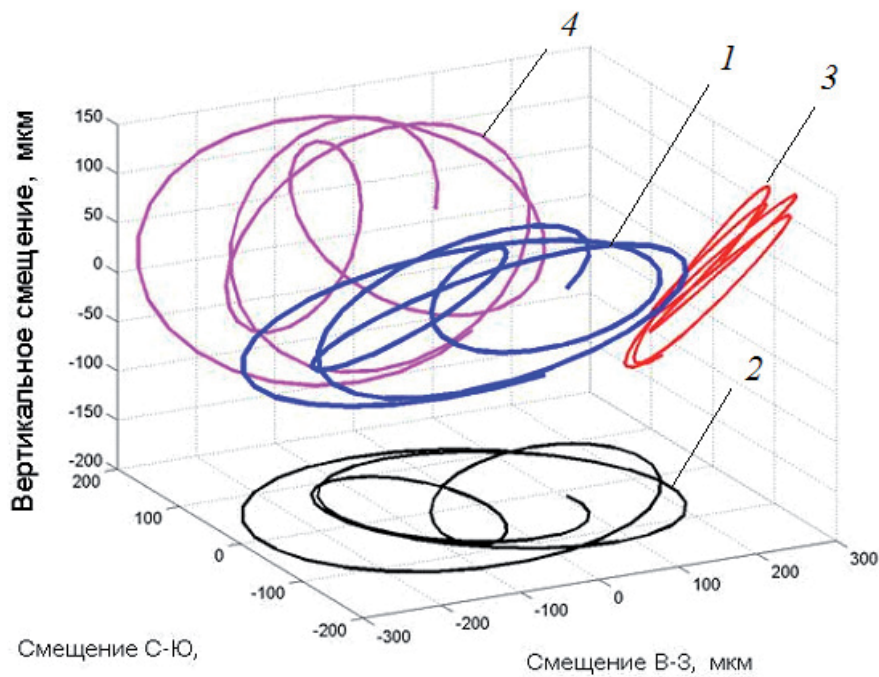


Рис. 7.27. Пример траектории движения точки регистрации наклонов на ГФО «Михнево» (1); 2–4 – траектории соответственно в плоскостях $\{СЮ-ВЗ\}, \{Z-СЮ\}, \{Z-ВЗ\}$

ведена вариация апертуры прецессии a для околосуточной составляющей движения для одного из периодов наблюдений. Представленные траектории движения точки регистрации в разных плоскостях свидетельствуют о достаточно хорошей корреляции вертикального смещения и смещения вдоль направления север-юг.

Одновременно рис. 7.27 демонстрирует временную несогласованность движений вдоль направлений север-юг и восток-запад. Апертура прецессии блока изменяется со временем и составляет 250–500 мкм. Это определяет положение центра прецессии, который располагается в нашем случае на глубине около 1 км.

Следует отметить, что при известных размерах структурного блока и наблюдаемых углах прецессии (0,025–0,05 угл. с) суточные сдвиговые движения могут достигать 1–5 мм/сут, что совпадает по амплитуде с вековыми движениями блока. Однако при этом следует учитывать, что скорость прецессионных движений почти на 3 порядка превышает скорость вековых движений, что определяет существенно большую значимость прецессионных движений для поведения и преобразования вещества-заполнителя разломной зоны.

Таким образом, результаты наклонных наблюдений свидетельствуют о том, что при количественном описании современных движений земной коры и прогнозировании изменений физико-механических характеристик среды в результате ее деформирования в условиях возмущений естественного происхождения необходимо помимо хорошо известных поступательного и ротационного движений учитывать прецессию структурных блоков.

7.6. Жесткость разломных зон земной коры и ее вариации

Одним из наиболее важных параметров, характеризующих геодинамическое состояние разломных зон и, следовательно, земной коры в целом¹, является механическая жесткость, величина которой определяется двумя параметрами: коэффициентами нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости, причем

$$k_n = \frac{d\sigma_n}{dw_n} \text{ и } k_s = \frac{d\tau}{dw_s}, \quad (7.9)$$

где σ_n и τ – соответственно нормальные и сдвиговые эффективные напряжения, действующие на берегах тектонического нарушения; w_n и w_s – соответственно относительное нормальное и сдвиговое перемещение берегов.

Одновременно с этим жесткость различных участков разломных зон в известной мере отражает их современную активность, особенности внутреннего

¹ Деформируемость и другие механические характеристики земной коры в значительной мере определяются характеристиками зон ее ослабления – разломами [Кочарян, Спивак, 2003; Шерман и др., 1991; Wibberly et al., 2008].

строения, отклик земной коры на внешние возмущения естественного и техногенного происхождения, а также интенсивность межгеосферных взаимодействий на границе земная кора–атмосфера [Адушкин и др., 2006; Спивак, 2010; Collettini et al., 2009].

В отличие от других параметров, характеризующих разрывные нарушения земной коры, величины k_n и k_s достаточно достоверно оцениваются на основе анализа нелинейных эффектов при распространении сейсмических волн через разломы [Адушкин и др., 1991; Кочарян, Спивак, 2003; Спивак, 2006б], что делает жесткость удобным параметром при описании изменений внутренней структуры и закономерностей деформирования разломов и, более того, временных вариаций указанных характеристик.

С точки зрения оценки геодинамического состояния земной коры значительный интерес представляет исследование жесткости тектонических структур разного масштаба, а также ее временных вариаций. В качестве объектов исследований рассмотрим тектонические структуры центральной части Восточно-Европейской платформы. В пределах Московской синеклизы исследовалась Нелидово-Рязанская шовная зона (НРШЗ), представленная основным разломом I порядка общей протяженностью около 450 км и опирающимися разломами II порядка протяженностью 10–20 км и III порядка протяженностью 3–6 км [Горбунова и др., 2002; Иванченко, 2005; Спивак и др., 2003б] (рис. 7.28).

В пределах Воронежского кристаллического массива в качестве объектов исследований были выбраны тектонические нарушения территории Ново-Воронежской АЭС (НВАЭС), представленные разломными зонами разной протяженности [Спивак и др., 1999].

В другом случае исследовалась система региональных разломов протяженностью 100–120 км (Шаганский, Чинраузский), 300–350 км (Калба-Чин-

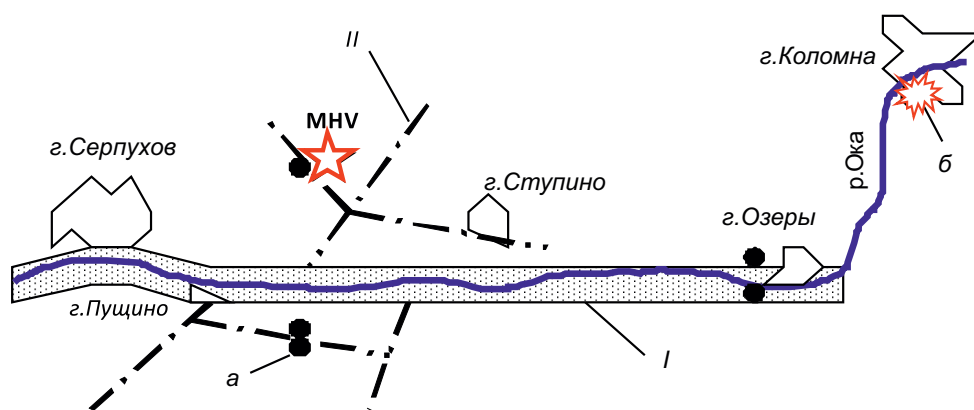


Рис. 7.28. Схема расположения тектонических структур и пунктов сейсмической регистрации в районе Нелидово-Рязанской шовной зоны; I и II – тектонические нарушения соответственно I и II порядка; а – сейсмические пункты; б – Щуровский карьер; звездочка – геофизическая обсерватория «Михнево» ИДГ РАН

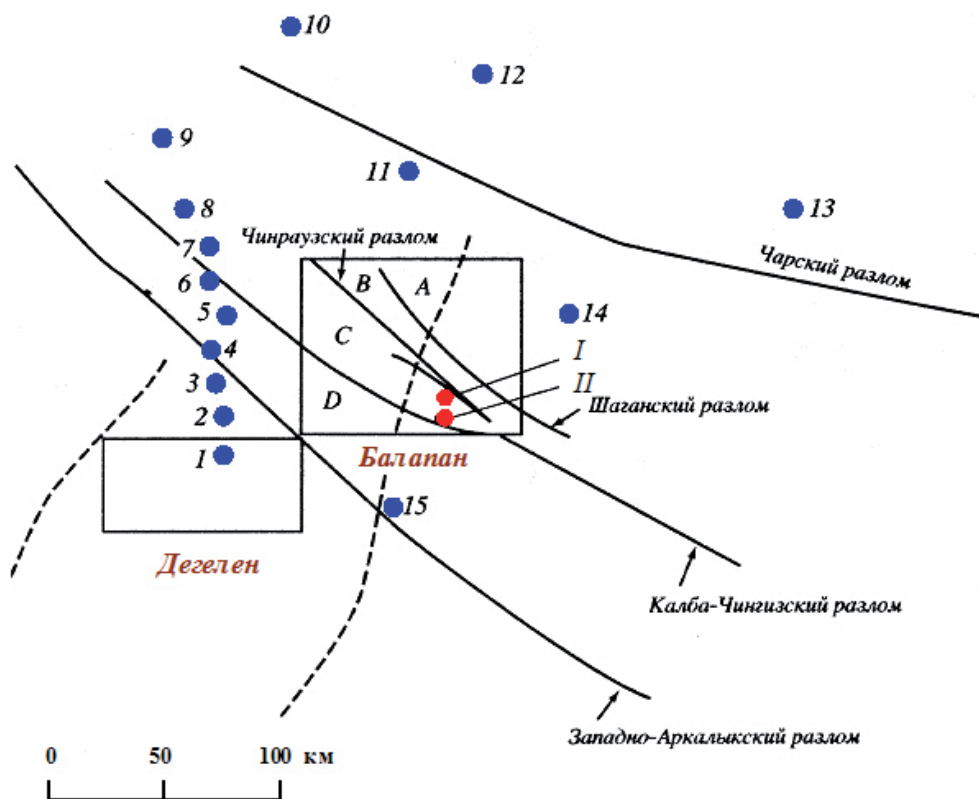


Рис. 7.29. Схема разломов и расположение постоянных пунктов сейсмической регистрации на территории Семипалатинского испытательного полигона (Казахстан): 1–14 – постоянные сейсмические пункты (оперативные пункты располагались в зонах А–D площадки Балапан); I и II – примеры расположения очагов подземных взрывов

гизский, Западно-Аркалыкский, Чарский) [Адушкин и др., 1995; Адушкин, Спивак, 2007] и система локальных разломных зон V и VI иерархических рангов согласно классификации СНиП 2.02.02-85 [СНиП, 1988] протяженностью 30–600 м, пересекающих подземные выработки горного массива Дегелен (Дегеленский магматогенный узел Центральночингизской зоны) на глубинах 100–200 м [Адушкин и др., 1991; Кочарян, Спивак, 2002; Спивак, 1999; Спунгин, 2001] (рис. 7.29).

Сейсмический метод определения жесткости разломных зон. Среди прямых и косвенных методов определения жесткости среды [Лыков, Мострюков, 2008; Шерман и др., 1991] наиболее удобным для практического использования представляется сейсмический метод [Адушкин и др., 1991; Кочарян, Спивак, 2003].

В основе определения коэффициентов жесткости разломных зон с помощью сейсмического метода лежит анализ нелинейных эффектов при распространении сейсмических волн через разломы. Пониженные прочностные

характеристики разломных зон, а также повышенная сжимаемость, особенности структуры и деформирования материала-заполнителя, представленного в большинстве случаев дробленой горной породой, перемежающейся с глинистыми включениями, определяют заметные, практически скачкообразные изменения амплитудных и спектральных характеристик сейсмических волн разного типа при их распространении через зоны нарушений земной коры – разломные зоны [Адушкин и др., 1991; Кочарян, Спивак, 2003]. При этом изменение параметров сейсмических волн напрямую определяется механическими свойствами разломов.

Действительно, рассмотрим распространение через разлом импульса вида

$$v_0 = a(x)te^{-\beta x} \sin(\omega t), \quad (7.10)$$

где x – координата, нормальная к плоскости разлома.

Для оценок воспользуемся наиболее предпочтительной для описания материала-заполнителя разлома моделью линейной вязкоупругости – телом Бюргера [Гудман, 1987; Afroiz, Harvey, 1974]:

$$p + T_3 \frac{\partial p}{\partial t} = -K \left(\varepsilon_{ii} + T_4 \frac{\partial \varepsilon_{ii}}{\partial t} \right),$$

$$\sigma_{ik} + T_1 \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t} = 2\mu \left(\sigma_{ik} + T_2 \frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial t} \right),$$

где σ_{ik} и ε_{ik} – соответственно тензор напряжений и деформаций; $p = -1/3 \sigma_{ii}$; $K = \lambda + 2/3 \mu$ – модуль всестороннего сжатия; λ и μ – постоянные Ламе; T_3 – время релаксации напряжений сжатия при постоянной объемной деформации; T_4 – время релаксации деформации объема при постоянном давлении p ; T_1 – время релаксации напряжений при постоянной деформации; T_2 – время релаксации сдвиговой деформации при постоянном сдвиговом напряжении.

Соответствующий телу Бюргера коэффициент затухания имеет вид¹

$$\alpha(\omega) = \frac{\omega}{V_0} \left\{ \frac{\sqrt{(1 + \omega^2 m^2 T^2) \left\{ 1 + \frac{\omega^2 T^2}{m^2} \right\}} - (1 + \omega^2 T^2)}{2(1 + \omega^2 m^2 T^2)} \right\}^{1/2},$$

где $V_0 = \sqrt{\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\rho(\lambda + \mu)}}$; $T = \sqrt{T_1 T_2}$; $m = \sqrt{T_1/T_2}$.

Функция $F_p = \exp\{-\alpha(\omega)b\}$ определяет поглощение сейсмической волны (7.10) при ее распространении через разломную зону шириной b . В качестве примера на рис. 7.30 приведен конкретный вид функции F_p для разлома высокого порядка ($b = 0,5$ м).

¹ В дальнейшем для определенности будем рассматривать более простой случай поперечных волн, когда процесс описывается двумя параметрами: T_1 и T_2 .

Рис. 7.30. Вид функции поглощения для разломной зоны высокого порядка при $b = 100$ м; $\rho = 2000$ кг/м³; $\mu = 2 \cdot 10^9$ Па; $\lambda = 10^{10}$ Па; 1 – $T = 3 \cdot 10^{-5}$; $m = 0,3$; 2 – $T = 4,3 \cdot 10^{-5}$; $m = 1,7$; 3 – $T = 7 \cdot 10^{-5}$; $m = 0,14$; 4 – $T = 1,4 \cdot 10^{-5}$; $m = 0,7$

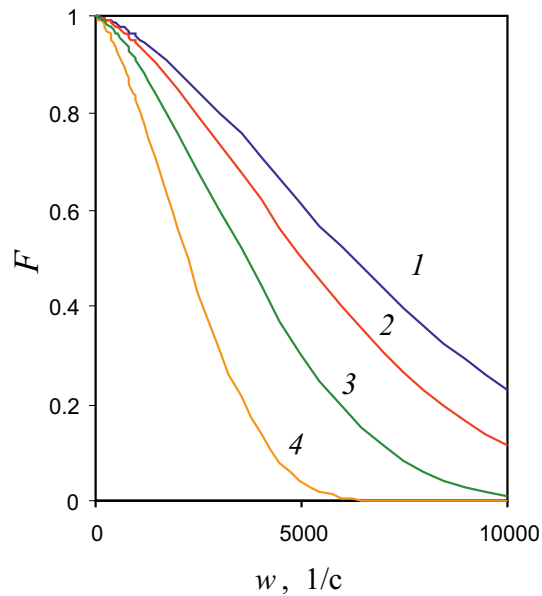
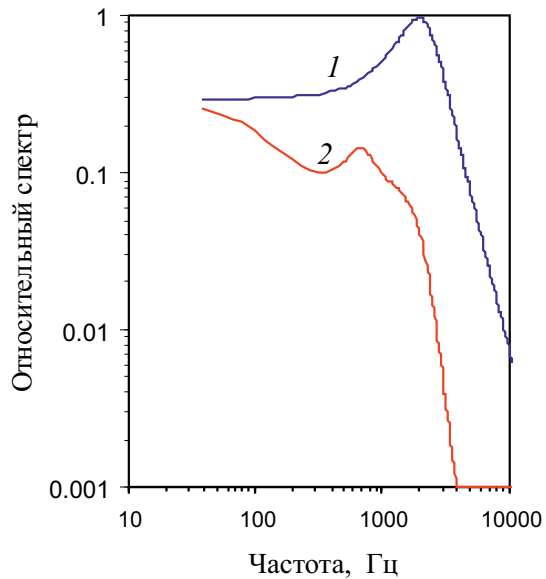


Рис. 7.31. Спектры сейсмического сигнала до (1) и после (2) распространения через разрывное нарушение; расчет при $\beta = 0,5$; $b = 0,5$ м; $T_1 = 10^{-5}$; $T_2 = 10^{-4}$ с; $\omega/2\pi = 2000$ 1/с



Решая уравнение движения среды в одномерном случае (в предположении упругого поведения среды, вмещающей разлом), получаем с учетом отражений на обеих границах среда/разлом соотношения для определения формы и спектрального состава волны после ее распространения через зону разлома [Адушкин и др., 1991; Каазик и др., 2006]. В качестве иллюстрации на рис. 7.31 приведены результаты расчета в виде амплитудного спектра сигнала (7.10), представляющего поперечную волну до и после прохождения структурного

нарушения. Видно, что наличие разлома на пути распространения сейсмического сигнала приводит, во-первых, к падению его амплитуды, во-вторых, к существенному изменению спектрального состава (структурное нарушение в данном случае выступает в роли фильтра низких частот [Адушкин и др., 1991]).

С использованием рассмотренного подхода реальное тектоническое нарушение характеризуется параметрами T_1 – T_4 , которые определяются по результатам регистрации сейсмической волны до и после ее распространения через разлом. Это позволяет определять механические характеристики зоны тектонического разлома по изменению параметров сейсмического сигнала при его распространении через разлом, однако является недостаточно удобным для практической реализации в связи со сложностью расчета традиционно используемых в геомеханике коэффициентов жесткости k_n и k_s по параметрам T_1 – T_4 . По этой причине в настоящей работе для оценок k_n и k_s использовался другой подход, основанный на привлечении интегральных характеристик изменения амплитуды сейсмической волны при ее распространении через разломную зону [Кочарян, Спивак, 2003].

В этом случае при нормальном падении продольной (либо поперечной) волны на тектоническое нарушение величина нормальной k_n (соответственно сдвиговой k_s) жесткости тектонического нарушения определяется по зависимостям

$$k_n = \frac{\pi \rho C_p}{T_p \sqrt{K_0^2 - 1}}; k_s = \frac{\pi \rho C_s}{T_s \sqrt{K_0^2 - 1}}, \quad (7.11)$$

где ρ , C_p и C_s – соответственно плотность среды, скорость распространения продольных и поперечных волн; T_p и T_s – периоды соответствующих волн; K_0 – отношение максимальных амплитуд скоростей смещения в сейсмической волне до и после нарушения.

Измеряя скорости распространения сейсмических волн в среде и задаваясь ее плотностью, легко оценить с помощью соотношений (7.11) значения параметров k_n и k_s , если известны амплитуды падающей на разлом и прошедшей волны.

Измерение сейсмических сигналов, распространяющихся через тектонические структуры Нелидово-Рязанской шовной зоны (Приокский участок), выполнялось в течение 2003–2005 гг. [Адушкин и др., 2006; Спивак, 2006] в трехкомпонентных оперативных пунктах сейсмической регистрации, расположенных на разных берегах исследуемых разрывных нарушений (рис. 7.28).

Как и в случае исследования разломных зон территории НВАЭС [Спивак и др., 1999], анализировались сейсмические волны, вызванные массовыми взрывами на ближайших карьерах (Воскресенский, Щуровский [Адушкин и др., 2006]), а также местные импульсные колебания релаксационного типа [Спивак, Кишкина, 2004] (частотный диапазон сейсмических сигналов составил 1–10 Гц). В последнем случае анализировались сигналы с максимальной амплитудой, причем выбирались сигналы, распространяющиеся практически нормально к тектоническим нарушениям, что обеспечивало достаточную точ-

ность оценки жесткости структуры при использовании нормальных к нарушению компонент продольных и поперечных колебаний [Кочарян, Спивак, 2003].

При изучении жесткости разломов горных массивов Семипалатинского испытательного полигона использовались результаты регистрации сейсмических эффектов подземных ядерных взрывов, проведенных на площадках Балапан и Дегелен (рис. 7.29) в период 1973–1987 гг. [Адушкин и др., 1993; 1995; Кочарян и др., 2011]. При этом анализировались данные постоянных и оперативных сейсмических станций, расположенных на противоположных берегах разломных зон.

Жесткость разломов более высокого порядка протяженностью 30–60, 100–200 и 300–600 м определялась на основе сейсмопрофилирования на малых базах стенок подземных выработок, пройденных в горном массиве Дегелен [Адушкин и др., 1991; Кочарян, Спивак, 2003]. При этом возбуждение сейсмического сигнала производилось ударным способом на разных расстояниях от разлома (частотный диапазон сейсмических сигналов составляет 500–2000 Гц).

Следует отметить, что использованный в настоящей работе сейсмический метод оценки жесткости разломных зон хорошо зарекомендовал себя при определении коэффициента нормальной жесткости k_n . Сложности с определением коэффициента сдвиговой жесткости k_s связаны с тем, что в ряде случаев амплитуда поперечной сейсмической волны не уменьшается, а напротив, имеет тенденцию к увеличению при распространении через разломную зону. Это явление хорошо известно [Абалкин и др., 1993] и связано с частичным сбросом запасенной в среде тектонической энергии, когда сейсмическое воздействие выступает в роли триггера дополнительных дифференциальных подвижек берегов разлома. По этой причине в настоящей работе не удалось оценить сдвиговую жесткость разломных зон Семипалатинского испытательного полигона, горные массивы которого характеризуются достаточно высокими тектоническими напряжениями.

Оценка жесткости разломных зон. Результаты анализа полученных в настоящей работе экспериментальных данных представлены на рис. 7.32 и 7.33 соответственно в виде коэффициентов нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости тектонических структур разной протяженности¹. Полученные зависимости с достаточной для практических оценок точностью описываются соотношениями

$$k_n = 1,13/L^{1,14} \text{ МПа при } L < 1 \text{ км}, \quad (7.12)$$

$$k_n = 2,48/L^{0,51} \text{ МПа, при } L > 1 \text{ км}, \quad (7.13)$$

$$k_s = 0,35/L^{0,35} \text{ МПа}, \quad (7.14)$$

где L – протяженность разломной зоны в км.

¹ Следует отметить, что коэффициенты как нормальной, так и сдвиговой жесткости тектонических нарушений, определенные по сейсмозрывным волнам, в целом на 10–15% ниже значений, определенных с использованием импульсных колебаний релаксационного типа. Это закономерно и не противоречит ранее установленной тенденции снижения жесткости разломов с ростом амплитуды динамической деформации [Кочарян, Спивак, 2003].

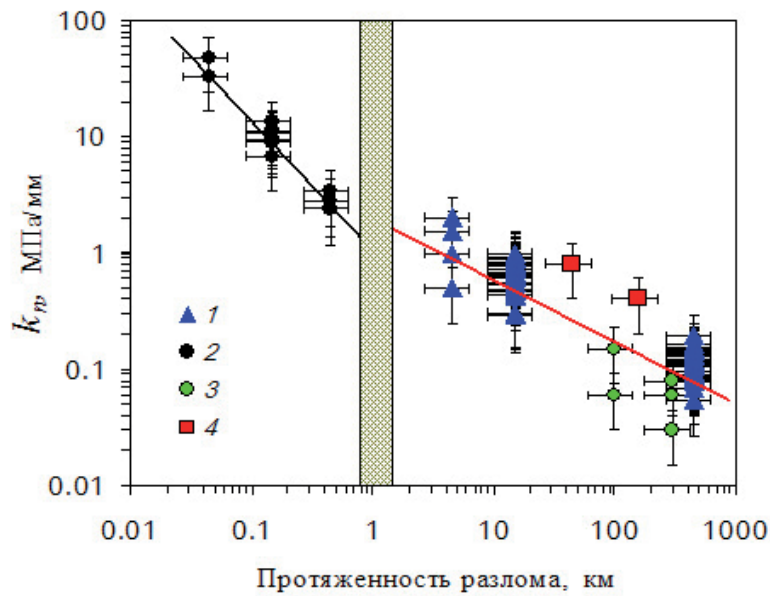


Рис. 7.32. Коэффициент нормальной жесткости разломных зон в зависимости от их протяженности L ; тектонические структуры: 1 – Московской синеклизы, 2 – горного массива Дегелен, 3 – территории Семипалатинского испытательного полигона, 4 – Воронежского кристаллического массива; линии – расчет по формулам (7.12) и (7.13); вертикальные черточки – среднеквадратические отклонения; горизонтальные черточки – интервал неопределенности установления протяженности разломных зон

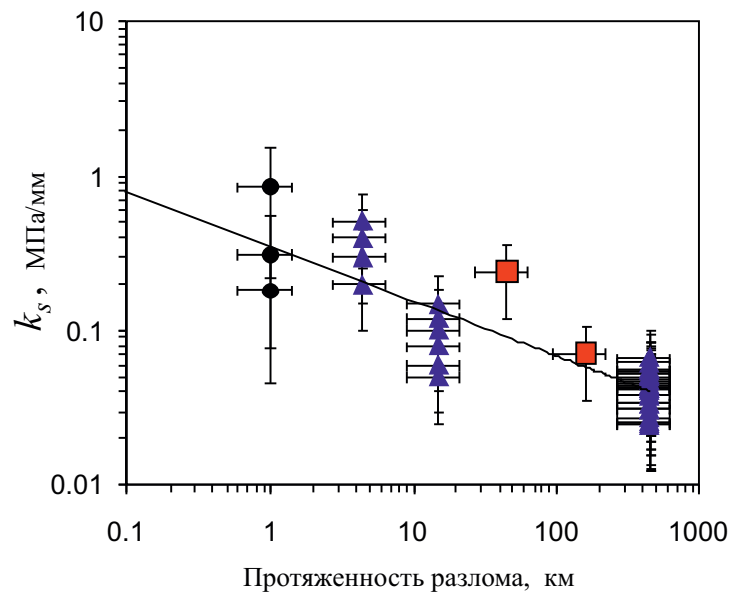


Рис. 7.33. Коэффициент сдвиговой жесткости разломных зон в зависимости от L (обозначения см. рис. 7.32)

Следует отметить, что полученные значения k_n , во-первых, согласуются с известными данными [Кочарян, Спивак, 2003; Ребецкий, 2007; Семинский, 2003; Шерман и др., 1991], а во-вторых, соответствуют представлениям об увеличении жесткости тектонических структур с повышением их ранга.

Наблюдаемое на рис. 7.32 отличие в законах изменения коэффициента продольной жесткости разломных зон от их протяженности L можно связать с разной структурой зон нарушенности земной коры разного масштаба. Например, известно [Lunn, 2008], что протяженные разломы с длиной, превышающей примерно 1 км, характеризуются наличием выраженных оперяющих структур (разломов более высокого порядка), причем с увеличением длины разлома оперяющие разломы выражены в большей степени. Это приводит к тому, что механика поведения протяженных разломов определяется фактически кооперативным поведением системы разломных зон – основного разлома и оперяющих.

Таблица 7.3

Средние значения коэффициентов нормальной k_n и сдвиговой k_s жесткости разломных зон

Район исследований	Тектоническая структура	L , Км	k_n , МПа/мм	k_s , МПа/мм	k_s/k_n	G , МПа	ν	b , м
Московская синеклиза	Приокский участок Нелидово-Рязанской шовной зоны (разломы I–III порядка)	300–600	0,12	0,043	0,36	$(1,28 \div 1,8) \cdot 10^3$	0,22	10–15
		10–20	0,67	0,09	0,13	$(1,34 \div 2,0) \cdot 10^3$	0,42	2–3
		3–6	1,25	0,35	0,28	$(1,25 \div 1,8) \cdot 10^3$	~0,3	1–1,5
Воронежский кристаллический массив	Разломные зоны территории НВАЭС	100–200	~0,4	~0,24	~0,6	–	–	–
		30–60	~0,8	~0,4	~0,5	–	–	–
Казахстан	Калба-Чингизский разлом Западно-Аркалыкский разлом Чарский разлом	300–350	~0,03	–	–	–	–	–
		–«–	~0,08	–	–	–	–	–
		–«–	~0,06	–	–	–	–	–
	Шаганский разлом Чинраузский разлом	100–120	0,15	–	–	–	–	–
		100–140	0,06	–	–	–	–	–
	Разломы IV–VI порядка горного массива Дегелен	0,3–0,6	~40,2	–	–	–	–	–
0,1–0,2		~10	–	–	–	–	–	
	0,03–0,06	2,9	–	–	–	–	–	

В табл. 7.3 приведены средние по всем измерениям значения коэффициентов жесткости тектонических структур. Данные табл. 7.3 позволяют определять некоторые механические характеристики материала, заполняющего разломную зону, например коэффициент Пуассона ν и модуль деформации

Г. Простейшие оценки можно сделать, привлекая соотношение классической упругости

$$\frac{k_s}{k_n} = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)} \quad (7.15)$$

и приближенное соотношение для G

$$G \sim k_n b. \quad (7.16)$$

Полученные в результате оценок с использованием соотношений (7.15) и (7.16) значения параметров ν и G представлены в табл. 7.3.

Анализируя значения параметра ν , можно сделать некоторые выводы о свойствах материала-заполнителя магистрального разрыва. Например, значение $\nu = 0,42$ соответствует величине, характерной для глинистых и водонасыщенных грунтов. Следовательно, магистральный разрыв оперяющих структур II порядка относительно НРШЗ с большой вероятностью представлен глинистым заполнителем и частично водонасыщенной мягкой породой. Для разломов III порядка относительно НРШЗ величина ν составляет около 0,3. Это свидетельствует о том, что указанные структуры представлены трещинами с песчано-дресвяным заполнителем. Основной разлом с $\nu = 0,22$ представлен, по всей видимости, в целом раздробленными горными породами с глинистыми включениями или прослойками.

Эффективную ширину разломной зоны b (ширину области с пониженной относительно окружающей среды жесткостью), входящую в соотношение (7.16), можно оценить, представляя структуру тектонического нарушения в виде магистрального разрыва, заполненного слабым материалом, и системы оперяющих трещин с существенно более высокой жесткостью. В этом случае допустимо использовать соотношение [Кочарян, Спивак, 2003]

$$b = \frac{\rho_1 C_{p1}}{k_n}, \quad (7.17)$$

где ρ_1 и C_{p1} – соответственно плотность и скорость продольных волн в материале-заполнителе магистрального разрыва. Величина b , полученная на основе оценок с помощью (7.17), также представлена в табл. 7.3.

Временные вариации жесткости разломных зон. Разломные зоны, представленные более слабым по сравнению с окружающими горными породами материалом, отличаются повышенным деформированием и, следовательно, более интенсивным преобразованием вещества, в том числе в результате внешних воздействий. При этом преобразование вещества может происходить как необратимо, и тогда наблюдаются изменения в структуре, механических характеристиках (например, необратимо изменяется коэффициент трения, формируются ротационные структуры и т.д.), так и квазиобратимо, когда изменения в структуре и характере поведения вещества не столь сильны и допускают восстановление его первоначальных интегральных характеристик после снятия внешних воздействий [Кочарян, Спивак, 2003; Соболев, 1993; Спивак, 2008; Astrom et al., 2000; Beeler et al., 1996; Sleep, 1995; Wibberly et al., 2008].

Анализ данных, полученных в настоящей работе, свидетельствует, в частности, об изменениях коэффициентов жесткости разломных зон со временем. Эти изменения носят периодический характер¹. Именно наличием временных вариаций можно объяснить достаточно большой разброс полученных значений коэффициентов жесткости на рис. 7.32 и 7.33.

Параметры жесткости k_n и k_s для наиболее детально исследованных тектонических структур НРШЗ представлены на рис. 7.34. Приведенные данные демонстрируют хорошо выраженные временные вариации жесткости разломных зон. Основные периоды вариаций жесткости, как следует из рис. 7.34, составляют около 13–15 сут, 27–32 сут и около 1 года.

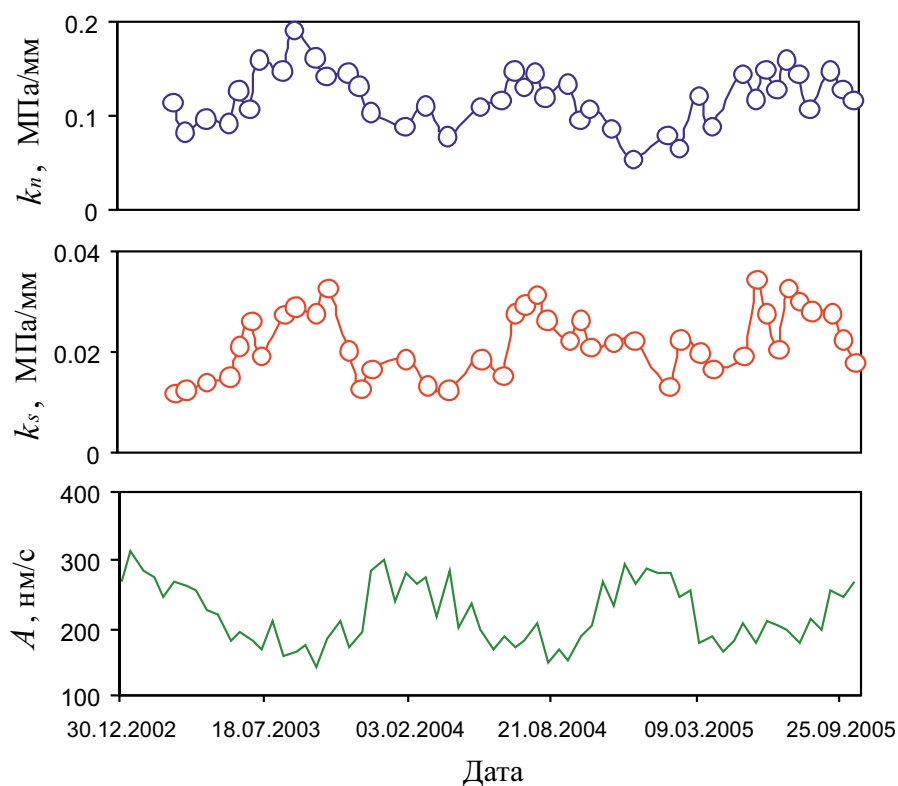


Рис. 7.34. Временные вариации коэффициентов жесткости k_n и k_s Приокского участка НРШЗ и среднеквадратической амплитуды микросейсмического фона A

Как и в случае геофизических полей [Спивак, 2010], двухнедельные и околomesячные вариации жесткости разломных зон, по всей видимости, свя-

¹ Период времени инструментальных наблюдений следует считать недостаточно продолжительным для достоверного выделения необратимых составляющих в вариациях исследуемых параметров.

заны с соответствующими вариациями приливной силы [Авсюк, 1996] (для сопоставления с вариациями жесткости значения вертикальной составляющей приливной силы F также представлены на рис. 7.34). В данном случае представляется естественным предполагать, что вызываемое приливной деформацией преобразование вещества разломных зон (что подтверждается, в частности, согласованными с воздействием прилива периодическими изменениями проницаемости разломов [Спивак, Шувалов, 2008]) приводит также к изменениям механических характеристик разломов, в частности тех, которые определяют их жесткость.

Причина сезонных вариаций жесткости в настоящее время остается неясной. Это может быть связано как с длиннопериодными волнами деформации земной коры [Атлас..., 2002; Рудаков, 2009; Wilson, 1995], так и с влиянием на вещество разломных зон микросейсмического поля, среднеквадратическая амплитуда которого характеризуется годовой периодичностью¹. Здесь уместно отметить значимую корреляцию между коэффициентами нормальной и сдвиговой жесткости тектонических структур с амплитудными вариациями длиннопериодной [Спивак и др., 2004] составляющей микросейсмического фона (рис. 7.34). В табл. 7.4 приведены коэффициенты ранговой корреляции Спирмена K_{ns} и K_{ss} между амплитудой микросейсмического фона в диапазоне 0,1–2 Гц и величинами соответственно нормальной и сдвиговой жесткости тектонических структур (значимость во всех случаях составляет не менее 0,95).

Таблица 7.4

Коэффициенты ранговой корреляции Спирмена K_{ns} , K_{nA} , K_{sA} соответственно между коэффициентами k_n и k_s , между амплитудой микросейсмического фона в диапазоне 0,1–2 Гц и коэффициентами нормальной и сдвиговой жесткости

Параметры	Приокский участок Нелидово-Рязанской шовной зоны	
	I порядок	II порядок
K_{ns}	0,57	–
K_{nA}	–0,52	–0,57
K_{sA}	–0,43	–

Изменение жесткости разломов при сейсмозрывных воздействиях. С практической точки зрения определенный интерес представляет рассмотрение влияния сильных воздействий техногенного происхождения на изменение механических свойств разломных зон – жесткости, в частности.

¹ Установленную ниже значимую корреляцию между величиной жесткости разломных зон и амплитудой микросейсмических колебаний не следует безоговорочно рассматривать в качестве доказательства прямого влияния микровибраций на жесткость. Не исключено, что согласованные вариации фоновых колебаний и жесткости являются следствием влияния других факторов.

Для определения влияния сейсмического воздействия на жесткость тектонических структур в настоящей работе определялись коэффициенты нормальной жесткости разрывных нарушений горного массива Дегелен до и после проведения крупномасштабных взрывов [Адушкин, Спивак, 2007]. Использовалась методика сеймопрофилирования подземных выработок на малых базах [Кочарян, Спивак, 2003].

Обработка первичного материала и полученные данные свидетельствуют о том, что сейсмическое воздействие заметно уменьшает жесткость разломных зон. При этом абсолютная величина указанного изменения зависит от свойств конкретного разлома, его ранга (протяженность, характерная ширина), состава заполнителя и т.д., и соответственно от амплитуды сейсмического сигнала v . По этой причине в настоящей работе в качестве параметра, обобщенно характеризующего изменение жесткости, анализировалась относительная характеристика изменения коэффициента жесткости в виде

$$B = \frac{\Delta k}{k_{n0}} = \frac{k_{n0} - k_{nR}}{k_{n0}}, \quad (7.18)$$

где k_{n0} и k_{nR} – коэффициенты нормальной жесткости разломов соответственно до и после сейсмозрывного воздействия.

Результаты оценок в виде коэффициентов k_{n0} и k_{nR} представлены в табл. 7.5. Там же приведены значения параметра B .

Данные табл. 7.5 свидетельствуют о том, что относительное изменение жесткости разломных зон в результате сейсмозрывного воздействия может достигать 40–50%. Для наглядности на рис. 7.35 представлены результаты оценок величины B .

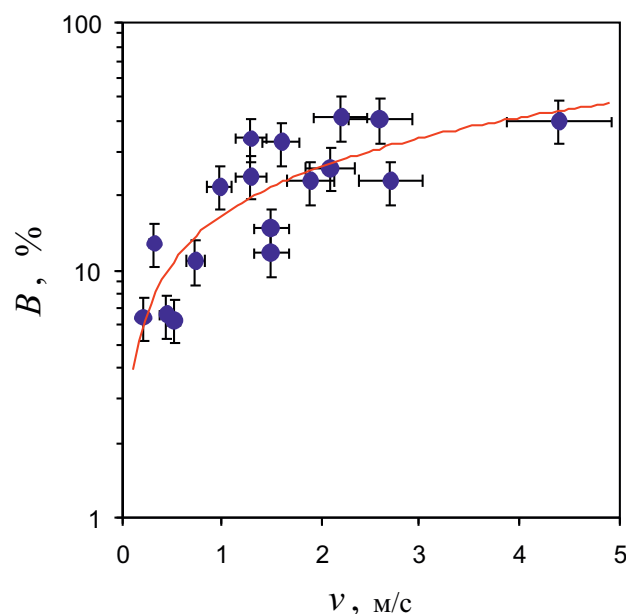


Рис. 7.35. Изменение нормальной жесткости разломов разного ранга в результате сейсмозрывного воздействия с амплитудой v

Более детальный анализ показывает, что величина изменения жесткости разломов определяется как амплитудой воздействия, так и рангом разлома. Об этом свидетельствуют данные табл. 7.6, в которой приведены средние относительные изменения коэффициента нормальной жесткости $\langle \Delta k/k_{n0} \rangle$. Действительно, при сходных амплитудах внешнего воздействия в большей степени изменяется жесткость разломов более низкого ранга, которые характеризуются большей протяженностью, большей шириной и более слабым веществом-заполнителем [Кочарян, Спивак, 2007]. Естественно, что увеличение амплитуды воздействия приводит к усилению его последствий: эффект уменьшения жесткости становится выше.

Таблица 7.5

Изменение коэффициента нормальной жесткости разломов в результате сейсмозрывного воздействия

Показатель	Эксперимент										
	Штольня К-85		Штольня 704				Штольня 169/1				
L , м	300–600	100–200	100–200	100–200	100–200	100–200	100–200	30–60	30–60	300–600	300–600
v , м/с	2,6	4,4	2,7	2,2	1,5	1,3	1,3	1,5	1,6	1,9	2,1
k_{n0} , МПа/мм	2,8	9,5	6,7	13,4	8,95	10,55	11,3	47,9	32,5	2,35	3,4
k_{nR} , МПа/мм	1,66	5,65	5,15	6,7	7,8	6,6	8,0	44,5	21,5	1,8	2,5
$\Delta k/k_{n0}$, %	41	40	23	50	13	37	29	7	33	23	26

Таблица 7.6

Изменение среднего относительного значения коэффициента нормальной жесткости $\langle \Delta k/k_{n0} \rangle$ разломов разного ранга в результате сейсмозрывного воздействия разной амплитуды

Параметр	Протяженность тектонического нарушения, м			
	30–60	100–200	300–600	
v , м/с	1,5–1,6	1,3–1,5	2,2–4,4	1,9–2,6
$\langle \Delta k/k_{n0} \rangle$	0,2	0,26	0,41	0,3

В результате можно сделать следующий вывод: тектонические нарушения земной коры не статичны и представляют собой динамические системы, что проявляется, в частности, в изменчивости их жесткости со временем. Величина жесткости разломных зон характеризуется сильной временной изменчивостью периодического характера с периодами 13–15 сут, 27–32 сут и около 1 года. Коэффициенты как нормальной k_n , так и сдвиговой k_s жесткости разломных зон разного ранга могут изменяться соответственно в 1,3 (двухнедельные вариации), 1,5 (месячные вариации) и 2,5 раза (годовые вариации). Это

означает, что при оценках геодинамической активности локальных участков земной коры, содержащих тектонические структуры, необходимо учитывать не только абсолютные значения, но также временные вариации механических параметров присутствующих разломных зон.

С учетом данных, свидетельствующих о наличии временных вариаций механических параметров разломных зон [Спивак, 2010], можно предполагать, что в качестве одного из факторов, определяющих указанные вариации, следует рассматривать степень и интенсивность преобразования вещества разломных зон и, как следствие, вариации их условий деформирования.

Однократные интенсивные механические воздействия с амплитудами, существенно превышающими амплитуды естественных процессов, вызывают необратимые изменения жесткости разломных зон, причем величина жесткости падает.

Изменение жесткости в результате приливного воздействия. Деформация среды, вызванная особенностями гравитационного взаимодействия в системе Земля–Луна–Солнце, оказывает существенное влияние на формирование режимов геофизических полей [Адушкин и др., 2012]. Анализ данных, описывающих временные вариации жесткости тектонических структур [Спивак, 2011], свидетельствует о том, что изменение коэффициентов жесткости k_n и k_s также связано с приливным воздействием. Как показано выше, среди периодов, характеризующих наблюдаемые временные вариации k_n и k_s , четко выделяются периоды 13–15 и 27–32 сут, которые характерны для изменения приливной силы.

В качестве одного из основных механизмов влияния приливной деформации на жесткость разломных зон допустимо рассматривать периодические изменения свойств (в частности, пустотности) материала-заполнителя центральной зоны разлома в результате прецессионного движения прилегающих к нему структурных блоков [Спивак и др., 2009а]. Вызываемая приливом квазинезависимая прецессия блока приводит к изменению ширины межблокового промежутка. Это изменение легко оценивается по данным наклономерных измерений [Спивак, Кишкина, 2010].

Рассмотрим алгоритм, позволяющий по данным наблюдений, а именно по показаниям наклономеров и изменяющимся координатам точки наблюдения на поверхности блока, определить смещения любой точки, фиксированной на какой-либо грани блока¹. Пусть блок представляет собой куб и его положение меняется между двумя моментами измерения, как это показано на рис. 7.26. Не ограничивая общности, можно проводить выкладки в декартовой системе координат, привязанной к верхней грани блока в начальный момент (рис. 7.26).

На первом этапе рассмотрим только поворот блока без учета смещения точки измерения (начала системы координат). Наклономеры позволяют определить углы между проекциями вектора E_z (рис. 7.26) на плоскость YOZ и XOZ и осью Z , как показано на рис. 7.36 (углы α и β соответственно). Определим по

¹ Алгоритм разработан совместно с В.М. Хазинсом.

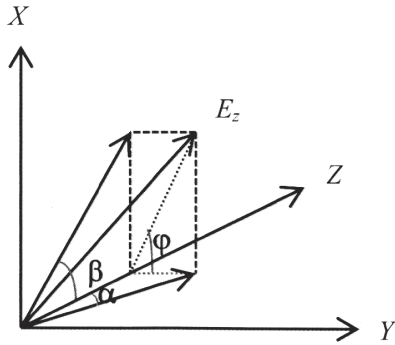


Рис. 7.36. Система координат, используемая в расчетах

этим данным координаты направляющих векторов новой системы координат (E_z, E_x, E_y). Как нетрудно видеть, координаты вектора E_z в системе XYZ следующие:

$$z_1 = \frac{1}{\sqrt{1 + \operatorname{tg}^2 \alpha + \operatorname{tg}^2 \beta}}; y_1 = z_1 \operatorname{tg} \alpha; x_1 = z_1 \operatorname{tg} \beta.$$

Определим координаты направляющего вектора оси E_x . Перемещение вектора Z в положение E_z происходит в плоскости

$$y_1 x - x_1 y = 0,$$

составляющей угол φ с плоскостью ZOX , причем $\sin(\varphi) = y_1 / \sqrt{x_1^2 + y_1^2}$. Так как в рассматриваемых условиях перемещение вектора Z в положение E_z определяет положение координатной плоскости XOY с точностью до поворота, то будем считать, что угол между вектором E_x и плоскостью, определяемой векторами Z и E_z , также равен φ .

Координаты вектора $E_z(x_2, y_2, z_2)$ определяются из трех условий:

а) вектор E_x должен лежать в плоскости, перпендикулярной вектору E_z и, следовательно, скалярное произведение (E_x, E_z) равно нулю:

$$x_2 x_1 + y_2 y_1 + z_2 z_1 = 0; \quad (7.19)$$

б) угол φ между вектором E_x и плоскостью $y_1 x - x_1 y = 0$ определяется из свойств скалярного произведения

$$\sin(\varphi) = \frac{y_1 x_2 - x_1 y_2}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2}} = \frac{y_1}{\sqrt{x_1^2 + y_1^2}}; \quad (7.20)$$

в) наконец, из условия, что вектор E_x единичный, следует

$$x_1^2 + y_1^2 + z_1^2 = 0. \quad (7.21)$$

Решение системы (7.19)–(7.21) имеет вид

$$z_2 = \sqrt{\frac{(x_1^2 + y_1^2)^2 - y_1^4 - x_1^2 y_1^2}{(x_1^2 + y_1^2)^2 + z_1^2 (x_1^2 + y_1^2)}}, \quad (7.22)$$

$$y_2 = \frac{-\frac{x_1}{y_1 z_1^2} + \sqrt{\left(\frac{x_1}{y_1 z_1^2}\right)^2 - \left[\left(\frac{x_1}{y_1}\right)^2 + \left(\frac{x_1^2 + y_1^2}{y_1 z_1}\right)^2 + 1\right] \frac{x_1^2}{z_1^2}}}{\left(\frac{x_1}{y_1}\right)^2 + \left(\frac{x_1^2 + y_1^2}{y_1 z_1}\right)^2 + 1}, \quad (7.23)$$

$$x_2 = \sqrt{1 - y_2^2 - z_2^2}. \quad (7.24)$$

Достаточно сложные выражения для координат вектора E_x значительно упрощаются, когда углы α и β малы. В этом случае $z_1 \approx 1$ и выражения (7.22) и (7.23) приобретают вид

$$z_2 = -\frac{x_1}{z_1} x_1/z_1, \quad (7.25)$$

$$y_2 = -\frac{1}{2} x_1 y_1. \quad (7.24)$$

Использование формул (7.25) и (7.26) вместо (7.22) и (7.23) предпочтительно в случае, когда углы α и (или) β малы, так как в этом случае удастся избежать неприятностей, связанных с ошибками округления. Именно этот случай имеет место в рассматриваемой задаче, где углы α и β порядка 10^{-7} радиан.

Координаты вектора $E_y(x_3, y_3, z_3)$ определяются из условия его перпендикулярности к векторам E_x, E_z , т.е. из векторного произведения $E_z \times E_x$.

Перейдем теперь к определению перемещения точки, положение которой зафиксировано на блоке, т.е. известны расстояния от этой точки до координатных плоскостей (d_x, d_y, d_z). Эти расстояния не меняются в процессе перемещения блока.

Пусть точка наблюдения сместилась в положение (x_r, y_r, z_r) , а исследуемая точка – в положение (x_i, y_i, z_i) .

Уравнения плоскостей $E_x = 0, E_y = 0, E_z = 0$ с центром в точке (x_r, y_r, z_r) имеют вид

$$\begin{aligned} x_1(x - x_r) + y_1(y - y_r) + z_1(z - z_r) &= 0, \\ x_2(x - x_r) + y_2(y - y_r) + z_2(z - z_r) &= 0, \\ x_3(x - x_r) + y_3(y - y_r) + z_3(z - z_r) &= 0. \end{aligned} \quad (7.27)$$

Тогда расстояние от точки (x_i, y_i, z_i) до плоскостей (7.27) определяется выражениями

$$\begin{aligned} d_x &= x_2(x_i - x_r) + y_2(y_i - y_r) + z_2(z_i - z_r), \\ d_y &= x_3(x_i - x_r) + y_3(y_i - y_r) + z_3(z_i - z_r), \\ d_z &= x_1(x_i - x_r) + y_1(y_i - y_r) + z_1(z_i - z_r). \end{aligned} \quad (7.28)$$

В окончательном виде получаем систему трех уравнений с тремя неизвестными для определения координат (x_i, y_i, z_i)

$$\begin{aligned} x_2 x_i + y_2 y_i + z_2 z_i &= d_x + x_2 x_r + y_2 y_r + z_2 z_r, \\ x_3 x_i + y_3 y_i + z_3 z_i &= d_y + x_3 x_r + y_3 y_r + z_3 z_r, \\ x_1 x_i + y_1 y_i + z_1 z_i &= d_z + x_1 x_r + y_1 y_r + z_1 z_r. \end{aligned} \quad (7.29)$$

Численное решение полученной линейной системы алгебраических уравнений выполнялось в настоящей работе методом Крамера¹.

¹ Решение выполнено В.М. Хазинсом.

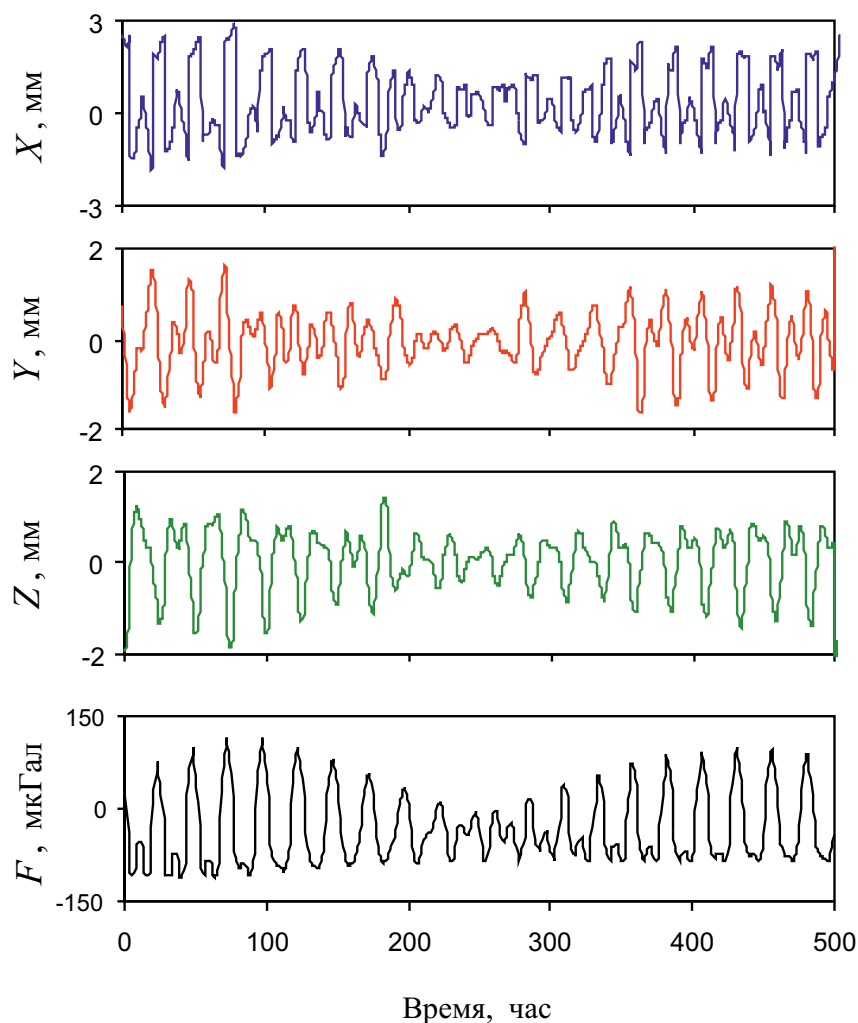


Рис. 7.37. Пример максимальных дифференциальных смещений грани прецессирующего блока в результате прилива (начало записи 00:00 МСК 26.10.2007 г.); компоненты смещения (мм): X – в направлении восток-запад; Y – в направлении север-юг; Z – вертикальная составляющая; F – вариации вертикальной составляющей приливной силы

В качестве примера на рис. 7.37 представлены результаты вычислений амплитуды дифференциальных движений в среде в результате прецессии блока размером 20 км [Спивак, Кишкина, 2010], прилегающего к Нелидово-Рязанской тектонической структуре (данные приведены для точки P на рис. 7.26). Из рис. 7.37 видно, что изменение ширины межблокового промежутка (ширины разломной зоны) достигает 5 мм. При этом скорость дифференциальной подвижки примерно в 10^3 раз превышает вековую скорость относительных движений бортов разломной зоны (1–2 мм/год).

Простые оценки свидетельствуют о том, что деформация зоны сместителя разлома, которая, согласно данным Г.Г. Кочаряна [Кочарян, Спивак, 2003], составляет для рассматриваемой тектонической структуры примерно 1 м, достигает в результате приливного воздействия величин порядка 10^{-3} . (для справки: разрушение массива горных пород по межблоковым контактам наблюдается при деформациях $\sim 10^{-4}$ [Кочарян, Спивак, 2003]). Неудивительно, что такие значительные по величине деформации изменяют внутреннюю структуру разлома и, следовательно, его жесткость, что регистрируется сейсмическими методами.

Литература

- Абалкин В.Г., Адушкин В.В., Куликов В.И.* Исследование сейсмического действия подземных ядерных взрывов на регион Семипалатинского полигона // Бюл. Центра общественной информации по атомной энергии. 1993. № 9. С. 32–38.
- Авсюк Ю.Н.* Альтернатива спредингу // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 6. С. 1337–1341.
- Авсюк Ю.Н., Родионов В.Н.* Приливы и геологическая эволюция // геоэкология. 1993. № 4. С. 66–71.
- Авсюк Ю.Н., Галкин И.Н.* Триггерный механизм приливных лунотрясений – модель наведенной сейсмичности // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 186–198.
- Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ, 1996. 188 с.
- Авсюк Ю.Н.* Глобальные изменения среды и климата в сопоставлении с моделью приливной эволюции системы Земля–Луна // Геофизика на рубеже веков: Избр. Тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ, 1999. С. 93–106.
- Авсюк Ю.Н.* Приливая сила в случае невозмущенного (Кеплерова) движения исследуемого тела и в случае возмущенного движения // Физика Земли. 2001. № 11. С. 40–49.
- Авсюк Ю.Н., Адушкин В.В., Овчинников В.М.* Комплексное исследование подвижности внутреннего ядра Земли // Физика Земли. 2001. № 8. С. 64–75.
- Авсюк Ю.Н., Худзинский Л.Л., Суворова И.И.* Связь сейсмичности Земли с приливным воздействием Луны и Солнца // Вычислительная сейсмология. 2002. Вып. 33. С. 311–336.
- Авсюк Ю.Н.* Приливая сила не равна нулю в центре движущегося небесного тела // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 2. С. 240–241.
- Адушкин В.В., Стивак А.А., Спунгин В.Г., Каазик П.Б.* Оценка характеристик структурных нарушений на основе сейсмопрофилирования. М.: ИФЗ РАН, 1991. 86 с.
- Адушкин В.В., Стивак А.А.* Контроль механической устойчивости массивов горных пород при строительстве и эксплуатации подземных захоронений РАО и подземных АЭС // Энергетическое строительство. 1993а. № 5. С. 65–70.
- Адушкин В.В., Стивак А.А., Башилов И.П., Спунгин В.Г., Дубиня В.А., Феррапонтова Е.Н.* Релаксационный контроль района Южных Альп, характеризующее

- гося низкой устойчивостью горных склонов // Физика Земли. 1993б. № 10. С. 103–107.
- Адушкин А.А., Спивак А.А.* Геомеханика крупномасштабных подземных взрывов. М.: Недра, 1993. 318 с.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Мегалополис: проблема геофизических полей // Наука в России. 1995. № 5. С. 65–69.
- Адушкин В.В., Цветков В.М.* Напряженное состояние и его связь со структурой горного массива // Физические процессы в геосферах при сильных возмущениях. М.: РАН, 1996. С. 111–116.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Локтев Д.Н.* Диагностика массивов горных пород территории ПО «Маяк» по результатам мониторинга релаксационных процессов // Вопр. радиационной безопасности. 1997а. № 1. С. 18–30.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Спунгин В.Г.* Диагностика механического состояния локальных участков земной коры на основе изучения релаксационных процессов // Геоэкология. 1997б. № 4. С. 19–29.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М.* Геодинамические проблемы строительства нефтегазопроводов на Севере европейской части России // Проблемы геодинамической безопасности. СПб.: ВНИМИ, 1997в. С. 210–219.
- Адушкин В.В., Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электрические и радиационные характеристики приземного слоя атмосферы на территории ПО «Маяк» // Вопр. радиационной безопасности. 1998. № 3. С. 3–9.
- Адушкин В.В., Родионов В.Н.* О природе механического движения в недрах Земли // Физика Земли. 2005. № 2. С. 88–91.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора–атмосфера // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92–97.
- Адушкин В.В., Зецер Ю.И., Гаврилов Б.Г., Санина И.А., Спивак А.А.* Комплекс измерений геофизических полей и процессов взаимодействия геосфер обсерватории «Михнево» // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005. С. 13–18.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Микросейсмичность и интенсивность релаксационных процессов в земной коре // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 4. С. 532–534.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Динамические процессы в системе взаимодействующих геосфер на границе земная кора–атмосфера // Физика Земли. 2006. № 7. С. 34–51.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Подземные взрывы. М.: Наука, 2007. 579 с.
- Адушкин А.В., Гончаров А.И., Кишкина С.Б., Куликов В.И., Спивак А.А.* Сейсмический фон в районе г. Воркута // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2007. С. 240–249.
- Адушкин В.В., Локтев Д.Н., Спивак А.А.* Влияние барических возмущений атмосферы на микросейсмические процессы в земной коре // Физика Земли. 2008. № 6. С. 77–85.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Приливная сила как триггер геофизических процессов в окружающей среде // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2010. С. 8–18.

- Адушкин В.В., Спивак А.А., Локтев Д.Н., Соловьев С.П., Харламов В.А.* Инструментальные наблюдения за геофизическими полями Тункинской рифтовой зоны // Межгеосферные взаимодействия. М.: ГЕОС, 2011а. С. 27–42.
- Адушкин В.В., Каазик П.Б., Спивак А.А.* Вклад лунного прилива в напряженно-деформированное состояние земной коры // Динамические процессы в геосферах. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2011б. С. 66–75.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А.* Влияние лунно-солнечного прилива на вариации геофизических полей на границе земная кора–атмосфера // Физика Земли. 2012. № 2. С. 14–26.
- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Приповерхностная геофизика: комплексные исследования литосферно-атмосферных взаимодействий в окружающей среде // Физика Земли. 2012. № 3. С. 3–21.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Горбунова Э.М., Рябова С.А., Харламов В.А.* Синхронные вариации магнитного поля Земли и уровня подземных вод // Докл. АН. 2013. Т. 449, № 5. С. 579–581.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А.* Особенности геомагнитных вариаций в центральной части Восточно-Европейской платформы // Физика Земли. 2014а. № 2. С. 224–230.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А.* Особенности сейсмомагнитного эффекта в зоне влияния разлома // Докл. АН. 2014б. Т. 454, № 5. С. 590–593.
- Айтматов И.Т., Ахматов В.И., Борщ-Компанеец В.И., Влох Н.П. и др.* Методы и результаты изучения напряженного состояния скальных массивов и создание на их основе эффективных способов управления горным давлением при подземной разработке руд // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1987. № 4. С. 3–22.
- Аксенов В.В.* Электромагнитное поле Земли. Новосибирск: Изд-во ИВМиМГ, 2006. 165 с.
- Алексеев В.В., Гаврилюк Ю.М., Громушкин Д.М. и др.* Связь вариаций потока тепловых нейтронов из земной коры с лунными периодами и сейсмической активностью // Физика Земли. 2009. № 8. С. 91–100.
- Анисимов С.В., Гохберг М.Б., Иванов Е.А. и др.* Короткопериодные колебания электромагнитного поля Земли при промышленном взрыве // Докл. АН. 1985. Т. 281, № 3. С. 556–559.
- Анисимова О.В., Короновский Н.В.* Линеаменты центральной части Московской синеклизы и их связь с разломами фундамента // Геотектоника. 2007. № 4. С. 71–90.
- Антикаев С.Ф., Шулейкин В.Н.* Результаты наблюдений сейсмических шумов над искусственной залежью углеводородов // Современная геодинамика недр и эколого-промышленная безопасность объектов нефтегазового комплекса. М.: Технопрогресс, 2005. С. 16–21.
- Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. 1996. Т. 166, № 11. С. 1145–1170.
- Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 3. М.: Научный мир, 2002. 672 с.
- Барсуков О.М.* Солнечные вспышки, внезапные начала и землетрясения // Физика Земли. 1991. № 12. С. 93–97.

- Барышев В.И.* Измерение земного магнитного поля магнитометром с датчиком из аморфного ферромагнитного материала // *Динамические процессы в геосферах*. М.: ГЕОС, 2010. С. 295–300.
- Башилов И.П., Либин В.Я., Спивак А.А.* Сейсмический мониторинг подземного захоронения промышленных стоков // *Аппаратурные и опытно-методические исследования в сейсмологии*. Сейсмические приборы. Вып. 24. М.: Наука, 1993. С. 134–138.
- Белановский А.С.* Колебательные и акустические процессы в биологии и ветеринарии. М., 1978. 73 с.
- Беликов В.Т., Шестаков А.Ф.* Исследование процессов разрушения в геосреде с использованием экспериментальных данных по радоновым аномалиям // *Изменение окружающей среды и климата*. Т. 1: Сейсмические процессы и катастрофы / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 314–336.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С.* и др. Магнитовариационное зондирование: новые возможности // *Физика Земли*. 2003. № 9. С. 3–30.
- Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парийская Г.Н., Стародубровская С.П.* Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: АР СССР, 1962. 511 с.
- Болбот Д.Ю., Локтев Д.Н., Спивак А.А., Харламов В.А.* Влияние слабых возмущений на эманацию радона в Тункинской рифтовой зоне // *Динамические процессы в геосферах*. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2012. С. 114–121.
- Бончковский В.Ф.* Микросейсм и их причины // *Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР*. 1946. № 120. С. 15–21.
- Бриллинджер Д.* Временные ряды. Обработка данных и теория. М.: Мир, 1980. 536 с.
- Бугаев Е.Г., Спивак А.А., Соловьев С.П.* Перспективы использования геофизических полей при выборе площадки и обосновании стабильности геодинамических и сейсмических условий при эксплуатации АС // *Ядерная и радиационная безопасность*. 2013. № 4(70). С. 10–17.
- Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М.* и др. Исследование приливов в геофизических полях, регистрируемых на территории геофизической обсерватории «Михнево» // *Динамические процессы в геосферах*. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2012. С. 99–107.
- Боярский Э.А., Афанасьева Л.В.* О спектре земноприливных наблюдений в области низких частот // *Физика Земли*. 1998. № 8. С. 89–91.
- Булатова Н.П.* Широтное распределение сейсмичности земли в зависимости от положения Солнца и Луны // *Вулканология и сейсмология*. 2005. № 2. С. 57–78.
- Варга А.А.* Современные проблемы изучения естественных напряжений в скальных массивах // *Геоэкология*. 1994. № 1. С. 3–15.
- Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России (под редакцией В.В. Адушкина и А.А. Маловичко). – М.: ГЕОС, 2013. 384 с.
- Войтов Г.И.* Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах Земли // *Журн. Всесоюзного химического общества им. Д.И. Менделеева*. 1986. Т. 31, № 5. С. 533–540.

- Войтов Г.И.* О виброчувствительности водно-газовых систем в геодинамическом процессе // *Физика Земли*. 1993. № 3. С. 35–41.
- Войтов Г.И.* Мониторинг радона атмосферы подпочв сейсмически активной Средней Азии // *Физика Земли*. 1998. № 1. С. 27–38.
- Войтов Г.И., Гусев А.С., Козлова Н.С., Рудаков В.П., Шулейкин В.Н.* Эманационные и электрические эффекты над сложно построенными тектоническими структурами (на примере Александровской зоны приразломных поднятий, Белоруссия) // *Докл. АН*. 2000. Т. 370, № 1. С. 105–108.
- Волков И.И., Суевалов В.В.* Оценка лунных и солнечных приливов в термосфере Земли по данным измерения плотности микроакселерометром САСТУС // *Астрономический вестник*. 2006. Т. 40, № 3. С. 213–219.
- Гальперин Е.И., Винник Л.П., Петерсен Н.В.* О модуляции высокочастотного сейсмического шума приливными деформациями литосферы // *Физика Земли*. 1987. № 12. С. 102–109.
- Гарагаш И.А., Ингель Л.Х., Ярошевич М.И.* Об одном возможном механизме влияния атмосферных процессов на сейсмическую активность вблизи берегов океанов // *Физика Земли*. 2004. № 8. С. 91–96.
- Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И., Левков Э.А., Середин Б.П.* Приливной энергомеханизм глобальной тектоники // *Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты)*. Ч. 2. М.: Наука, 1986. С. 324–326.
- Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И.* Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов // *Геотектоника*. 2006. № 1. С. 3–13.
- Геодинамика межгеосферных взаимодействий / Под ред. акад. В.В. Адушкина*. М.: ГЕОС, 2008. 372 с.
- Гершензон Н.И., Гохберг М.Б., Гульельми А.В.* Электромагнитное поле сейсмического импульса // *Физика Земли*. 1993. № 9. С. 48–52.
- Глико А.О.* Залечивание систем трещин вследствие выпадения осадка из охлаждающегося геотермального раствора // *Физика Земли*. 2005. № 11. С. 95–100.
- Глинский Б.М., Ивакин А.Н., Ковалевский В.В.* и др. Изучение сейсмомагнитных эффектов, возникающих при вибровоздействии на среду // *Развитие методов и средств экспериментальной геофизики*. Вып. 2. 1996. С. 226–234.
- Голенецкий С.И.* Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 2. С. 260–270.
- Головин С.Н.* Влияние геомагнитного поля на живые организмы. СПб.: Наука, 2000. 133 с.
- Гольдин С.В., Селезнев В.С., Ермаков А.Ф.* и др. Чуйское землетрясение и его афтершоки // *Докл. РАН*. 2004. Т. 395, № 4. С. 534–536.
- Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ван Раумбек М.* и др. Приливная модуляция слабой сейсмичности для южной части Сибири // *Физическая мезомеханика*. 2008. Т. 11, № 4. С. 81–93.
- Гончаров А.И., Соловьев С.П.* Ударная электрическая поляризация материалов // *Физика горения и взрыва*. 2004. Т. 40, № 6. С. 52–57.
- Горбачев Л.П., Сурков В.В.* Возмущение внешнего магнитного поля поверхностной вольной Релея // *Магнитная гидродинамика*. 1987. № 2. С. 2–12.

- Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н., Спивак А.А.* Выбор объекта для проведения комплексных исследований геодинамических и геофизических аномалий в зонах влияния тектонических структур // *Нестационарные процессы в верхних и нижних геосферах Земли*. М.: ИДГ РАН, 2002. С. 114–129.
- Горбунова Э.М.* Гидрогеологические условия Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны // *Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли*. М.: ГЕОС, 2003. С. 129–141.
- Горбунова Э.М., Иванченко Г.Н.* Структурно-тектоническое районирование Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны с привлечением данных дистанционного зондирования // *Динамика взаимодействующих геосфер*. М.: ИДГ РАН, 2004. С. 91–104.
- Горбунова Э.М.* Основные закономерности изменения режима подземных вод Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны // *Динамические процессы во взаимодействующих геосферах*. М.: ГЕОС, 2006. С. 219–227.
- Горбунова Э.М., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г., Павлов Д.В., Свинцов И.С.* Исследование динамики вариаций уровня подземных вод под воздействием внешних факторов // *Проблемы взаимодействующих геосфер*. М.: ГЕОС, 2009. С. 232–244.
- Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Виноградов Е.А., Кабыченко Н.В., Свинцов И.С.* Исследование приливов по гидрогеологическим и сейсмическим записям ГФО «Михнево» ИДГ РАН // *Динамические процессы в геосферах*. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2013. С. 174–184.
- Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.* Первые результаты исследования высокочастотного сейсмического шума на Камчатке // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 1. С. 104–111.
- Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.И.* К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами // *Докл. РАН*. 1995. Т. 340, № 3. С. 386–388.
- Горюнов Б.Г., Кабыченко Н.В., Павлов Д.В., Свинцов И.С.* Реакция электродинамических сейсмоприемников на внешние магнитные поля // *Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли*. М.: ИДГ РАН, 2003. С. 361–364.
- Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Козырева О.В.* и др. Электромагнитное излучение горной среды в условиях взрывного нагружения // *Докл. АН*. 1987. Т. 295, № 2. С. 321–325.
- Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А.* Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука, 1988. 174 с.
- Гохберг М.Б., Колосницын Н.И., Николаев А.И.* Приливные деформации и электрокинетический эффект в двухслойной поронасыщенной среде // *Физика Земли*. 2007. № 8. С. 85–89.
- Грачев А.В.* К восстановлению пропусков в экспериментальных данных // *Вестн. Нижегородского ун-та. Серия Радиофизика*. Вып. 2. 2004. С. 15–23.
- Грунская Л.В.* Электромагнетизм приземного слоя и его взаимосвязь с геофизическими и астрофизическими процессами. Владимир: Владим. гос. ун-т, 2002. 104 с.
- Грушинский Н.П.* Теория фигуры Земли. М.: ФМ, 1983. 446 с.

- Гудман Р.* Механика скальных пород. М.: Стройиздат, 1987. 232 с.
- Гульельми А.В.* Магнитоупругие волны // Физика Земли. 1986а. № 7. С. 110–121.
- Гульельми А.В.* Возбуждение колебаний электромагнитного поля упругими волнами в проводящем теле // Геомagnetизм и аэрономия. 1986б. Т. 27, № 3. С. 467–470.
- Гульельми А.В., Рубан В.Ф.* К теории индукционного сейсмомагнитного эффекта // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 5. С. 47–54.
- Гульельми А.В., Левшенко В.Т.* Электромагнитные сигналы от землетрясений // Физика Земли. 1994. № 5. С. 65–70.
- Гульельми А.В., Левшенко В.Т., Похотелов Д.О.* Сравнительный анализ динамических и квазистатических механизмов генерации сейсмомагнитных сигналов // Физика Земли. 1996. № 8. С. 18–25.
- Гульельми А.В.* О пороговых явлениях в геоэлектрике // Физика Земли. 2002. № 4. С. 75–77.
- Гульельми А.В.* Инерционные эффекты в коре и в магнитосфере Земли // Физика Земли. 2008. № 1. С. 50–56.
- Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 327 с.
- Гуфельд И.Л.* Сейсмический процесс. Физико-химические аспекты. Королев, М.О.: ЦНИИМаш, 2007. 160 с.
- Девяткин Е.В.* Внутренняя Азия // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М., 2000. С. 92–100.
- Дерюшев В.В., Селезнев С.М., Собисевич А.Л.* Особенности многократного импульсного воздействия на резонансные системы // Докл. АН. 1999. Т. 368, № 6. С. 824–826.
- Динамика физических полей Земли / Под ред. М.И. Эпова, В.В. Адушкина, Г.А. Соболева. М.: Светоч Плюс, 2011. 312 с.
- Динариев О.Ю., Николаевский В.Н.* Ползучесть горных пород как источник сейсмического шума // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 6. С. 739–741.
- Добрынина А.А.* Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2009. № 12. С. 60–75.
- Долгих Г.И., Долгих С.Г., Овчаренко В.В., Титаренко С.Т., Яшков Д.В.* Влияние вариаций поля давления на уровень микродеформаций поверхности земной коры на границе атмосфера–гидросфера–литосфера // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37, № 5. С. 828–833.
- Дорожко А.Л., Макаров В.И.* Радон как потенциальный индикатор современной геодинамической активности территории Москвы // Уральский геофизический вестник. 2005. № 8. С. 31–37.
- Дубров М.Н., Яковлев А.П., Алешин В.А.* О связи высокочастотных микросейсмических деформаций с напряженным состоянием литосферы // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, № 5. С. 1085–1089.
- Дубровский В.А., Морочник В.С.* Рассеяние упругих волн на крупномасштабном сферическом слабоконтрастном включении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 4. С. 32–41.
- Дьяконов Б.П., Улитин Р.В.* Земные приливы и вариации физических характеристик горных пород // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 2. С. 322–325.

- Дьяконов Б.П., Кусонский О.А., Троянов А.К.* Сверхдлиннопериодные сейсмические колебания и внутриплитовые движения // Докл. АН. 1996. Т. 346, № 1. С. 112–115.
- Жамалетдинов А.А., Митрофанов Ф.П., Токарев А.Д., Шевцов А.Н.* Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры // Докл. АН. 2000. Т. 371, № 2. С. 235–239.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: ООО «Наука и образование», 2013. 414 с.
- Жаров В.Е.* Вращение Земли и шкалы времени // Наука в России. 2003. Т. 3. С. 4–9.
- Жигалин А.Д., Локишин Г.П., Просунцова Н.С.* Техногенные физические поля и инженерно-геологическая обстановка в городах // Проблемы инженерной геологии городов. М.: Наука, 1983. С. 69–71.
- Загоруйко Н.Г.* Методы распознавания и их применение. М.: Сов. радио, 1972. 216 с.
- Закржевская Н.А., Соболев Г.Н.* О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.
- Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 2. Микросейсмичность / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 96 с.
- Златопольский А.А.* Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный анализ природных линеаментных систем. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С. 14–28.
- Злоба Е., Яцкиев И.* Статистические методы восстановления пропущенных данных // Computer Modelling & New Technologies. 2002. Vol. 6. No. 1. P. 51–61.
- Иванов А.Г.* Сейсмоэлектрический эффект второго рода // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геоф. 1940. № 5. С. 699–727.
- Иванченко Г.Н.* О геоморфологических признаках неотектонической активности приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН, 2003. С. 119–128.
- Иванченко Г.Н.* Оценка неотектонической активности Приокского участка Нелидово-Рязанской шовной зоны по геоморфологическим признакам // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005. С. 126–133.
- Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М.* Взаимосвязь линеаментных форм и геологоструктурного плана территории Московского региона // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. М.: ГЕОС, 2008. С. 23–30.
- Иванченко Г.Н., Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Комплексные исследования активности тектонических нарушений в зоне Тункинской рифтовой впадины // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009. С. 116–123.
- Иванченко Г.Н.* Интерпретация результатов автоматизированного дешифрирования данных дистанционного зондирования при оценке современной геодинамической обстановки: Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИДГ РАН, 2012. 130 с.

- Иванченко Г.Н., Лукишов Б.Г., Спивак А.А., Харламов В.А.* Особенности сейсмомагнитного эффекта в зоне влияния разлома // Динамические процессы в геосферах. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2013. С. 200–207.
- Ингель Л.Х.* О механизмах генерации сейсмических сигналов при взаимодействии смерчей с поверхностью Земли // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6. С. 65–70.
- Ингель Л.Х., Макоско А.А.* К теории атмосферных возмущений, вызываемых неоднородностями поля силы тяжести // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 5. С. 580–584.
- Инженерная геокриология. Л.: Недра, 1991. 439 с.
- Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф.* Аномальные огибающие коды L_g и их интерпретация на основе горизонтально неоднородной по поглощению модели среды // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С. 64–74.
- Каазик П.Б., Локтев Д.Н., Спивак А.А.* Оценка механической жесткости тектонических структур // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС, 2006. С. 125–133.
- Кабьченко Н.В., Павлов Д.В.* Анализ структуры длиннопериодного сейсмического фона // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС, 2006. С. 324–333.
- Казначеев В.П., Михайлова Л.П.* Биоинформационные функции естественных электромагнитных полей. Новосибирск: Наука, 1985. 180 с.
- Кайе А., Трикар Ж.* Проблема классификации геоморфологических явлений // Вопросы влиматической и структурной морфологии. М.: ИЛ, 1959. С. 32–67.
- Канасевич Э.Р.* Анализ временных последовательностей в геофизике. М.: Недра, 1985. 400 с.
- Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствия. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. 415 с.
- Кашлева Л.В.* Атмосферное электричество. СПб., 2008. 116 с.
- Китов И.О., Дараган С.К., Кузнецов О.П.* Иерархическая структура геофизической среды и излучение сейсмических волн при подземных взрывах // Докл. РАН. 1990. Т. 315, № 5. С. 1090–1092.
- Киссин И.Г.* Землетрясения и подземные воды. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Кишкина С.Б., Спивак А.А.* Проявление резонансных свойств земной коры в микросейсмических колебаниях // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 4. С. 543–545.
- Кишкина С.Б.* Измерение наклонов земной поверхности на территории ГФО «Михнево» // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 57–64.
- Кишкина С.Б., Спивак А.А.* Микросейсмический шум севера европейской части России по результатам сейсмической регистрации в г. Воркута // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 69–80.
- Кишкина С.Б.* Что такое «сейсмическая группа» и зачем она нужна // Росэнерготом Инфо. 2012. № 8. С. 32–35.
- Козырев А.А.* Геомеханическое обеспечение горных работ при отработке удароопасных месторождений в тектонически напряженных массивах // Геомеханика при ведении горных работ в высоконапряженных массивах. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. С. 11–15.

- Колесник А.Г., Колесник С.А., Побаченко С.В.* Электромагнитная экология. Томск: ТМЛ-Пресс, 2009. 336 с.
- Копнин С.И., Попель С.И.* Генерация инфразвуковых колебаний низкочастотными пылевыми звуковыми возмущениями в нижней ионосфере Земли // *Физика плазмы*. 2008. Т. 34, № 6. С. 517–526.
- Копылова Г.Н.* Изменения уровня воды в скважинах под влиянием землетрясений // *Вестн. КРАУНЦ. Сер. наук о Земле*. 2005. № 5. С. 113–126.
- Копылова Г.Н.* Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // *Вестн. КРАУНЦ. Сер. наук о Земле*. 2006. № 1. С. 50–66.
- Копылова Г.Н., Горбунова Э.М., Болдина С.В., Павлов Д.В.* Оценка деформационных свойств системы «пласт-скважина» на основе анализа барометрического и приливного откликов уровня воды в скважине // *Физика Земли*. 2009. № 10. С. 69–78.
- Коридалин В.Е., Кузьмина Н.В., Осика В.И.* и др. Сейсмические шумы индустриального города // *Докл. АН СССР*. 1985. Т. 280, № 5. С. 1094–1097.
- Кособоков В.Г.* Прогноз землетрясений: основы, реализация, перспективы // *Вычислительная сейсмология*. Вып. 36. М.: ГЕОС, 2005. 179 с.
- Костина А.Ф.* О связи микросейсмических колебаний, наблюдаемых в Крыму, с метеорологической обстановкой над Черным морем // *Изв. АН. Сер. Геофизическая*. 1958. № 8. С. 1029–1032.
- Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н.* К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1997. Т. 72, вып. 5. С. 6–17.
- Кочарян Г.Г., Федоров А.Е.* Об особенностях механики сейсмического процесса в блочной геофизической среде // *Докл. АН СССР*. 1990. Т. 315, № 6. С. 1345–1349.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Иерархия структурных и геодинамических характеристик земной коры // *Геоэкология*. 2002. № 6. С. 537–550.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.
- Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В.* проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне // *Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли*. М.: ИДГ РАН, 2003. С. 98–107.
- Кочарян Г.Г., Горбунова Э.М., Копылова Г.Н., Павлов Д.В., Свинцов И.С.* Предварительные результаты прецизионных наблюдений за режимом подземных вод на территории ГФО «Михнево» // *Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы*. М.: ГЕОС, 2008. С. 52–62.
- Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М.* Изменение режима подземных коллекторов флюидов вследствие сейсмических колебаний. Часть 1. Анализ результатов наблюдений // *Динамические процессы в геосферах*. М.: ГЕОС, 2010. С. 70–87.
- Кочарян Г.Г., Гамбуцева Н.Г., Санина И.А. и др.* Временные вариации механических характеристик локальных участков земной коры по данным сейсмических наблюдений // *Физика Земли*. 2011. № 4. С. 58–66.
- Кочарян Г.Г., Остатчук А.А., Марков В.К.* Изменение жесткости контакта между юлоками горной породы в ходе прерывистого скольжения // *Динамические процессы в геосферах*. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2011. С. 0–48.

- Кролевец А.Н., Копылова Г.Н.* Приливные составляющие в электротеллурическом поле // *Физика Земли*. 2003. № 5. С. 75–84.
- Кролевец А.Н., Шереметьева О.В.* Возможный механизм магнитных вариаций // *Вулканология и сейсмология*. 2004. № 4. С. 16–21.
- Кропоткин П.Н.* Тектонические напряжения в земной коре // *Геотектоника*. 1996. № 2. С. 3–15.
- Кропоткина Е.П., Шефов Н.Н.* Приливные вариации эмиссии в мезопаузе // *Полярные сияния и свечения ночного неба*. 1977. № 25. С. 12–17.
- Кузнецко Ю.А.* Особенности геоэлектрического отклика среды на приливное воздействие // *Физика Земли*. 2005. № 7. С. 65–74.
- Кузнецко Ю.А., Салтыков В.А.* Приливная чувствительность микросейсмичности как индикатор напряженного состояния среды перед сильным землетрясением // *Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия*. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 101–104.
- Кузнецов О.Л., Симкин Э.М.* Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере. М.: Недра, 1990. 269 с.
- Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Курьянов Ю.А.* и др. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых сред. Т. 2. М.: ВНИИГеоСистем, 2004. 362 с.
- Кузьменко Ю.Т.* Тектоника осадочного чехла и кристаллического основания района Москвы // *Бюлл. МОИП. Отл. геол.* 1994. Т. 69, вып. 4. С. 10–18.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломных зон // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 95–111.
- Куликов В.И., Санина И.А., Гончаров А.И.* и др. // *Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы*. М.: ГЕОС, 2008. С. 89–97.
- Ландау Л.Д., Лившиц Е.М.* Механика сплошных сред. М.: Физматгиз, 1954. 454 с.
- Латынина Л.А., Боярский Э.А., Васильев И.М., Сорокин В.Л.* Наклономерные наблюдения на Подмосковной станции Протвино // *Физика Земли*. 1997. № 11. С. 86–93.
- Латынина Л.А., Васильев И.М.* Деформации земной коры под влиянием атмосферного давления // *Физика Земли*. 2001. № 5. С. 45–54.
- Левин Б.В., Сасорова Е.В.* Низкочастотные сейсмические сигналы как региональные признаки землетрясения // *Вулканология и сейсмология*. 1999. № 4–5. С. 108–115.
- Левин Б.В., Сасорова Е.В.* Сейсмичность Тихоокеанского региона: выявление глобальных закономерностей. М.: Янус-К, 2012. 308 с.
- Леггет Р.* Города и геология. М.: Мир, 1986. 559 с.
- Леонтьев А.В.* Анализ естественных напряжений по результатам измерений в рудниках и на территории Северной Евразии // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 2001. № 1. С. 31–40.
- Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // *Геотектоника*. 1993. № 5. С. 4–15.
- Летников Ф.А.* Дегазация Земли как глобальный процесс самоорганизации // *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ*. М.: ГЕОС, 2002. С. 6–7.
- Лисицын А.П.* Аридная седиментация в Мировом океане. Рассеянное осадочное вещество атмосферы // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52, № 10. С. 1398–1439.

- Локтев Д.Н.* Воздействие приливных волн на деформацию блоков земной коры // Физические процессы в геосферах: их проявления и взаимодействие. М.: ИДГ РАН, 1999. С. 162–165.
- Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Вариации электромагнитного поля в районе Чуйского землетрясения // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005. С. 179–186.
- Локтев Д.Н., Спивак А.А.* Вариации объемной активности подпочвенного радона в зоне влияния Ногинской тектонической структуры // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС, 2006. С. 205–211.
- Локтев Д.Н., Спивак А.А.* Особенности микросейсмических процессов при барических возмущениях атмосферы // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2007. С. 30–40.
- Локтев Д.Н., Спивак А.А.* Вариации высокочастотной составляющей микросейсмического фона при барических возмущениях атмосферы // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 3. С. 387–390.
- Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Комплексные геофизические наблюдения на границе литосфера–атмосфера в районе Байкальской рифтовой зоны // Динамические процессы в геосферах. М.: ГЕОС, 2010. С. 250–258.
- Лосева Т.В., Кузьмичева М.Ю., Спивак А.А.* Модель генерации электрических и магнитных импульсов при стесненном повороте структурных блоков земной коры // Проблемы межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2009. С. 250–259.
- Лосева Т.В., Кузьмичева М.Ю., Спивак А.А.* Электрические и магнитные сигналы при стесненных движениях блоков земной коры // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 5. С. 685–688.
- Лосева Т.В., Спивак А.А., Кузьмичева М.Ю.* Дипольная модель генерации электрических импульсов при релаксационных процессах в земной коре // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 3. С. 401–404.
- Лукишов Б.Г., Самойлов Е.В., Багдасарьян А.Г., Васильев А.Г.* Возможности выявления неоднородностей в коре на основе исследований спектральных характеристик естественного сейсмического фона Земли // Геофизический журнал. 1992. Т. 14, № 6. С. 83–89.
- Лукишов Б.Г., Спивак А.А.* Сейсморезонансные методы обнаружения контрастных зон в земной коре // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2007. С. 266–276.
- Лукишов Б.Г., Спивак А.А., Тер-Семенов А.А.* Вариации индукции геомагнитного поля при распространении сейсмических волн через разломную зону // Динамические процессы в геосферах М.: ГЕОС, 2011. С. 196–203.
- Лукишов Б.Г., Спивак А.А., Тер-Семенов А.А.* Вариации геомагнитного поля при распространении сейсмических волн через разлом // Докл. АН. 2012. Т. 442, № 2. С. 259–262.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Шерман С.И.* Вариации полей напряжений Тункинско-го рифта (юго-западное Прибайкалье) // Геотектоника. 2007. № 3. С. 69–96.
- Лыков В.И., Мострюков А.О.* Жесткость горных пород очаговой области землетрясения в период афтершоковой активности // Физика Земли. 2008. № 7. С. 28–33.

- Любушин А.А., Осика В.И., Пчелинцев В.А., Петухова Л.С.* Анализ отклика деформаций земной коры на вариации атмосферного давления // *Физика Земли*. 1992. № 2. С. 81–89.
- Любушин А.А.* (мл.). Многомерный анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // *Физика Земли*. 1993. № 3. С. 103–108.
- Любушин А.А.* Анализ данных систем геофизического и геоэкологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
- Ляпин А.А., Селезнев М.Г., Собисевич А.Л.* Локальное резонирование среды в окрестности полостей в слоистом полупространстве // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Вып. 2. 1996. С. 313–329.
- Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
- Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М.* Современные геодинамически активные зоны платформ // *Геоэкология*. 2007. № 2. С. 99–110.
- Маков Ю.Н., Руденко О.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е.* О резонансных явлениях в геофизической среде // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Вып. 2. 1996. С. 194–200.
- Макоско А.А., Рубинштейн К.Г., Лосев В.М., Боярский Э.А.* Математическое моделирование атмосферы в неоднородном поле силы тяжести. М.: Наука, 2007. 58 с. ISBN 978-5-02-036624-4
- Макс Ж.* Методы и техника обработки сигналов при физических измерениях. Т. 1. Основные принципы и классические М.: Мир, 1983. 256 с.
- Мальцев С.А., Моргунов В.А.* К физической модели возмущений электростатического поля литосферной природы в атмосфере и ЭМИ // *Физика Земли*. 2005. № 9. С. 65–73.
- Мандрикова О.В., Богданов В.В., Соловьев И.С.* Вейвлет-анализ данных магнитного поля Земли // *Геомагнетизм и аэронавигация*. 2013. Т. 53, № 2. С. 282–288.
- Маракушев А.А.* Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1992. 208 с.
- Марпл С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1990. 584 с.
- Махоткин Л.Г.* Электрические факторы чистоты воздуха // *Тр. ГГО*. 1963. Вып. 146. С. 48–52.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К.* и др. Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // *Докл. АН*. 2009. Т. 429, № 3. С. 393–397.
- Мельхиор П.* Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.
- Методические основы оценки техногенных изменений геологической среды городов / Под ред. Г.Л. Коффа, В.И. Осипова. М.: Наука, 1990. 196 с.
- Мигунов Н.И., Соболев Г.А.* О сейсмомагнитных сигналах при землетрясениях Сахалина // *Физика Земли*. 2006. № 3. С. 81–84.
- Милиц М.Ф., Филлипова И.Б., Сулейманов А.К.* и др. Восточно-Европейский кратон – палеопротерозойский аккреционно-коллизийный ороген // *Тектоника земной коры и мантии*. М.: ГЕОС, 2005. С. 452–458.
- Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» оболочках земли и их роли в тектонике // *Геотектоника*. 2006. № 4. С. 43–60.

- Молоденский С.М.* О локальных аномалиях амплитуд и фаз приливных наклонов и деформаций // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 1. С. 3–19.
- Молоденский С.М.* О влиянии океанических приливов на величину инерциальной связи жидкого ядра с мантией // Физика Земли. 2006. № 5. С. 3–8.
- Молоденский С.М., Молоденская М.С.* Резонанс жидкого ядра по данным приливных гравиметрических наблюдений в Талгаре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 3–8.
- Монахов Ф.И.* Опыт изучения микросейсм в СССР // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1957. № 6. С. 139–145.
- Монахов Ф.И.* Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 96 с.
- Моргунов В.А., Матвеев И.В., Статнев А.В.* Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования. 1989. № 15. С. 57–61.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Смирнов С.Э.* Результаты мониторинга вариаций геомагнитного поля на обсерваториях «Магадан» и «Паратунка» // Физика Земли. 2011. № 8. С. 49–61.
- Морозов Н.Ф.* Математические вопросы теории трещин. М.: Наука, 1984. 256 с.
- Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. 864 с.
- Назарный С.А., Комаров В.А.* Вызванная сейсмoeлектрическая поляризация. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2001. 144 с.
- Назирова М.* Льды и взвеси как гидротермодинамические трассеры. Л.: Гидрометиздат, 1982. 165 с.
- Нерсесов И.Л., Каазик П.Б., Рахматуллин М.Х., Трегуб Ф.С.* О возможности поиска газовых месторождений по спектральным отношениям амплитуд микросейсмического фона // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1084–1086.
- Несмеянов С.А.* Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.
- Николаев А.В., Войтов Г.И., Рудаков В.П., Ишанкулиев Д.И.* О реакции радонового поля атмосферы подпочв на энергетику импульсного воздействия сейсмических источников // Докл. АН. 1993. Т. 330, № 3. С. 376–378.
- Николаев В.А.* Пространственно-временные особенности связи сильных землетрясений с приливными фазами // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 103–114.
- Николаев В.А.* Связь сейсмичности с фазами кратных и разностных приливных волн // Докл. АН. 1996. Т. 349, № 3. С. 389–394.
- Николаев В.Г., Гарецкий Р.Г., Фэйзберг Р.Е., Ковхута А.М.* Разломы Московской синеклизы // Геотектоника. 2002. № 6. С. 38–44.
- Николаев А.В., Войтов Г.И., Рудаков В.П., Ишанкулиев Д.И.* О реакции радонового поля атмосферы подпочв на энергетику импульсного воздействия сейсмических источников // Докл. АН. 1993. Т. 330, № 3. С. 376–378.
- Николаевский В.Н.* Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 448 с.
- Новик О.Б.* Электромагнитные и тепловые сигналы из недр Земли. М.: Круглый год, 2001. 255 с.
- Новиков Г.Ф., Копков Ю.Н.* Радиоактивные методы разведки. М.: Наука, 1993. 564 с.
- Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. 313 с.

- Осипов В.И.* Зоны геологического риска на территории Москвы // Вестн. РАН. 1994. Т. 64, № 1. С. 32–45.
- Осипов В.И., Кутепов В.М., Макаров В.И.* Геологические условия градостроительного развития Москвы // Уникальные и специальные технологии в строительстве. Информ. сб. 2006. № 1(4). С. 10–22.
- Отчет о проведении аэрогеофизических работ для обеспечения геофизической основой геологосъемочных работ масштаба 1:200000 на территории Московского региона в 1993–1998 гг. (Отв. исп. В.А. Цыганов). М.: ГНПП «Аэрогеофизика», 1999 (Фонды «Росгеолфонда»).
- Пархоменко Э.И.* Явления электризации в горных породах. М.: Наука, 1968. 255 с.
- Перцев Б.П., Ковалева О.В.* Оценка влияния колебаний атмосферного давления на наклоны и линейные деформации земной поверхности // Физика Земли. 2004. № 8. С. 79–81.
- Пиотровский В.В.* Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли // Земля во вселенной. М.: Мысль, 1964. С. 278–297.
- Плескач Н.К.* Квазигармонические колебания микросейсмического фона в диапазоне частот 1–5 Гц // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 3. С. 558–561.
- Попова О.Г., Жигалин А.Д., Коновалов Ю.Ф.* Связь изменения напряженного состояния земной коры с солнечными затмениями и магнитными бурями // Геоэкология. 2011. № 3. С. 55–71.
- Приливы и резонансы в Солнечной системе. М.: Мир, 1975. 286 с.
- Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.
- Ребецкий Ю.Л.* Разломы как особое геологическое тело. Модель развития крупномасштабного хрупкого разрушения // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их прагенезы. М.: ГЕОС, 2008. С. 418–420.
- Ревуженко А.Ф.* Приливные волны и направленный перенос масс Земли. Новосибирск: Наука, 2013. 204 с.
- Резанов И.А.* Эволюция представлений о земной коре. М.: Наука, 2002. 299 с.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В.* Поверхностное и глубинное строение Теплостанского грабена Московского авлакогена в юго-западной части Москвы // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 202–205.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.* Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.
- Родионов В.Н.* Геомеханика. М.: ИНЭК, 2004. 80 с.
- Розницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
- Ронзли К.Д., Ривз Т., Пети Ж., Хенгер С.Р., Ламсден А.К.* Развитие трещин отдельностей в условиях существования нарушенных полей напряжений вблизи раз-

- ломов // Механика горных пород применительно к проблеме разведки и добычи нефти. М.: Мир, 1994. С. 310–327.
- Россиев А.А.* Моделирование данных при помощи кривых для восстановления пробелов в данных // Методы нейроинформатики / Под ред. А.Н. Горбана. Красноярск: КГТУ, 1998. С. 6–22.
- Ротационные процессы в геологии и физике / Отв. ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007.
- Рудаков В.П.* Отображение геодеформационных процессов сезонной (годовой) периодичности в динамике поля подпочвенного радона // Докл. РАН. 1992. Т. 324, № 3. С. 558–561.
- Рудаков В.П., Кащеев Г.Л., Цыплаков В.В.* Глобальные факторы в процессах формирования динамики эманационных полей сейсмоактивных регионов // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 51–55.
- Рудаков В.П.* Эманационный мониторинг геосред и процессов. М.: Научный мир, 2009. 176 с.
- Ружич В.В.* Зависимость между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение // Механизмы формирования структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 41–48.
- Рупнейт К.В.* Деформируемость массивов трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1975. 223 с.
- Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Модуляция высокочастотных микросейсм // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238, № 2. С. 303–306.
- Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Физика Земли. 1979. № 11. С. 72–77.
- Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.В., Цыплаков В.В.* Лунно-солнечные приливные периодичности в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 2. С. 577–579.
- Рыкунов Л.Н., Старовойт Ю.О., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Связь штормовых микросейсм с высокочастотными сейсмическими шумами // Физика Земли. 1982. № 2. С. 88–91.
- Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б.* Сейсмология микромасштаба // Вулканология и сейсмология. 1992. № 3. С. 3–15.
- Садовский М.А.* Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–831.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В.* О зависимости землетрясений от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 3. С. 598–602.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
- Садовский М.А., Авсюк Ю.Н.* Причина асейсмичности Антарктиды // Докл. АН. 1990. Т. 314, № 6. С. 1369–1374.
- Садовский М.А.* Прикладная сейсмология последних десятилетий века // Физика Земли. 1992. № 2. С. 10–22.
- Салтыков В.А., Зайцев В.Ю., Матвеев Л.А.* Приливная модуляция сейсмических шумов: альтернатива триггерному механизму // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2013. С. 119–127.

- Санина И.А., Рыбнов Ю.С., Солдатенков А.М., Харламов В.А.* Сейсмоакустические эффекты при грозовой активности // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 67–79.
- Светов Б.С.* К теоретическому обоснованию сейсмоэлектрического метода геофизической разведки // Геофизика. 2000. № 1. С. 28–39.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 293 с.
- Семинский К.Ж.* Главные факторы развития впадин и разломов Байкальской рифтовой зоны: тектонофизический анализ // Геотектоника. 2009. № 6. С. 52–69.
- Семинский К.Ж., Бобров А.А.* Радоновая активность разнотипных разломов земной коры // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 881–896.
- Сидоренко Е.В.* Методы математической обработки в психологии. СПб.: РЕЧЬ, 2001. 350 с.
- Сидоренков Н.С.* Физика нестабильностей вращения Земли. М.: Наука, 2002. 384 с.
- Сидоренков Н.С.* Лунно-солнечные приливы как дирижеры атмосферных процессов. 2009. /www.geophyslab.srcc.msu.ru/article/
- Сивухин Д.В.* Дифракция плоской звуковой волны на сферической полости // Акуст. журн. 1955. Т. 1, вып. 1. С. 78–88.
- Смарт У.М.* Небесная механика. М.: Мир, 1965. 502 с.
- Смирнов В.Б., Черепанцев А.С.* Связь параметров высокочастотного сейсмического шума с динамикой геофизической среды // Вулканология и сейсмология. 1991. № 5. С. 69–82.
- СНиП 2.02.02-85. Основания гидротехнических сооружений. М.: Минрегионразвития РФ, 2011. 100 с.
- Собисевич А.Л.* О некоторых аномальных явлениях, возникающих при активном воздействии на реальную геофизическую среду // Развитие методов и средств экспериментальной геофизики. Вып. 2. 1996. С. 164–173.
- Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л.* Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями // Докл. АН. 2009. Т. 429, № 5. С. 688–672.
- Собисевич А.Л.* Избранные задачи математической геофизики, вулканологии и геоэкологии. М.: ИФЗ РАН, 2012. 510 с.
- Соболев Г.А., Демин В.М.* Механоэлектрические явления в земле. М.: Наука, 1980. 215 с.
- Соболев Г.А., Осокина Д.Н.* Оценка полей напряжений в сейсмоактивных районах по геофизическим данным // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород и проявлений избыточной напряженности. Апатиты: Изд-во АН СССР, 1985. С. 39–61.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 312 с.
- 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.* Эволюция периодических колебаний сейсмической интенсивности перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2003. № 11. С. 3–15.
- Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электромагнитные эффекты как следствие неоднородного строения и дифференциальных движений в земной коре // Динами-

- ческие процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС, 2006. С. 196–204.
- Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электромагнитные эффекты при релаксационных процессах в земной коре неоднородного строения // Докл. АН. 2007. Т. 417, № 6. С. 823–827.
- Соловьев С.П., Спивак А.А.* Генерация электромагнитных импульсов при релаксационных процессах в земной коре // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 289–301.
- Соловьев С.П., Спивак А.А.* Электромагнитные сигналы в результате электрической поляризации при стесненном деформировании горных пород // Физика Земли. 2009. № 4. С. 76–84.
- Сорокин В.М., Чмырев В.М., Яценко А.К.* Возмущение электрического поля в слое земля–ионосфера при инъекции заряженных аэрозолей // Геомагнетизм и аэронавигация. 2001. Т. 41, № 2. С. 187–191.
- Спивак А.А.* Диагностика геофизической среды при выборе мест строительства и контроле безопасной эксплуатации подземных захоронений и АЭС // Использование подземного пространства страны для повышения безопасности ядерной энергетики. Апатиты: ГОИ КНЦ РАН, 1992. С. 20–21.
- Спивак А.А., Дубиня В.А., Спунгин В.Г.* и др. Контроль механического состояния горного массива на основе микросейсмической информации // Контроль состояния скального массива при долговременной эксплуатации крупногабаритных подземных сооружений. Апатиты: ГОИ КНЦ РАН, 1993а. С. 82–98.
- Спивак А.А., Адушкин В.А., Овчинников В.М.* и др. Геофизические поля в условиях мегаполиса // Докл. РАН. 1993б. Т. 332, № 5. С. 641–643.
- Спивак А.А.* Релаксационный контроль и диагностика массивов горных пород // Физ.-техн. пробл. разраб. полезн. ископ. 1994. № 5. С. 8–26.
- Спивак А.А., Спунгин В.Г., Дубиня В.А.* Оперативная оценка микросейсмического фона с помощью мобильного регистрирующего комплекса // Физика Земли. 1997. № 1. С. 79–83.
- Спивак А.А.* Релаксационные процессы и механическое состояние локальных участков земной коры // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 2. С. 246–249.
- Спивак А.А., Спунгин В.Г.* Определение действующих напряжений и особенностей деформирования блочных структур на основе регистрации микроколебаний геологической среды // Геоэкология. 1998. № 4. С. 71–88.
- Спивак А.А.* Структура напряженного состояния в зонах тектонических нарушений // Докл. АН. 1999а. Т. 364, № 4. С. 544–548.
- Спивак А.А.* Дифференциальные движения блочных структур при внешних воздействиях // Геоэкология. 1999б. № 1. С. 62–76.
- Спивак А.А., Спунгин В.Г., Бугаев Е.Г., Горбунова Э.М.* Диагностика тектонических структур территории Ново-Воронежской АЭС на основе анализа микросейсмических колебаний // Геоэкология. 1999. № 3. С. 268–276.
- Спивак А.А., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б.* и др. Первые результаты исследования геодинамического состояния Приокского участка Нелидово-Рязанской тектонической структуры // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН, 2003а. С. 108–118.

- Стивак А.А., Кожухов С.А., Локтев Д.Н.* и др. Система комплексных наблюдений за межгеосферными взаимодействиями на границе земная кора–приземная атмосфера // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Т. 2. М.: ИДГ РАН, 2003б. С. 323–333.
- Стивак А.А., Кожухов С.А.* Пространственно-временные вариации природного радона в подпочвенной атмосфере // Докл. АН. 2004. Т. 394, № 5. С. 686–688.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Лукишов Б.Г., Соловьев С.П., Тер-Семенов А.А., Харламов В.А., Эльтеков Д.А.* Результаты комплексных инструментальных наблюдений на геофизическом полигоне ИДГ РАН «Михнево» // Динамика взаимодействующих геосфер. М.: ИДГ РАН, 2004а. С. 13–25.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Овчинников В.М.* Периодичности микросейсмических процессов // Докл. АН. 2004б. Т. 398, № 3. С. 400–403.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б.* Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. № 7. С. 35–49.
- Стивак А.А., Локтев Д.Н., Соловьев С.П.* Организация оперативной регистрации геофизических полей с помощью мобильных комплексов // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005а. С. 46–53.
- Стивак А.А., Овчинников В.М., Каракчиев В.Д.* Сейсмостанция обсерватории «Михнево» // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2005б. С. 19–21.
- Стивак А.А.* Жесткость тектонических структур центральной части Восточно-Европейской платформы // Докл. АН. 2006а. Т. 410, № 4. С. 109–112.
- Стивак А.А.* Приповерхностная геофизика и взаимодействие геосфер // Динамические процессы во взаимодействующих геосферах. М.: ГЕОС, 2006б. С. 186–195.
- Стивак А.А., Сухоруков М.И., Харламов В.А.* Эманация природного радона на приповерхностных участках земной коры // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2007а. С. 40–47.
- Стивак А.А., Лукишов Б.Г., Локтев Д.Н., Кишкина С.Б.* Виброакустические наблюдения при нанотехнологических процессах // Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2007б. С. 259–266.
- Стивак А.А.* Структура тектонических нарушений как зон повышенной интенсивности межгеосферных взаимодействий // Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 23–28.
- Стивак А.А., Харламов В.А.* Статистические и корреляционные свойства микросейсмических и геоэлектрических импульсов в земной коре // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. М.: ГЕОС, 2008. С. 236–245.
- Стивак А.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А.* Особенности эманации радона ^{222}Rn с глубиной // Докл. АН. 2008. Т. 240, № 6. С. 825–828.
- Стивак А.А., Шувалов В.В.* Вариация фильтрационных свойств тектонических нарушений в результате твердого прилива // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. М.: ГЕОС, 2008. С. 30–43.

- Стивак А.А., Цветков В.М.* Модель зонального строения и зависимость ширины разлома от величины сдвига // Локальные и глобальные проявления воздействий на геосферы. М.: ГЕОС, 2008. С. 11–22.
- Стивак А.А.* Актуальные проблемы взаимодействия геосфер на приповерхностных участках континентальной земной коры // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009. С. 211–221.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б., Харламов В.А.* Прецессионные движения структурных блоков земной коры // Докл. АН. 2009а. Т. 426, № 5. С. 813–815.
- Стивак А.А., Кожухов С.А., Сухоруков М.В., Харламов В.А.* Эманация радона как индикатор интенсивности межгеосферных взаимодействий на границе земная кора–атмосфера // Физика Земли. 2009б. № 2. С. 34–48.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н.* и др. Вариации геофизических полей в приповерхностной зоне континентальной земной коры в результате твердого прилива // Проблемы межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2009в. С. 222–232.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б., Локтев Д.Н., Харламов В.А.* Прецессия структурного блока земной коры // Проблемы взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС, 2009г. С. 94–100.
- Стивак А.А., Цветков В.М.* Новая модель зональной структуры разломов // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 3. С. 398–401.
- Стивак А.А., Кишкина С.Б.* Прецессия структурных блоков земной коры // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2010. С. 309–316.
- Стивак А.А.* Геофизические поля на поверхности континентальной земной коры // Динамические процессы в геосферах. М.: ГЕОС, 2010а. С. 201–211.
- Стивак А.А.* Жесткость разломных зон // Структура, свойства, динамика и мигрирование литосферы Восточно-Европейской платформы. Воронеж: РФФИ, 2010б. С. 236–240.
- Стивак А.А.* Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010в. № 4. С. 55–66.
- Стивак А.А.* Оценка жесткости разломных зон на основе сейсмических данных // Физика Земли. 2011. № 7. С. 44–53.
- Стивак А.А., Соловьев С.П., Харламов В.А.* К электрическим эффектам в земной коре в зоне влияния Тункинского разлома // Динамические процессы в геосферах. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2011. С. 150–157.
- Стивак А.А., Косарев И.Б.* Взаимодействие эманационного поля радона и электрического поля на границе земная кора–атмосфера // Динамические процессы в геосферах. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2012. С. 108–114.
- Стивак А.А., Хазинс В.М.* Изменение жесткости разломных зон в результате динамических воздействий // Докл. АН. 2013. Т. 449, № 1. С. 97–100.
- Стунгин В.Г., Дубиня В.А., Иванченко Г.Н.* Экспрессная диагностика структуры и геодинамики массива горных пород на основе анализа микросейсмических колебаний // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 42–50.
- Стунгин В.Г.* Иерархия и строение разрывных нарушений гранитоидного массива // Геоэкология. 2001. № 6. С. 542–551.
- Старжинский С.С.* О тонкой структуре лунносуточной вариации в геомагнитном поле // Докл. АН. 2004. Т. 398, № 1. С. 109–112.

- Старжинский С.С.* Исследование динамики лунно-солнечных вариаций в геомагнитном поле // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48, № 2. С. 275–286.
- Старовойт Ю.О.* Чувствительность сейсмической станции «Обнинск» к микроколебаниям атмосферного давления // Сейсмические приборы. М.: ОИФЗ РАН. 1998. Вып. 30. С. 22–39.
- Стовас М.В., Нестеренко П.Г.* Гравитация и сейсмичность // Природа. 1963. № 7.
- Сытинский А.Д.* О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13–30.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н.* О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 3. С. 55–71.
- Таблицы физических величин. Справочник / Под ред. И.К. Кикоина. М.: Атомиздат, 1976. 1007 с.
- Табулевич В.Н.* Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.
- Тверской П.Н.* Атмосферное электричество. Л.: Гидрометеорол. изд-во, 1949. 252 с.
- Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. 368 с.; Т. 2. 378 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования / А.А. Белов, В.С. Буртман, В.П. Зинкевич и др. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Тимофеев В.Ю., Яковенко В.С., Дучков А.Д.* и др. Долговременные и приливные деформации по наблюдениям деформографами и наклономерами // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1650–1658.
- Уломов В.И.* Глобальная упорядоченность сейсодинамических структур и некоторые аспекты сейсмического районирования и долгосрочного прогноза землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 24–44.
- Уткин В.И., Юрков А.К.* Динамика выделения радона из массива горных пород как краткосрочный предвестник землетрясений // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 5. С. 675–680.
- Уткин В.И.* Радон и проблема тектонических землетрясений // Соровский образовательный журнал. 2000. Т. 6, № 12. С. 64–70.
- Уткин В.И.* Газовое дыхание Земли // www.pereplet.ru/obrazovanie/stsoros/242.html (2008)
- Уткин В.И., Юрков А.К., Косякин И.И.* Радон как детерминированный индикатор геодинамических процессов // Изменение окружающей среды и климата. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 303–313.
- Фаддеенков Н.Н.* К оценке блочности рудного массива // Физико-техн. проблемы разработки полезн. ископ. 1979. № 1. С. 43–49.
- Фаддеенков Н.Н.* О применении фотопланиметрии для оценки трещиноватости // Физико-техн. проблемы разработки полезн. ископ. 1980. № 1. С. 90–94.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
- Фирстов П.П., Рудаков В.П.* Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997–2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 26–41.

- Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В.* Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2006. № 1, № 7. С. 102–109.
- Хаин В.И.* Взаимодействие атмосферы, биосферы и литосферы – важнейший процесс в развитии Земли // Вестн. РАН. 2007. Т. 77, № 9. С. 794–810.
- Хаин В., Полетаев А.* Ротационная тектоника Земли // Наука в России. 2007. № 6. С. 14–21.
- Хаин В.Е.* О главных направлениях в современных науках о Земле // Вестн. РАН. 2009. Т. 79, № 1. С. 50–56.
- Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.
- Хайкин С.* Нейронные сети: полный курс. М.: Вильямс, 2006. 1104 с.
- Харламов В.А.* Обнаружение сигналов на основе анализа спектральных матриц при многоканальной регистрации геофизических полей // Динамика взаимодействующих геосфер. М.: ИДГ РАН, 2004. С. 374–381.
- Хитаров Н.И., Войтов Г.И.* Твердые приливы и дегазация Земли // Природа. 1982. № 3. С. 6–13.
- Цубои Т.* Гравитационное поле Земли. М.: Мир, 1982. 286 с.
- Чалмерс Дж. А.* Атмосферное электричество. Л.: Гидрометиздат, 1974. 454 с.
- Шереметьева О.В., Смирнов С.Э.* Приливные компоненты геомагнитных вариаций // Геомагнетизм и аэрономия. 2007. Т. 47, № 5. С. 624–633.
- Шереметьева О.В.* Составляющие геомагнитных вариаций с частотами приливных волн // Геомагнетизм и аэрономия. 2011. Т. 51, № 2. С. 224–228.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А.* и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
- Шерман В.Н.* Деструкция литосферы: состояние проблемы, современные представления о разломно-блоковой делимости и ее короткопериодной активизации // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 123–129.
- Шило Н.А., Ващиллов Ю.А.* Земные приливы как тектонический насос и вибратор // Докл. АН. 1989. Т. 307, № 4. С. 833–836.
- Шулейкин В.Н.* Атмосферное электричество и физика Земли. М.: ИПНиГ РАН, 2006. 159 с.
- Шулейкин В.Н.* Атмосферное электричество и сейсмические, гидрогеологические и газовые поля Земли // Сборник трудов VI-й Российской конференции по атмосферному электричеству. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2007. С. 35–38.
- Шулейкин В.Н., Резниченко А.П.* Атмосферно-электрический и водород-радоновый контроль экологической безопасности территории газохранилища // Сборник трудов VI-й Российской конференции по атмосферному электричеству. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2007. С. 292–295.
- Экология человека в изменяющемся мире / Колл. авторов. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 570 с.
- Электромагнитные поля в биосфере. Т. 1 / Под ред. Н.В. Красногорской. М.: Наука, 1984. 483 с.

- Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Уро РАН, 2003. 299 с.
- Яковлев А.П., Алешин В.А.* Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // Физика Земли. 1994. № 3. С. 3–19.
- Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. 592 с.
- Ярошевич М.И.* Тропические циклоны и сейсмическая активность // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 1. С. 88–92.
- Adushkin V.V., Spivak A.A.* Use of seismic microarrays for on-site inspection monitoring // Proc. 19th Annual seismic Research Symposium on Monitoring a CTBT. Alexandria, VA 22310, U.S. Washington, DC. Department of Energy. 1997. P. 707–715.
- Afrouz A., Harvey J.M.* Rheology of rocks within the soft to medium strength range // J. Rock, Mech. Min. Sci. Vol. 11. 1974. P. 281–290.
- Astrom J.A., Herrmann H.J., Timonen J.* Granular packing and fault zones // Phys. Rev. Lett. 2000. Vol. 84, No. 4. P. 638–641.
- Bak J., Sorensen K., Grocott J., Korstgard J.A., Nash D., Watterson J.* Tectonic implication of precambrial shear belts in western Greenland // Nature, Lond. 1975. Vol. 254. P. 566–569.
- Banwell G.M.* Helium 4 and radon 222 concentrations in groundwater and soil as indicators of zones of fracture concentration in unexposed rock // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, No. B1. P. 355–366.
- Beauduin R., Lognonne P., Montagner J.P.* et al. / Characterizing swell in the southern Pacific from seismic and infrasonic noise analyses // Bull. Seism. Soc. Amer. 1996. Vol. 86, No. 6. P. 1760–1769.
- Beeler N.M., Tullis T.E., Blanpied M.L., Weeks J.D.* Frictional behavior of large displacement experimental faults // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, No. B4. P. 8697–8715.
- Behar M.* Gravity's rainbow // National geographic. Feb. 2004. Vol. 205. Issue 2. P. 1–2.
- Bratt J., Bache K.* Location event with a sparse network of regional arrays // Int. J. Rock Mech. 1982. No. 3. P. 780–798.
- Brian W.P., Flannery B.P., Teulkolsky S.A., Vettering W.T.* Numerical recipes. Cambridge University Press, 1987. 818 p.
- Brune J.N., Allen C.R.* A low-stress-drop, low-magnitude earthquake with surface faulting: the Imperial, California, earthquake of March 4, 1966 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1967. Vol. 57, № 3. P. 501–514.
- Cartwright D.E., Tayler R.Y.* New computations of tide generating potential // Geophys. J. 1971. Vol. 23. No. 1. P. 235–241.
- Chen Z., Huang K.* Using the oscillation dipoles model to study the electromagnetic radiation induced by fracture of rocks // Progress in Electromagnetic Research M. 2010. Vol. 14. P. 221–231.
- Clark R.M., Cox S.J.* A modern regression approach to determining fault displacement-length scaling relationships // J. Struct. Geology. 1996. Vol. 18, No 2/3. P. 147–152.
- Clements W.E., Wilkening M.H.* Atmospheric pressure effects on ²²²Rn transport across the Earth-air interface // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, No. 33. P. 5025–5029.

- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone Ch.* Fault zone fabric and fault weakness // Nature. 2009. Vol. 462. P. 907–911.
- Coward M.P., Graham R.H., James P.R., Wakefield J.* A structural interpretation of the northern margin of the Limpopo orogenic belt, southern Africa // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1973. Vol. 273A. P. 487–491.
- Dieterich J.H.* Time-dependent friction and the mechanics of strike-slip // Pure and Applied Geophysics. 1978. Vol. 116. P. 790–806.
- Dieterich J.H.* Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 2161–2168.
- Di Toro G., Goldsly D.L., Tullis T.E.* Friction falls toward zero in quartz rock as slip velocity approaches seismic rates // Nature. 2004. Vol. 427. P. 436–439.
- Douglas B.M.* Spectral characteristic and stress drop for microearthquakes near Fairview Peak, Nevada // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 77, № 2. P. 351–359.
- Eleman F.* The response of magnetic instruments to earthquake waves // J. Geomag. Geoelectr. 1965. Vol. 18, No. 1. P. 43–72.
- Elliott D.* The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1976. Vol. A283. P. 289–312.
- Frid V., Rabinovich A., Bahat D.* Fracture induced electromagnetic radiation // J. Phys. D: Appl. Phys. 2003. Vol. 36, No. 13. P. 1620–1628.
- Fujiyoshi R., Kinoshita M., Sawamura S.* Variation of ^{222}Rn activity concentration in soil gas at a site in Sapporo, Japan // Environmental Geochemistry and Health. 2005. Vol. 27. P. 539–547.
- idg-copmp/chph/ras/ru/~mikhnevo/data/*
- Ionnides K.G., Papachristopoulou C., Karamanis D.T., Stamoulis K.C., Mertizimekis T.J.* Measurements of ^{222}Rn migration in soil // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 1996. Vol. 208, No. 2. P. 541–547.
- Gaunard G.C., Uberall H.* Theory of resonant scattering from spherical cavities in elastic and viscoelastic media // J. Acoust. Soc. Amer. 1978. Vol. 63. No. 6. P. 1699–1712.
- Gibovicz S.J.* Stress drop and aftershocks // Bul. Seismol. Soc. Am. 1973. Vol. 63, № 4. P. 1433–1446.
- Grunthal G., Stromeyer D.* The recent crustal stress field in Central Europe: trajectories and finite element modeling // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97, No. B8. P. 11805–11820.
- Gurrola B.H., Minster J.B., Given H., Vernon F., Berger J., Aster R.* Analysis of high-frequency seismic noise in the western United States and eastern Kazakhstan // Bull. Seism. Soc. Am. 1990. Vol. 80, No. 4. P. 951–970.
- Hadjicontis V., Macromatou C., Ninos D.* Stress induced polarization currents and electromagnetic emission from rocks and ionic crystals, accompanying their deformation // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2004. Vol. 4. P. 633–639.
- Herraiz M., Benito B.* Methods and applications of microseismicity studies // Rev. de Geof. 1988. Vol. 44, № 2. P. 235–246.
- Hirose T., Bystricky M.* Extreme dynamic weakening of faults during dehydration by coseismic shear heating // Geophys. Res. Letters. 2007. Vol. 34. Doi: 10.1029/2007GL030049.

- Hiroshi O.* The microtremor survey method. Society of Exploration Geophysicists. 2003. No 12. 135 c.
- Hull J.* Thickness-displacement relationships for deformation zones // J. Struct. Geology. 1988. Vol. 10. P. 431–435.
- Kitogama G., Matsumoto N.* Detection of coseismic changes of underground water level // J. American Statistical Association. 1996. Vol. 91, No. 434. P. 521–528.
- Knopoff L.* Earth tides as triggering mechanism of earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1964. Vol. 54. P. 1865–1870.
- Krants R.W.* Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application // J. Struct. Geol. 1988. Vol. 10. P. 225–237.
- Lermo J., Chavez-Garcia F.J.* Are microtremors useful in site response evaluation? // Bul. Seism. Soc. Am. 1994. Vol. 84, № 5. P. 1350–1364.
- Li Y., Doll Ch., Toksoz M.N.* Source characterization and fault plane determinations for $M = 1.2$ to 4.4 earthquakes in the Charlevoix seismic zone, Quebec, Canada // Bul. Seism. Soc. Am. 1995. Vol. 85, № 6. P. 1604–1621.
- Lienert B.R., Berg E., Frazer L.N.* Hypocenter: an earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares // Bull. Seism. Soc. Am. 1986. Vol. 76, No. 3. P. 771–783.
- Lougman I.M.* Formulas for computing the tidal accelerations due to the Moon and the Sun // J. Geophys. Res. 1959. Vol. 64. No. 12. P. 2351–2355.
- Lunn R.J., Willson J.P., Shipton Z.K., Moir H.* Simulation of brittle fault growth from linkage of preexisting structures // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. No. B07403.
- Malin S.R.C., Tuncer M.K., Yazici-Cakin O.* Systematic analysis of geomagnetic observational data. A proposed method // Geophys. J. Int. 1996. Vol. 126. P. 635–644.
- Marechal J.C., Sarma M.P., Ahmed S.* Establishment of earth tide effect on water-level fluctuations in an unconfined hard rock aquifer using spectral analysis // Current science. 2002. Vol. 83, No. 1. P. 61–64.
- Mawer C.K.* Mechanism of formation of gold-bearing quartz veins, Nova-Scotia, Canada // Tectonophysics. 1987. Vol. 135, No. 1-3. P. 99–119.
- Meyer E., Brendell K., Tamm K.* Pulsation oscillation of cavities in rubber // J. Acoust. Soc. Amer. 1958. Vol. 30. No. 12. P. 1116–1124.
- Metropolis N, Ulam S.* The Monte Carlo Method // J. Amer. statistical assoc. 1949. Vol. 44, No. 247. P. 335–341.
- Middleton G.V.* Data analysis in the Earth sciences using MatLab. New Jersey: Prentice Hall Upper Saddle River, 2000. 246 p.
- Mitra G.* Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strain // Bull. Geol. Soc. Am. 1979. Vol. 90. P. 935–951.
- Morrow C.A., Moore D.E., Lockner D.A.* The effect of mineral bound strength and adsorber water on fault gouge frictional strength // Geophys. Res. Letters. 2000. Vol. 27. P. 815–818.
- Moussa M.M., El-Arabi A.-G.M.* Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safara road, Eastern Desert, Egypt // Radiation measurements. 2003. Vol. 37. P. 211–216.
- Muller T., Zurn W.* Observation of gravity changes during the passage of cold fronts // J. Geophys. 1983. Vol. 53, No. 3. P. 155–160.

- Mykkeltveit S., Ringdal F., Kvaerna T., Alewine R.W.* Application of regional arrays in seismic verification research // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1990. Vol. 80, No. 6. P. 1777–1800.
- Nakamura Y.* A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // *Q. Rept. Railway Tech. res. Inst.* 1989. Vol. 30, No. 1. P. 25–33.
- Nothnagel A., Nicolson G., Cumpbell J., Schuh H.* Radiointerferometric polar motion observations with high temporal resolution // *Bull. Geodes.* 1992. Vol. 66, No. 4. P. 346–355.
- Okada H.* The microtremor survey method. Soc. Explor. geophys. Tulsa, U.S., 2003. 135 p.
- O’Keef S.G., Thiel D.V.* A mechanism of the production of electromagnetic radiation during of brittle materials // *Physics of the Earth and Planetary interiors.* 1995. Vol. 89, No. 1-2. P. 127–135.
- Otsuki K.* On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault // *J. Geophys. Soc. Japan.* 1978. Vol. 84. P. 661–669.
- Peacock J.R., Thiel S., Reid P., Heinson G.* Magnetotelluric monitoring of a fluid injection: example from an enhanced geothermal system // *Geophys. Res. Letters.* 2012. Vol. 39. L18403.
- Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise. U.S. Geol. Surv. Tech. Rept. Open-File, 93-322. Albuquerque, NM. 1993. 95 p.
- Posgay K. et al.* International deep reflection survey along the Hungarian geotraverse // *Geophysical Transactions.* 1996. Vol. 40, No. 1–2. P. 1–44.
- Ramsay J.G., Graham R.H.* Strain variations in shear belts // *Can. J. Earth Sci.* 1970. Vol. 7. P. 786–813.
- Ramsay J.G., Allison I.* Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite // *Schweiz. Miner. Petrgr. Mitt.* 1979. Vol. 59. P. 251–279.
- Ranally G.* Correlation between length and offset in strike-slip fault // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 37, No. 4. P. 766–774.
- Reiner L.A., Tullis T.E., Weeks J.D.* Two-mechanism model for frictional sliding of serpentinite // *Geophys. Res. Letters.* 1992. Vol. 19. P. 1535–1538.
- Robertson E.G.* Relationship of fault displacement to gouge and breccia thickness // *Miner. Engr.* 1983. Vol. 35. P. 1426–1432.
- Scholz C.H.* Wear and gouge formation in brittle faulting // *Geology.* 1987. Vol. 15, No. 6. P. 493–522.
- Segal P., Pollard D.D.* Nucleation and growth of strike slip faults in granite // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 555–568.
- Simpson C.* Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations // *J. Struct. Geol.* 1983. Vol. 5. P. 497–506.
- Shapiro N.M., Campillo M.* Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // *Geophys. Res. Letters.* 2004. Vol. 31, L07614, doi:10.1029.
- Shimamoto T., Logan J.M.* Effects of simulated fault gouge on the sliding behaviour of Tennessee sandstone: nonclay gouge // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 2902–2914.

- Sgrigna V., Buzzi A., Conti L.* et al. Electromagnetic signals produced by elastic waves in the Earth's crust // *Nuovo Cimento*. 2004. Vol. 27, No. 2. P. 115–132.
- Schery S.D., Gaeddeert D.H., Wilkening M.H.* Transport of radon from fractured rock // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87, No. B4. P. 2969–2976.
- Shlien S.* Earth-quake-tide correlation // *Geoph. J. Roy. Astron. Soc.* 1972. Vol. 28. P. 27–34.
- Slater L.* Near-Surface geophysics: A New Focus Group // *EOS*. 2006. Vol. 87, No. 25. P. 249.
- Sleep N.H.* Ductile creep, compaction, and rate and state dependent friction within major fault zone // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100, No. B7. P. 13065–13080.
- Soloviev S.P., Sweeney J.J. Generation of electric and magnetic field during detonation of high explosive charge in boreholes // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110, No. B01312/ doi: 10.1029/2004JB003223.
- Sorensen K.* Growth and dynamics of the Nordre Stromfiord shear zone // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 3419–3437.
- Spottiswoode S.M., McGarr A.* Source parameters of tremors in a deep-level gold mine // *Bul. Seismol. Soc. Am.* 1975. Vol. 65, № 1. P. 93–112.
- Stutzmann E., Roullet G., Astiz L.* GEOSCOPE station noise level // *Bell. Seism. Soc. Am.* 2000. Vol. 90, No. 3. P. 690–701.
- Tamura Y.* A harmonic development of the tide generations potential // *Bull. d'informations marees terrestres*. 1987. No. 99. P. 875–879
- Triantis D., Anastasiadis C., Stavrakas I.* The correlation of electrical charge with strain on stress rock samples // *Nat. Hazards earth Sci.* 2008. Vol. 8. P. 1243–1248.
- Veksler Y.A., Shakirov A.T., Baildina N.V.* Seismoacoustic monitoring for destruction // *Field measurements in geotechnics*. Rotterdam^ Balkema, 1991. P. 323–328.
- Velichkin V.I., Petrov V.A., Tarasov N.N.* et al. Appraisal of physical and dynamic state of the Mayak operations geological environment with a view to underground radwaste disposal // *Amer. Soc. Mech. Eng.* 1995. Vol. 4. P. 832–826.
- Villemain T., Angelier J., Sunwoo C.* Fractal distribution of fault length and offsets: implications of brittle deformation evaluation – the Lorraine Coal Basin // *Fractals in the Earth Sciences* (edited by Barton C. & La Pointe P.). New York: Plenum Press, 1995. P. 205–226.
- Watterson J.* Fault dimensions, displacements and growth // *Pure & Appl. Geophys.* 1986. Vol. 124. P. 366–373.
- Webb S.C.* Seismic noise on land and on the sea floor // *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* / Academ Press, 2002. Vol. 81A. P. 305–318.
- Weisbrod N., Dragila M.I., Nachshon U., Pillersdorf M.* Falling through the cracks^ the role of fractures in Earth-atmosphere gas exchange // *Geophys. Res. Letters*. 2009. Vol. 36. L02401, doi: 10.1029/2008GL036096.
- Wenzel H.G.* Earth tide analysis package ETERNA 3.0 // *Bulletin d'Informations des Marees Terrestres*. 1994. No. 118. P. 8719–8721.
- Wenzel H.-G.* Earth tide data processing package ETERNA 3.20. *Bulletin d'Informations Marees Terrestres*. Vol. 120. 9019–9022. Bruxelles, 1994.

- Wenzel H.-G.* The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30. Bulletin d'Informations Mareés Terrestres. Vol. 124. 9425–9439. Bruxelles, 1996.
- Wibberly A.J., Yielding G., Di Toro G.* Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review // The internal structure of fault zones: implications for mechanical and fluid-flow properties. Geological Society: London, 2008. Vol. 299. P. 5–34.
- Widmer-Schmidrig R.* What can superconducting gravimeters contribute to normal-mode seismology // Bull. Seismolog. Soc. Am. 2003. Vol. 93, No. 3. P. 1370–1380.
- Williams G.* Tidal rhythm tides: key to the history of the Earth's rotation and the lunar orbit // J. Phys. Earth. 1990. No. 3. P. 475–491.
- Wilson C.R.* Earth rotation and global change. Rev. Space Phys. Suppl., 33, U.S. National Report to the IUGG 1991–1994. 1995. P. 225.
- Wilson D., Leon J., Aster R.* et al. Broadband seismic background noise at temporary seismic stations observed on a regional scale in the Southwestern United State // Bull. Seism. Soc. Am. 2002. Vol. 92, No. 8. P. 3335–3341.
- Zoback M.L.* et al. Global patterns of tectonic stress // Nature. 1989. Vol. 341. P. 291–298.

Научное издание

АДУШКИН Виталий Васильевич
СПИВАК Александр Александрович

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ГЕОФИЗИКЕ

Под редакцией
член-корреспондента РАН *Ю.Н. Авсюка*
и член-корреспондента РАН *А.А. Соловьева*

Утверждено к печати Научным советом
Программы фундаментальных исследований РАН
ОНЗ-8 «Взаимодействие геосфер: физические поля и массоперенос»

Редактор
Компьютерная верстка: *М.В. Старшова*

ООО Издательство ГЕОС
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332
Тел./факс: (0495)959-35-16
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Пописано к печати 00.00.2014
Формат 70×100¹/₁₆. Печать офсетная
Гарнитура Petersburg. Уч.-изд. л. 000
Тираж 300 экз. Заказ

Отпечатано в полном соответствии с качеством
представленного электронного оригинал-макета в типографии